土木学会論文集 No. 656／II-52, 255-268, 2000. 8

七ヶ宿貯水池における濁質の流入・流動・堆積過程に関する観測と数値シミュレーション

梅田　信[1]・横山勝英[2]・石川忠晴[3]・銭　新[4]・高橋迪夫[5]

[1]学生員　修(工)　東京工業大学大学院　総合理工学研究科環境理工学創造専攻　日本学術振興会特別研究員
(〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259番地)

[2]正会員　博(工)　建設省土木研究所研究員河川部河川研究室(〒305-0804，つくば市大字旭1番地)

[3]フェロー会員　工博　東京工業大学大学院教授　総合理工学研究科環境理工学創造専攻

[4]正会員　博(工)　東京工業大学客員研究員

[5]正会員　工博　日本大学教授　工学部土木工学科(〒963-8642　郡山市田村町徳定字中川原1)

貯水池に流入する濁質の量や特性，あるいは流入後の挙動を把握するため，洪水時の採水観測や貯水池内の濁水流動観測など，種々の現地観測を実施した．その結果，流入水の濁度モニタリングによって，貯水池へ流入する濁質フラックスが概ね把握できることが分かった．また，洪水時の貯水池内濁水流動と濁質堆積分布を三次元k-εモデルにより再現計算を行った．計算結果と観測結果は比較的よく一致した．濁質の沈降速度の分布は計算結果に比較的大きな影響を与えるので，流入水の濁度と併せて計測しておく必要がある．しかしながら，このようないくつかの項目を計測しておけば，本計算モデルは濁質の流動・堆積過程をかなり正確に把握することができ，今後の貯水池管理において有効な手段となると考えられる．

Key Words : *turbidity monitoring, wash load, reservoir sedimentation, k-ε turbulence model*

1．はじめに

河川上流部において洪水時に流送される土砂のかなりの部分は，河床材料よりはるかに細粒な濁質であり，ウォッシュロードに区分される．しかし大きなダム湖が建設されると，微細な濁質も湖内で沈降するようになり，その量の大きさのために，有効貯水容量に影響を及ぼす．また，濁質に付着する栄養塩も沈降するため，貯水池の長期的水質環境に影響を及ぼす．

濁質が貯水池に及ぼす影響は湖内の堆積分布に依存する．すなわち，有効貯水容量の減少に対しては，水利用頻度の高い浅部への堆積の影響が大きく，深部への堆積の影響は少ない．また，沈殿した栄養塩の溶出は溶存酸素状態に依存するので，水温躍層より浅い部分への堆積と深い部分への堆積とでは，その後の水質変化への影響度は異なるであろう．さらに，浅い部分に堆積した濁質は，風浪や乱流によって再浮上して移動する確率が高い．以上のことから，流入した濁質の堆積空間分布を把握することは，貯水池管理上重要であると考えられる．

このため，貯水池に流入した細粒土砂の流動及び堆積現象に関する研究は古くから行われている[3),4),5),6)]．芦田，江頭[3)]は実験と理論的考察により濁水密度流の層厚，流速などの算定式を求めている．福岡ら[4),5)]は濁水の水温成層への浸入形態についての考察を行っている．Parkerら[6)]は，底層密度流の濁質の沈降・巻き上げについて議論をしている．これらの多くは，室内実験に基づくもので，また解析も比較的単純な境界形状に対してのものだった．一方，近年，水理計測技術の進歩と共に，濁水流動の状況を現地で計測できるようになってきた[7)]．

また，計算機の発達にともない数値シミュレーションによる流動の解析も多く行われるようになった．河田，植本[8)]は，ウォッシュロードによる貯水池堆砂モデルを作成して，その有効性を検討している．道奥ら[9)]はk-ε乱流モデルにより種々の密度流流動形態の再現計算を行っている．これらのモデルは，二次元計算であったが，形状や湖底地形が複雑なダム貯水池においては，三次元的な流況や濁質の堆積分布を把握することが必要である．藤田ら[10)]は、三次元の流動計算に基づいたウォッシュロードの堆砂計算を行っている．しかし，渦動粘性係数の決定に関しては，単純なゼロ

*本論文は，文末の文献1)，2)に新たなデータを追加するとともに再考察を行い，取りまとめたものである．

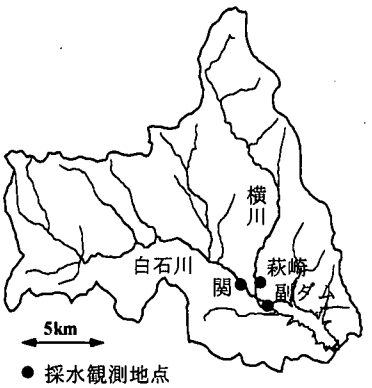

図-1　七ヶ宿貯水池流域

方程式モデルが用いられている．それに対して，近年になり急速に計算容量，速度が高まったため，k-εモデルのような乱流モデルを用いた三次元流動計算も可能となり，現地への適用例も見られるようになってきた[11]．

そこで本研究では，宮城県七ヶ宿貯水池において洪水時の濁質の流入・流動および堆積過程を詳細に観測するとともに，k-εモデルを用いた三次元数値シミュレーションを行い，濁度と流速の鉛直分布及び堆積分布の再現性を検討した．

2．現地観測

(1) 観測地の概要

図-1に七ヶ宿貯水池流域を示す．同貯水池は，阿武隈川水系白石川に建設された多目的貯水池であり，総貯水容量は約1億m^3，最大水深は約45m，湛水延長は4.1kmである．流域面積は237km^2あり，主な流入河川は，白石川（流域面積131km^2）と横川（流域面積53km^2）である．流域の93%は森林で，残りの主な土地利用は田畑，草地と若干の集落となっている．

貯水池上流端には貯砂を目的とした副ダムが設けられており，白石川と横川は副ダムの直上流で合流し，貯水池へ流入する．そのため，ベッドロードはここで遮断され，貯水池へ流入するのは，ほとんどがウォッシュロード成分であると考えられる．したがって，副ダム越流水の濁度を観測しておけば，貯水池に流入する土砂量を概ね把握できる．

(2) 観測項目

本研究では，次の4種類の観測を実施している．貯水池の平面形状と観測点の配置を図-2に示す．

①流入水濁度モニタリング：1994年から毎年，春から晩秋にかけて，図-1に示した副ダム地点に自記式濁度計（アレック電子（株）製MTB-16K）を設置し，貯水池流入水の濁度を連続観測した．ここで白石川と横川からの流入分（全流域の78%）を補足することができる．なお，この測定器はカオリンを用いた濁度標準液により検定されている．また，同地点において，自記式水温計（アレック電子（株）製MDS-T）により，水温の計測も行った．

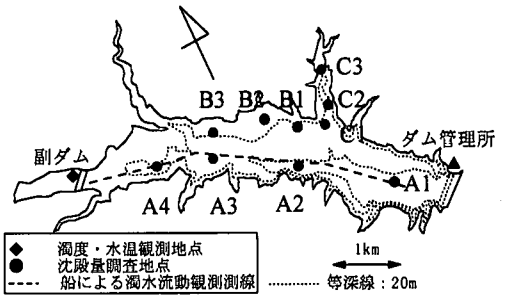

図-2　貯水池内観測点配置図

②洪水採水分析：1993年以来，台風などの洪水時には採水観測を行っている．洪水期間中に，図-1の●で示した3地点において，30分から2時間間隔で採水を行い，その場で濁度，水温を計測した後，試料を実験室に持ち帰り，SS，総リン，オルトリン酸態リン，強熱減量，及び粒度組成を分析した．なお，粒度分析には，島津製作所製SALD-3000を用いた．

③貯水池内濁水観測：1996年9月22日に東北地方を通過した台風17号により洪水の発生した翌日，貯水池内において，濁水の流動状態に関する観測を行った．小型船に音響測深機（千本電気製PDR-101V2）とADCP(Acoustic Doppler Current Profiler：RD-Instruments社製）を搭載して走行し，濁水の流動状況を観測した．また，船を時々停止し，多項目水質計（アレック電子製ACL-1180）を用いて，水温，濁度の鉛直分布を計測した．

④貯水池内堆積物調査：図-2に示す地点（10ヶ所）の湖底付近に沈殿物採取用のビンを設置し，一定期間に沈殿する物質の量とリン含有率を分析した．設置地点のうち，Aシリーズは元々河道であった澪筋に，Bシリーズは旧河岸段丘であった浅瀬に，Cシリーズは比較的大きな支川が直接貯水池へ流入する入江に配置されている．観測期間は，1996年6月13日～9月10日と9月10日～10月7日とした．前者では長期間での平均的な沈殿量を把握した．また後者では，台風17号出水時に輸送された懸濁物質の沈殿量（沈降に約2週間かかる）を把握した．また，副貯水池においては1997年11月に，本貯水池においては1998年6月に，湖底に堆積している物質を採取し，堆積厚分布を調べた．

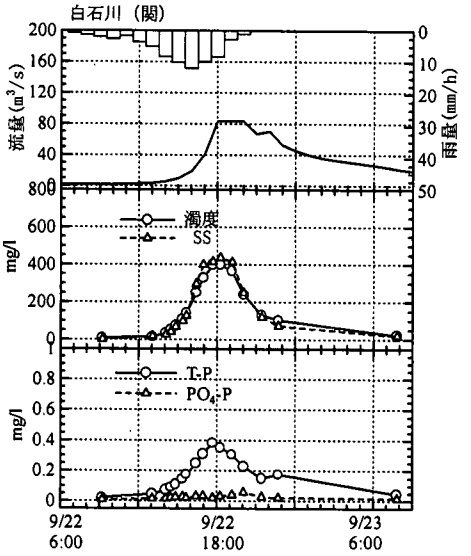

図-3　洪水流出時系列(96/09)

3．観測結果

(1) 洪水時における懸濁物質の流入特性

1996年9月22日出水の白石川関地点における観測結果を図-3に示す．上から雨量，流量，濁度，SS，T-P，PO_4-Pを時系列で示している．流量の増減とともにそれぞれの濃度が増減している様子が分かる．

5つの出水について前記の3地点で得られたデータから濁度とSSの相関を調べた．その結果を図-4に示す．濁度とSSの関係は，一般的には懸濁物質の密度，色度，粒度などによって，変化すると考えられる．しかし，同一の流域では濁質の特性がある程度限定されるので，この様に高い相関が認められる[12]．この流域の場合，

$$SS=0.9\times(\text{濁度}) \qquad (1)$$

という関係がある．この様な相関関係を利用すれば，比較的手軽な濁度モニタリングによりSS時系列を求めることができる．さらに，これと流量（貯水池流入量）の時系列を掛け合わせることで，貯水池に流入するSSフラックスの時間変動を推定することが可能になる．

図-5に濁度と総リン濃度（T-P）の関係を示す．T-Pと濁度の相関関係はかなり高く，ほぼ一価の関数で表されることが分かる．図-3に示したように，洪水中のPO_4-P濃度の増加はほとんど見られないことから，T-Pの増大はそれ以外の溶存態リンと懸濁態リンの増加によると考えられる．本研究では両者の別についての分析を行っていないので確証はないが，従来の研究によれば，出水時のT-P増加分は

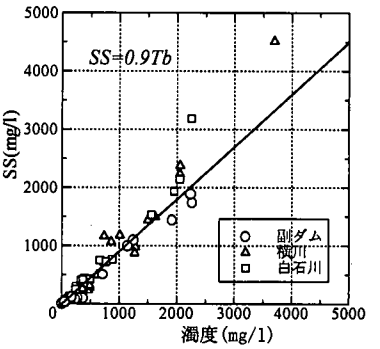

図-4　濁度-SS相関図

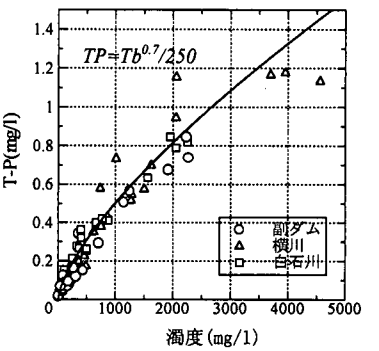

図-5　濁度-TP相関図

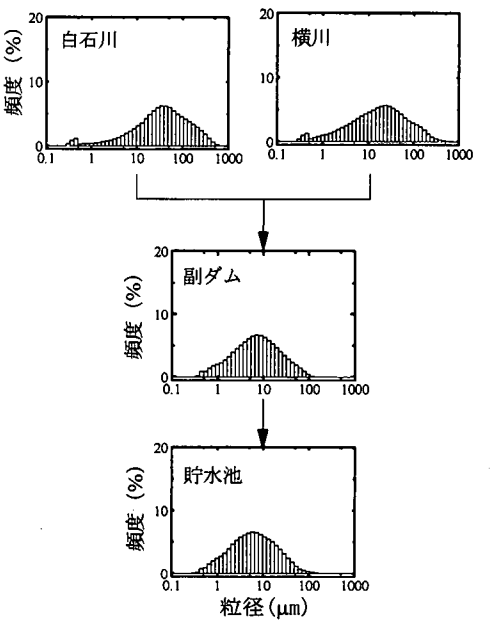

図-6　流下に伴う濁質粒度組成変化

主に懸濁態リンによっている[13),14)]．したがって，図-5に現れた高い相関性は懸濁態リンの増加に起因しているのではないかと思われる．いずれにしても，T-Pと濁度の相関式を図-5の様に求めておけば，濁度モニタリングによって貯水池へのリン流入量をある程度推定

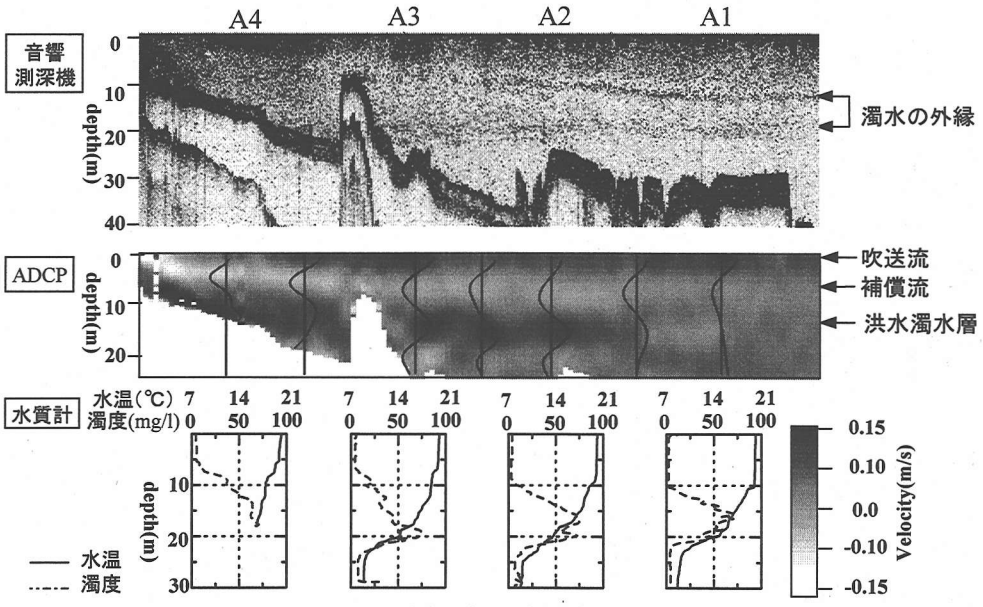

図-7　貯水池内濁水観測結果

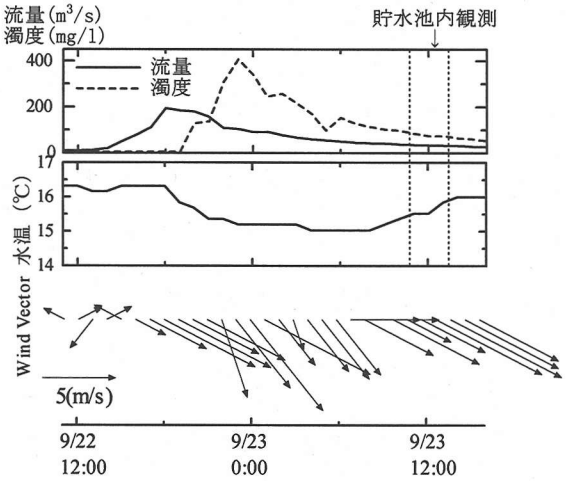

図-8　洪水観測時の副ダム流量，濁度，水温，風向風速

することが可能であると考えられる．

図-6に，河川から副ダムを経由して貯水池まで流下する過程での濁質の粒度組成の変化を示す．ただし流入河川と副ダムでは粒度分布が洪水中に多少の時間変動をしている．そこで，地点ごとの違いを見やすくするために多数の粒度解析結果を各地点毎に平均したものである．また，貯水池内での分布型は，後述する沈殿ビン観測から得られたものである．河川では浮遊砂と見られる粒径分も多少含まれているが，副ダムおよび貯水池内では粒径0.1mm以上の粒子がほとんど見られず，ウォッシュロードのみが貯水池に流入していると考えられる．

(2) 洪水直後の貯水池内濁水流動

図-2 に破線で示した澪筋沿いでの濁水流動観測の結果を図-7 に示す．上から順に音響測深機，ADCP，水質計（水温，濁度）による観測結果である．図の左側が河川流入部，右側が堤体になっている．また，ADCP の計測データには，若岡ら[15]によるデータ補正を加えている．また図-8 に，副ダム地点における流量，濁度，水温およびダム管理所脇で計測された風向風速を示す．図中の点線で示した時間範囲で貯水池内の流動観測を行った．

図-7 から，流れの特性が以下のように読みとれる．流入濁水は傾斜プルームとして斜面上を流れ下った後，A3 地点と A4 地点の中程で湖底より離れ，水温躍層に沿って水深 10 ～ 20m 付近に水平に侵入している．また，流速図より，表層には下流向きに吹送流が発達し，吹送流と濁水流の間には補償流が生じていることが分かる．濁度の最大値は，70mg/l 程度であり，図-8 に示した流入水の最大濁度の 5 分の 1 程度となっている．

(3) 貯水池内の濁質堆積分布

a) 洪水後に沈殿した懸濁物質量

一つの洪水により輸送される懸濁物質を捉えるために，1996 年 9 月 10 日に沈殿ビンを設置して出水を待った．9 月 22 日に台風 17 号による出水があったので，微粒子の沈降がほぼ終了した 10 月 7 日に沈殿ビンを引き上げて分析した．なお，微粒子の沈降の終了は濁度観測で確認した．

本貯水池での洪水時操作は，オールサーチャージ表

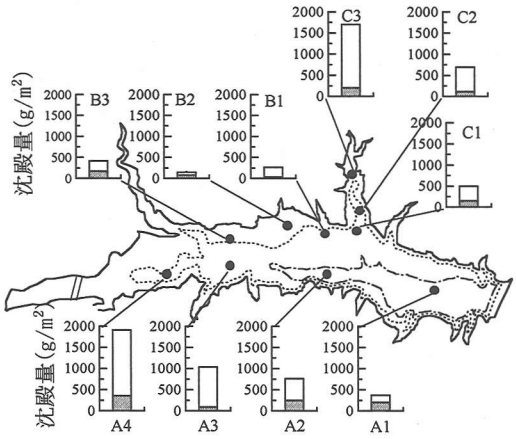

図-9　一つの洪水による濁質総沈殿量分布

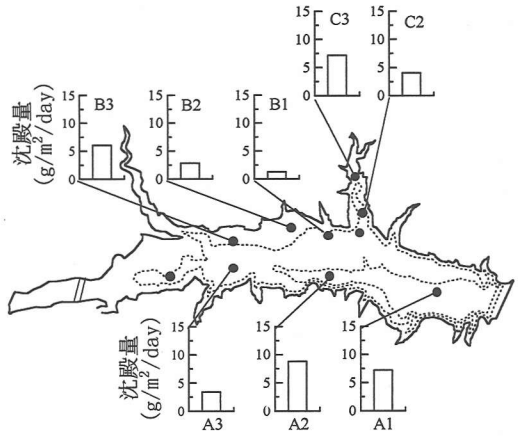

図-11　平常時における一日あたりの濁質沈殿量分布

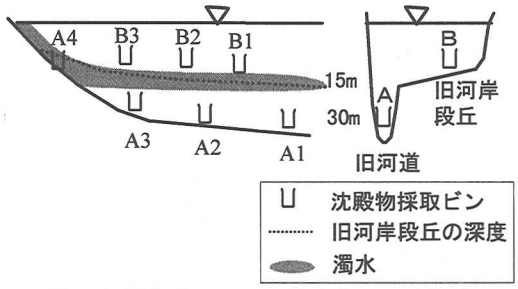

図-10　濁度プロファイルと沈殿ビン設置深度

層放流としている．また図-7に示したように，本洪水では，濁水の浸入水深が15m付近であった．以上のことから，懸濁物のほとんどすべてが貯水池内に沈殿，堆積したと考えられる．

沈殿量の分布を図-9に示す．なお，本論文で沈殿量とはある一定期間でビンにトラップされる量を示している．これは，流入した濁質の沈殿量だけでなく，湖内で再浮遊し沈殿した量や植物プランクトンなどの生産による量も含まれている．それに対し，堆積量は，貯水池完成後に積もり始めた濁質が，現在湖底に堆積している量を指す．

沈殿ビンは約1ヶ月にわた って設置されていたので，上述のように貯水池内での巻き上げや生産による洪水前後の期間の沈殿物も含まれている．そこで，棒グラフの一部に，次節で算定される平常時の沈殿量をハッチで示した．この量を差し引いた部分が洪水流入による沈殿量であると考える．

沈殿量には地点ごとにかなりの差が見られる．顕著な傾向として，浅瀬（旧河岸段丘上：Bシリーズ）には少なく，澪筋（旧河道：Aシリーズ，旧支流：Cシリーズ）には多い．

以上の分布特性には侵入洪水の経路が関係していると考えられる．図-10は，貯水池の断面を模式的に表したもので，各観測点の湖底高さと沈殿ビン設置位置，濁水の浸入状態，及び平均的な旧河岸段丘高さを示している．洪水流は貯水池表層水より5℃程度冷たいため，図-7に示したように濁水は水温躍層の下部に侵入している．このことから洪水流は主に旧河道を流下したものと考えられる．本貯水池では6月から9月にかけて深度15m付近に水温成層が形成されているから，融雪出水を除けば，図-10にハッチで示す位置に濁水は浸入すると考えられる．したがって本貯水池では図-9に示した沈降分布が，洪水時には一般的と考えてよいと思われる．

ここで，濁度モニタリングの結果から流入SS量を推定する可能性を調べるために，沈降量を湖内で積分した値と副ダム地点の濁度フラックスの積算値とを比較する．前述のように湖内沈殿量は浅瀬と澪筋で異なることから，地形図上で領域を区分した後に各観測点の支配面積を定めて積算した．また副ダムの濁度フラックスは，流量に濁度の値をかけ，時間積分して求めた．

湖内沈殿量の積分値が1213ton，濁度フラックス総量が1084tonであり，11%ほど過小であった．しかし，副ダムを通過しない残留域（全流域面積の22%）からの流入も多少あるとすると，この数値はかなりよく一致していると考えられる．

b)　平常時の沈降量分布

1996年6月13日～9月10日の約100日間の沈降量の日平均値の分布を図-11に示す．図-11と図-9を比較すると，洪水時に比べて平常時には浅瀬部分と澪筋部分の沈降量の差が小さくなっている．この理由としては，洪水時と平常時の流動形態が違いに因るとも考えられる．しかし，後述する湖底堆積厚の観測結果も考慮に入れると，一旦沈殿した濁質が乱流によって巻き上げられ，再配分された結

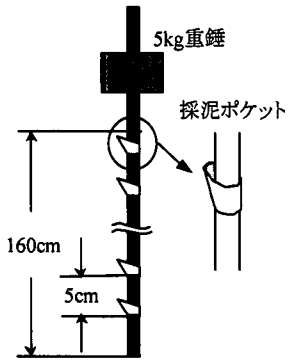

図-12　簡易型堆積厚測定装置

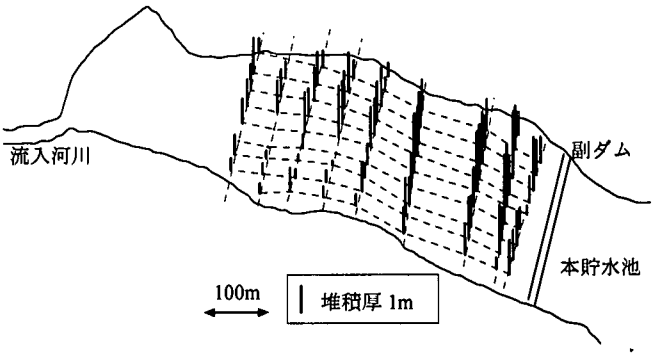

図-13　副貯水池堆積厚観測結果

果である可能性が高い.

そこで,前節と同様に,100日間の副ダム地点の濁度フラックス総量と沈降量を比較すると,前者が384tonで後者が1336tonとなる.この差は,湖底に堆積した濁質が風などによる擾乱で巻き上げられ,沈殿ビンにトラップされたためであると考えられる.このような巻き上げは水温躍層より深いところでは生じないと思われる.そこで,この時期の平均的な水温躍層位置(TP275m)より浅い部分の湖面積を地形図より求め,濁度フラックスと湖内沈殿量の差である952tonをこの面積と観測日数で割ったところ,貯水池内の擾乱による濁質の巻き上げ・再配分量は,一日当たり約4g/m²となった.

沈殿ビンは,その形状により粒子の捕集効率が異なると言われている[16),17)].Gardner[17)]によると口径に対する深さの比を1:2～3程度にすれば広い床に積もる量とトラップに入る量が等しくなるとされている.本研究で用いたビン形状は,口面積92.2cm²,高さ22cmの八角形の筒である.ビンの口の最も長い対角線でも11cmであったので,本章で示した計測値に対するビン形状の影響は小さいと考えられる.

なお,上述の巻き上げ量は,4章で推定する濁質の年間流入平均値の3分の1となっている.したがって流入して浅瀬に沈積したウォッシュロードは,かなりの部分が再配分されると考えられる.

c)　貯水池完成以来の総濁質堆積量

七ヶ宿貯水池が完成した1989年から観測を行った1998年までの10年間に堆積した湖底堆積量の分布を調べた.観測は以下に述べるように本貯水池と副貯水池の両方で実施した.

副貯水池は最大水深が10mと本貯水池に比べて浅いのに対し,堆積が1m以上もあるため,本研究では,筆者らが考案した簡易的な計測装置(図-12)を用いて堆積厚の計測を行った.この装置は,直径2cm,長さ2mの鉄棒に泥をトラップするためのポケットを5cm間隔で取り付けたものである.この鉄棒を船上から垂直に落下させて底質中に貫入させ,引き上げた後に泥がトラップされているポケットの位置を堆積厚とした.ただし,観測のはじめには実際に潜水して,この棒が底質の途中で停止せず旧河道のれき質(貯水池完成後に堆積した底質の最下部)まで達していること,及び底質の深さ分だけ泥がトラップされていることを確認している.

測定結果を図-13に示す.測定地点は,縦横の点線の交点で示しており,副ダム堤体から500m以内の85地点である.また,各地点の堆積厚は縦線の長さで表している.なお,これよりも上流の範囲では,水深が1.5m以下と浅く,底質が礫のみであったため,貯水池完成後の堆砂は無いとした.この堆積厚分布と平均密度(2.0g/cm³)から,副貯水池の堆積量を計算すると,堆積量は6.0×10^4tonと求まった.

本貯水池内では,15地点において湖底堆積物を採取し,堆積厚,平均密度,リン含有率を調べた.採泥器の構造上,(旧地盤土壌を除いた)湖底堆積物のみを取り出して総重量を計測することができなかったので,採泥カラム内の堆積厚を測定した後,取り出して分離した湖底堆積物の密度を数検体ずつ測定し,平均密度と堆積厚の積から単位面積当たりの堆積量を推算した.なお堆積量の分布が地点ごとに大きく異なるため,本論文においては文献1)よりも調査地点を増やし,より詳細な堆積分布の計測を行った.

図-14に堆積厚の空間分布を示す.澪筋(旧河道)と浅瀬(旧河岸段丘上)では堆積量が著しく異なり,ほんとんどが澪筋に堆積していることがわかる.これは図-15に示すメカニズムによっていると考えられる.すなわち,本貯水池では6月上旬から11月初旬にかけて水温成層が水深15m付近に形成されているため,風などによって生じる乱流混合が湖底に達するのは,主に旧河岸段丘の部分だけである.そこで浮

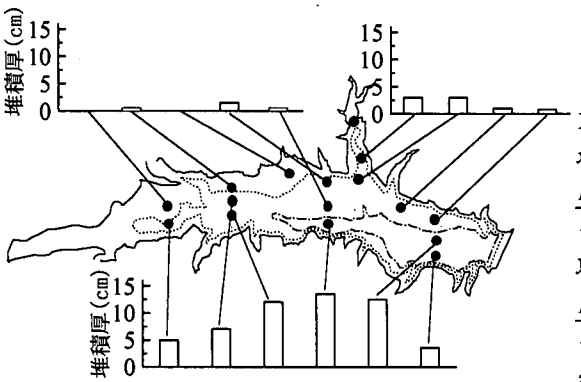

図-14　湖底堆積厚分布

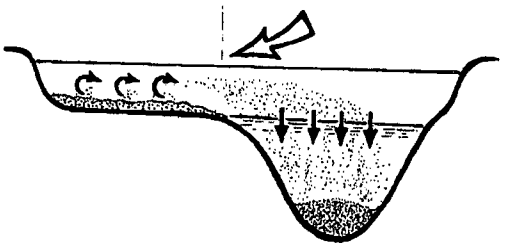

図-15　濁質再配分概念図

上した粒子は水平に輸送・拡散されて沈降するが，水温躍層より深部に沈殿すると再浮上できなくなる．したがって，平常時には浅瀬の部分がSSのソースとなり，澪筋の部分がシンクとなる．このような物質移動の結果，浅瀬の部分には堆積物がほとんど残らないものと推定される．なお(a), (b)と同様に，地図上で領域を区分して各測定点の支配面積を求め，湖底堆積物の総量を積算したところ7.2×10^4tonになった．

以上のように貯水池完成後の全堆積量を求めた結果，副貯水池と本貯水池における堆積量の比率は，概ね1：1であることが判った．一方，副ダムの直上流(流入河川)および下流端において時系列的にSSの計測を行った1996年9月の洪水について，洪水期間中の総濁質フラックスを求めた．その結果，副ダム上流端において2.1×10^3ton，下流端では1.1×10^3tonとなった．すなわち，この洪水による濁質堆積量も副貯水池と本貯水池とで，ほぼ1：1の割合となり，堆積調査の結果とよく一致した．このことからも，3. (1)で述べたように，流入水の濁度モニタリングが堆砂量の推定あるいは貯水池管理に対して，有効な手段であると言える．

4．流動計算モデル

本章では，三次元k-εモデルを用いて洪水時の流入濁水の流動と濁質の沈降・堆積過程を計算し，濁度分布，流速分布及び堆積量分布の観測結果と比較する．

(1)　基礎方程式

基礎方程式は，以下に示すとおりである．ただし，z方向の運動方程式には，ブシネスク近似を施している．

x方向の運動方程式：

$$\frac{Du}{Dt}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_L\frac{\partial u}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_L\frac{\partial u}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_T\frac{\partial u}{\partial z}\right)=fv-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}\quad(2)$$

y方向の運動方程式：

$$\frac{Dv}{Dt}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_L\frac{\partial v}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_L\frac{\partial v}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_T\frac{\partial v}{\partial z}\right)=-fu-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}\quad(3)$$

z方向の運動方程式

$$\frac{Dw}{Dt}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_L\frac{\partial w}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_L\frac{\partial w}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_T\frac{\partial w}{\partial z}\right)=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}+\delta g\quad(4)$$

乱れエネルギーkの保存式：

$$\frac{Dk}{Dt}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_{Lk}\frac{\partial k}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_{Lk}\frac{\partial k}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_{Tk}\frac{\partial k}{\partial z}\right)=P_r+G-\varepsilon\quad(5)$$

散逸率εの保存式：

$$\frac{D\varepsilon}{Dt}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_{L\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_{L\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_{T\varepsilon}\frac{\partial \varepsilon}{\partial z}\right)\quad(6)$$
$$=C_1\frac{\varepsilon}{k}P_r+C_1(1-C_3)\frac{\varepsilon}{k}G-C_2\frac{\varepsilon^2}{k}$$

相対浮力のδ保存式：

$$\frac{D\delta}{Dt}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_{L\delta}\frac{\partial \delta}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_{L\delta}\frac{\partial \delta}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_{T\delta}\frac{\partial \delta}{\partial z}\right)=S\Rightarrow0\quad(7)$$

濁度Cの拡散方程式：

$$\frac{\partial C}{\partial t}+u\frac{\partial C}{\partial x}+v\frac{\partial C}{\partial y}+(w-w_0)\frac{\partial C}{\partial z}\quad(8)$$
$$-\frac{\partial}{\partial x}\left(\nu_{LC}\frac{\partial C}{\partial x}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\nu_{LC}\frac{\partial C}{\partial y}\right)-\frac{\partial}{\partial z}\left(\nu_{TC}\frac{\partial C}{\partial z}\right)=0$$

連続式：

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0\quad(9)$$

なお，

$$P_r=\nu_t\left[2\left\{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^2\right\}+\left\{\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial w}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2\right\}\right]$$

$$G=-g\nu_{T\delta}\frac{\partial \delta}{\partial z},\nu_T=\nu+\nu_t=\nu+C_\mu\frac{k^2}{\varepsilon},\nu_L=0.01L^{4/3}$$

$$\nu_{Lk}=\nu_L,\nu_{Tk}=\nu_T,\nu_{L\varepsilon}=0.77\nu_L,\nu_{T\varepsilon}=0.77\nu_T$$

$$\nu_{L\delta}=1.2\nu_L,\nu_{T\delta}=1.2\nu_T,\nu_{LC}=\nu_L,\nu_{TC}=\nu_T$$

$$C_1=1.44,C_2=1.92,C_3=1.0,C_\mu=0.09$$

ここでx, yは水平座標，zは鉛直上向き座標，u, v, wは，それぞれx, y, z方向の流速，kは乱れエネルギー，εは粘性散逸率，δは相対密度差(浮力)，Cは濁度である．またpは圧力，ν_tは鉛直方向の渦動粘性係数，ν_Tは鉛直方向の実効動粘性係数，ν_Lは水平方向の渦動粘性

係数，ν_{Ti}, ν_{Li}は，それぞれ物理量 iの鉛直，水平方向の渦動拡散係数，Lは計算メッシュサイズ，f はコリオリ係数(8.6×10^{-5}1/s)，gは重力加速度，w_0は濁質粒子の沈降速度である．なお，ここで実効動粘性係数とは，層流状態のときの分子運動による動粘性係数と乱流時の渦動粘性係数の和として表されるものである[18]．また，水平方向の渦動粘性係数は，Richardsonの4/3乗則[19]により計算メッシュサイズの関数として与えている．

相対密度差δは水温と濁度の関数と考えられるが，図-7の観測データでは，貯水池内の水温差が12℃であるのに対して濁度の差は約75mg/lとなっている．これを密度差に換算すると，前者は後者の約20倍となり，水温の影響の方がはるかに大きい．そこで本研究では，δが水温のみによって定まるとした．また，日射の影響や大気との間の熱輸送により，δは厳密には保存量ではないが，洪水流入前に季節成層が発達していることと計算期間が短いことからその影響は小さいと考え，δの生成項Sをゼロとしている．

C_1, C_2, C_μはk-εモデル固有の係数であり，ここでは標準的な値を使用している．一方C_3については種々の提案がなされているが[20]，まだ確定的ではない．ここでは道奥ら[21]及び尹ら[22]を参考にして，C_3=1とする．

以上の基礎方程式を有限体積法で離散化し，SIMPLE解法により解いた．

(2) 計算条件と初期条件

計算格子にはスタッガード格子を用いた．鉛直方向の格子間隔Δzは，全領域で1mとした．一方，水平面内の格子間隔については，貯水池の地形的特徴から，諸量の変化率が横断方向に大きいと予想されるので，長軸方向の間隔Δxを100m，短軸方向の間隔Δyを50mとした．また流入部付近では特に流れの変化率が大きいと考えられるので，上流端付近の約5分の1の区間では，Δx=50m，Δy=25mとした．なお，計算時間ステップは，Δt=60秒としている．

計算期間は，洪水発生数時間前の1996年9月23日午前11時から，ほぼ洪水が収まった24日午後5時までの30時間とした．

初期流速場は静止状態とした．また，初期水温状態として，図-16に示す洪水発生直前の水温観測結果を与えた．kとε の初期値は，計算が不安定にならない範囲で十分小さな値を与えた．

(3) 境界条件(水面，湖底，側面)

流速の境界条件として，水面はrigid wall，側面・湖底面での流速は0とした．また，側面・湖底面における k, ε, δのフラックスは0としている．ここで壁関数等を用いていないのは，以下のような事情のためである．

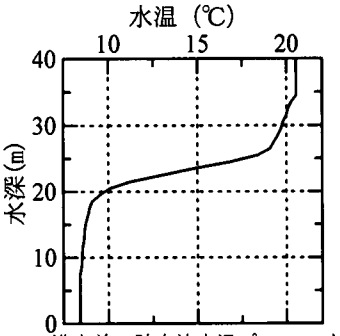

図-16 洪水前の貯水池水温プロファイル

まず，壁関数を使用するにはメッシュサイズをかなり小さくする必要があるため，計算負荷が増大する．しかし，実際の湖底形状は必ずしも滑らかではないため，負荷の増分に見合うだけ，計算精度が向上するかは問題である．また本現象では，中層に貫入した密度流の内部シアーが乱流生成に寄与する分の方が大きいと考えられる．

なお，実際には約2mの水位上昇が生じたが，図-16に示した水位スケール及び水温躍層，濁水層の水深から考えて，無視できる水位変動だと考え，水面をrigid wallとして取り扱った．

水面での応力条件は，以下のように与えた．

$$\nu_T\frac{\partial u}{\partial z}=\left(U_*^2\right)_x \tag{10}$$

$$\nu_T\frac{\partial v}{\partial z}=\left(U_*^2\right)_y \tag{11}$$

ここに，$(U_*^2)_x$は風応力のx方向，$(U_*^2)_y$はy方向成分である．また風応力の絶対値は，次の式から求めた[23]．

$$\rho_w U_*^2=0.5\times10^{-3}\rho_a U_{10}^{2.5} \tag{12}$$

U_{10}は10m高風速だが，ここではダム管理所で計測されている風速記録を与えた．ρ_aは空気の密度，ρ_wは水の密度である．

濁質濃度Cについての湖底境界条件は，湖底面における堆積を考慮し，

$$\nu_{TC}\frac{\partial C}{\partial z}+w_0(1-A)C=0 \tag{13}$$

という条件を与えている[24]．ここに，Aは底面吸収係数であり[25]，底面に達した粒子がそこに堆積する確率を示す．この式は，力学的なものと言うよりも概念的なものであるため，Aの値を厳密に決定することはできない．本論文で扱った現象においては，懸濁物質は明らかに堆積する傾向の方が大きいため，ここではA=1を仮定した．底面条件に関するさらに厳密な検討は，今後の課題としたい．

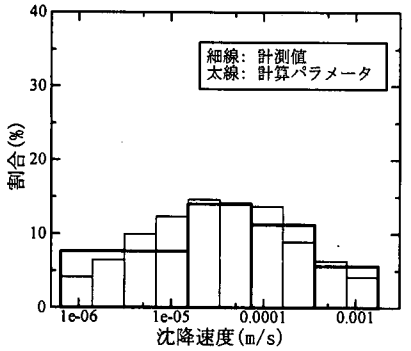

図-17　濁質の沈降速度分布

濁質粒子の沈降速度w_0は，以下のように決定した．まず，貯水池内で採取した沈殿物の粒度組成を遠心沈降式の粒度分析装置（島津製作所製SA-CP3L）で分析した．この装置は，ストークス則を仮定して沈降速度から粒径を導出するようになっている．そこで，出力された粒度分布にストークスの式を当てはめて，沈降速度の分布を逆算したところ，図-17の細線の結果を得た．そこで，計算に用いる代表沈降速度と各成分割合を図-17の太線あるいは表-1のように定めた．

(4) 境界条件（上流端，下流端）

上流端における流入条件として，流量，水温，SSには，図-8に示した副ダムにおける1時間ごとの観測値を用いた．なお，貯水池脇の支川からの流入状況は不明であることから，貯水池への流入は副ダムを通過するもののみとした．前述のように，副ダム上流の流域面積は，全流域面積の78%であることから，このことによる誤差は，2割程度と考えられる．またSSの値は，式(1)を用いて濁度観測値から求めている．

上流端の流入条件と下流端の流出条件は，以下の考えのもとに与えた．流入部及び流出部付近では，後述するように急変流的な流れが形成されるが，その水平スケールは数十mであり，本研究で設定しているグリッドサイズと同程度である．したがって，本計算のスキームで局所的な急変流を表現しようとすると無理が生じる．そこで，流入部及び流出部から少し離れた地点で予想される流れを，以下のように境界条件として与えることとした．

流入水は，貯砂ダムを越流した後に湖水の下に潜り込み傾斜プルームを形成すると考えられる．そこで，上流端断面の下半分から濁水が流入するものとして，流量をその断面積で除して求めた流速を上流端境界条件として与えた．

流出部の流速分布は，以下のように与えた．まず，本計算では水面をrigid wallとして扱っているので，流入量と等しい放出量を設定することとした．七ヶ宿貯水池ではオールサーチャージ表層放流としているので，洪水吐を越流する部分は急変流となり，本研究のグリッドサイズでは表現できない．しかし洪水吐から少し離れた地点では，水温躍層より上部の水が流出口に向かうと考えられる．そこで，洪水吐き口の位置を考慮して，堤体の北側半分の幅で，水面から水深15m（混合層の厚さにほぼ等しい）までの水が流れ出るものとして，流出量をその断面積で除した流速を下流端境界条件として与えた．なお，上記の流入および流出条件の任意性の影響については後で検討する．

表-1　計算に用いた濁質粒径と対応する沈降速度

粒径(μm)	沈降速度(m/s)	割合
31.232	8.00×10^{-4}	12%
14.142	1.63×10^{-4}	24%
6.404	3.35×10^{-5}	30%
1.951	3.11×10^{-6}	34%

5．計算結果

(1) 濁水流の鉛直分布

澪筋上の観測点（A1～A4）における貯水池長軸方向流速及び濁度の鉛直分布の計算結果を，観測結果と併せて図-18に示す．どれも観測時点と同じ時刻の計算値を示している．計算結果は，流速分布については多少誤差は大きいものの，以下のような流れの特徴が概ね再現されていることが分かる．水面付近では下流向きの風によって吹送流が形成されている．また，水深15m付近を中心として濁水流が侵入し，下流まで到達している．流速分布と濁度分布を比較すると，濁水層の中で順流をなしているのは中央部分だけであり，周辺部分は逆流となっている．つまり，下段に示す濁度の分布形は，必ずしも一方向的な流れに依っているのではなく，「補償流の逆送する濁質」も含んだものである．

(2) 堆積量分布

計算終了時点（T=30時間）には，濁水流フロントがダムサイトに到達し，ほぼ水平な成層状態が形成された．したがって，これ以後は大きな移流は生じなかったものと考えられる．また，前述のように本貯水池は表層放流を行っているが，下流側表層付近の濁度はほぼゼロ（図-18下段の右図）であるため，ほとんどの濁質はそのまま貯水池に沈降すると考えられる．そこで本研究では，T=30時間以降については浮遊している濁質が垂直に沈降するものとして取り扱い，すで

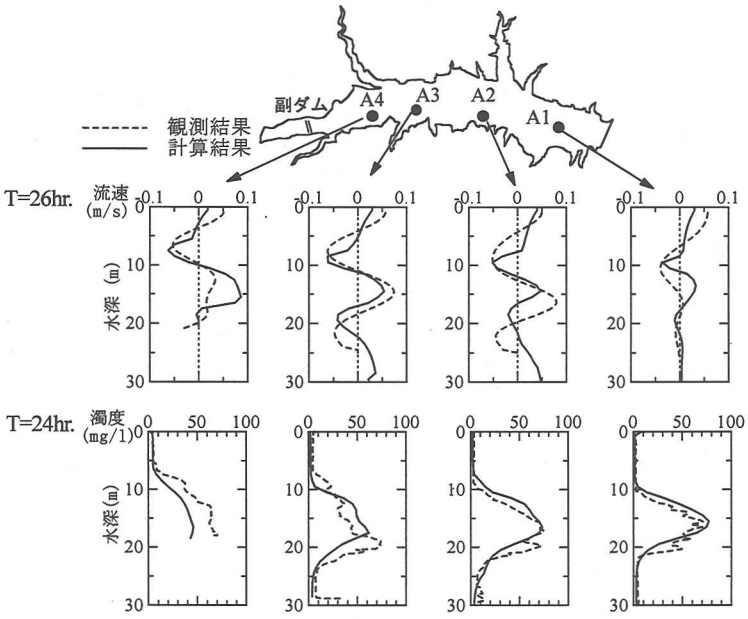

図-18　計算結果（流速，濁度）

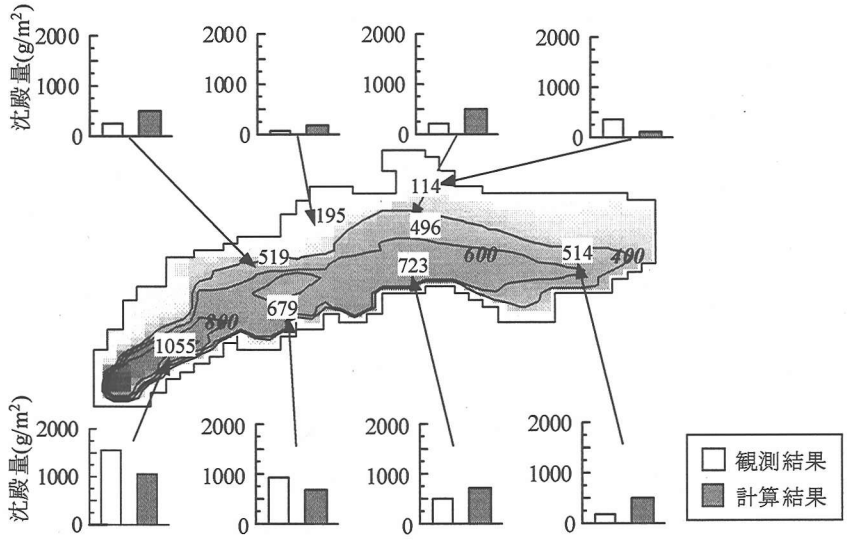

図-19　計算結果（濁質沈殿量分布）

に堆積している量と合わせて，洪水後の堆積量分布を推算した．その結果を図-19に示す．（厳密には，すべての濁質が沈降するまで計算を続行すべきだが，3(3)(a)に述べた濁度観測によれば沈降に約3週間を要していた．そこで，計算時間が膨大になるため簡略化した．）

計算結果を図-19に示す．平面分布図が計算結果を示し，棒グラフで，各観測点における観測結果と計算結果をそれぞれ示した．また各々の観測地点での計算堆積量は，矢印の先端にも記してある．

計算結果も観測結果も，貯水池南寄りの澪筋側により沈殿しているという傾向が一致している．計算堆積量を観測堆積量と比較すると，観測値が上流から下流に向かって漸減しているのに対し，計算値は比較的一様になっている．すなわち，上流側では過小評価，下流側では過大評価となっている．

(3) 沈殿物の粒度組成

観測点A1～A4における沈殿物の粒度組成を観

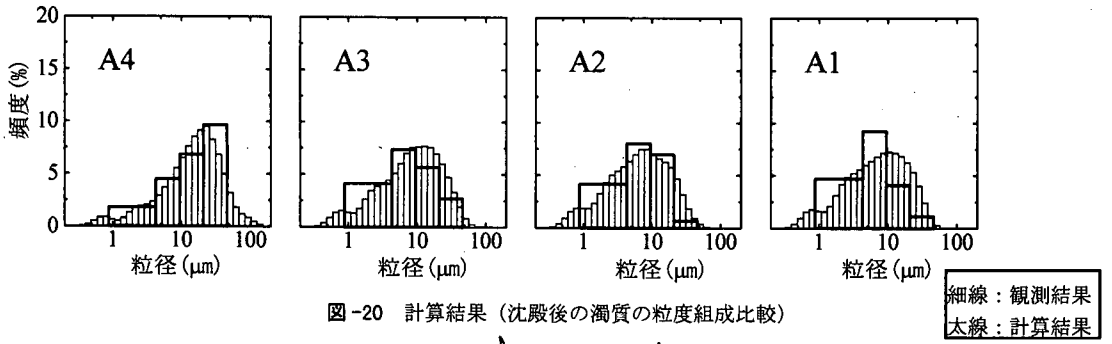

図-20　計算結果（沈殿後の濁質の粒度組成比較）

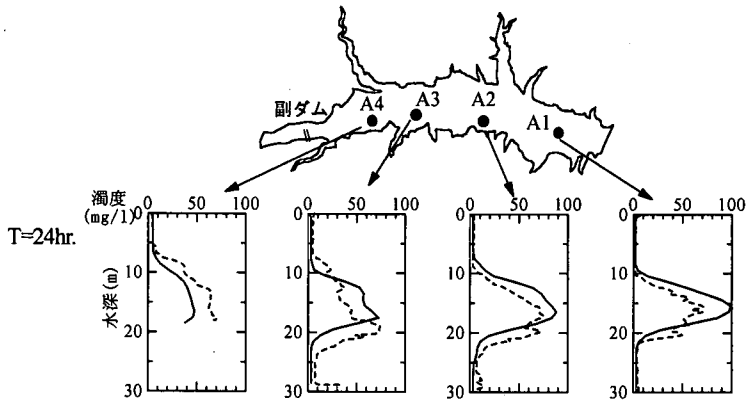

図-21　単一粒径を想定した場合の計算結果（濁度分布）

測と計算について比較すると図-20の様になる．観測結果を細い線で表し，計算結果を太い線で示している．観測結果では，最上流のA4地点から流下するに連れ，次第に細粒分の割合が増え，下流のA1地点へ至るまでに，わずかずつではあるがふるい分けの効果が働いている様子が見られる．計算結果でもこのような傾向がはっきりと現れており，またどの地点でも粒度分布が観測結果と比較的よく一致している．しかし，観測結果のA1地点とA2地点を比較すると，わずかながら分布形が粗い方へ寄っている．そのため，A1地点では計算結果よりも観測結果の方が粗粒分が多い．実際にA1地点で得られる沈殿物中には，副ダムを経由して流入したものばかりではなく，C1～C3地点のある入り江から流入した濁質（今回行った計算では考慮していない）が混合している可能性があり，その影響が出ているのではないかと考えられる．

(4) 流入濁質の沈降速度の影響についての検討

本研究で行ったような濁質の拡散，沈降計算では，濁質の沈降速度をどのように設定するかによって，計算結果が大きく変化すると考えられる．そこで，図-17に示した観測結果の中央（d=6.12μm, w_s=3.06×10^{-5}m/s）のみの単一粒径の濁質が流入したと仮定して計算を行った結果が，図-21，22である．なお，流速分布は影響を受けないので，図を省いた．

濁度（図-21）は，分布のピークとなる水深は前述の結果と，ほとんど違いが見られないものの，濁度自体は下流に行くほど観測結果と比べて大きくなっている．これは，すべての濁質を中央粒径成分とした（つまり粗粒分がない）ために，上中流部の堆積量が過小になったことによる．

図-22の堆積分布の計算結果でも，上流側の沈殿量が観測値と比較して2分の1以下と，極端に小さくなっており，沈降速度の大きい粒子を欠いている影響が表れている．このように，濁質を均一粒径と仮定して単一の沈降速度で計算すると堆積分布の計算結果に誤差を生じやすく，図-17に示した数成分程度の分割を行い粒径成分ごとの移動を追跡すべきであることが分かる．特に流動過程で堆積を始める粗粒分の取り扱いが重要であると思われる．本研究における先の計算では，図-17に示したように，最も粗い成分と次に粗い成分の沈降速度の境界を3.6×10^{-4}m/sと設定したが，この値は，濁質流が堤体に達するまでの時間（約20時間）に貯水池の平均水深（約25m）を沈降する速度に概ね等しい．

(5) 流入・流出境界条件についての検討

本研究では，貯水池全体の漸変流的密度流現象を表現できるように，水平計算メッシュを比較的

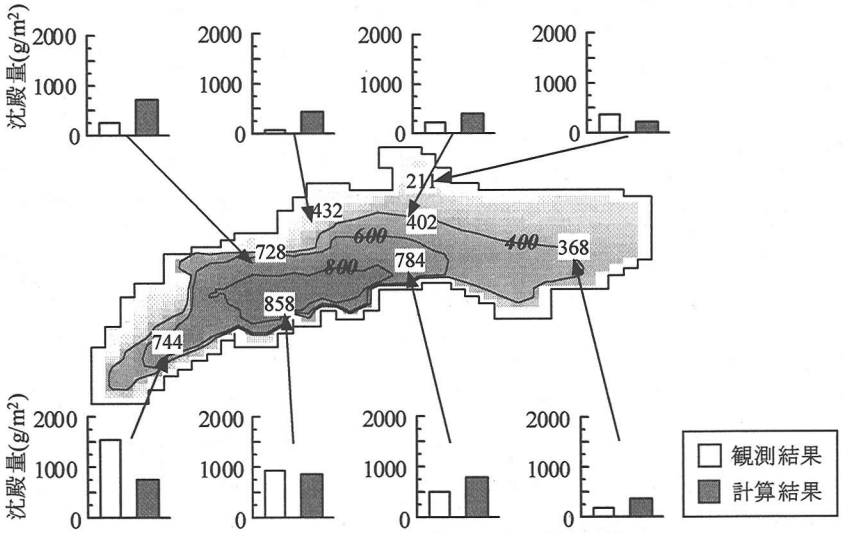

図-22　単一粒径を想定した場合の計算結果（堆積量分布）

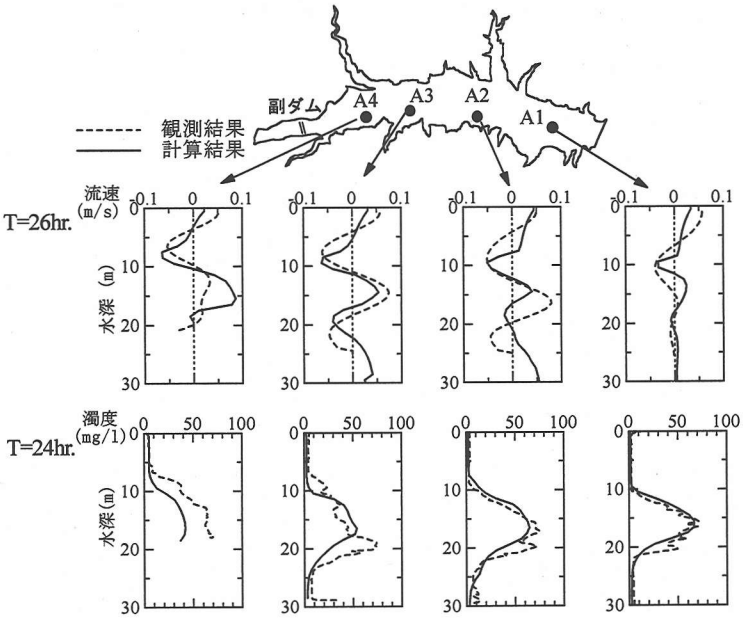

図-23　境界条件を変えた場合の計算結果（流速，濁度）

粗くして貯水池全体を三次元的にカバーした．そのため，前述のように，上下流端では，そこに生じるであろう局所的な流れを考慮して多少便宜的に境界条件を与えている．もちろん，ネスティングによって局所流と漸変流を同時に表現できるようにすることも不可能ではない．しかし，成層効果を精度よく表現するために鉛直メッシュを細かく設定せざるを得ない以上，計算負荷がかなり大きくなり，少なくとも実用上は不都合が多い．そこで，計算メッシュはそのままとし，上流端で設定した潜り込み厚さと下流端で設定した流出流の厚さを変化させて同様の計算を行い，それらの仮定が計算結果に及ぼす影響を調べた．

図-23, 24は，流入水深を流入口の4分の1（全水深8mに対して下層2m）とし，放流水深を表層から水深7mまでの範囲としたものである．すなわち**図-18, 19**の計算における流入，流出水深幅をそれぞれ半分にした．**図-23**が流速と濁度，**図-24**が堆積分布の計算結果及び観測結果である．**図-23**と**図-18**とを比較すると，流速と濁度の計算結果はほとんど一致していることがわかる．また，**図-24**を**図-19**と比較すると，上流と下流の堆積量の差がやや大きくなり観測結果に近づいているが，それほど大きな変化ではない．

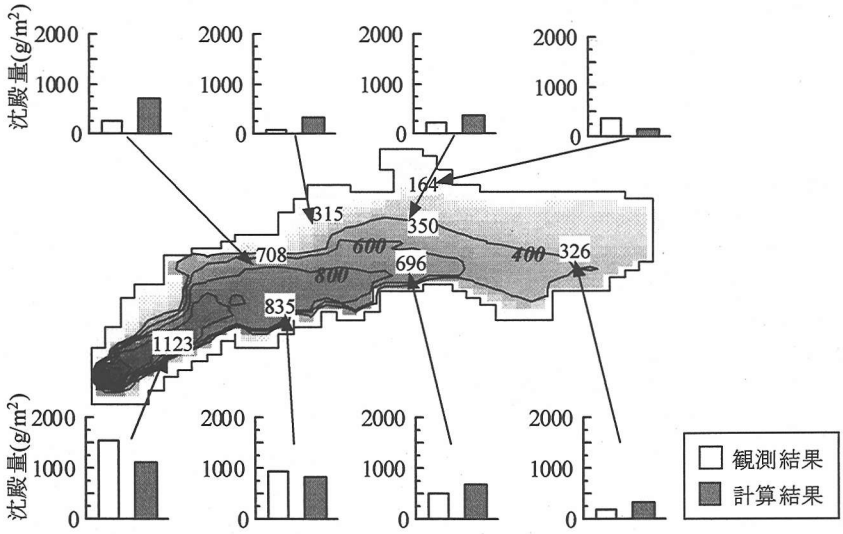

図-24　境界条件を変えた場合の計算結果（濁質沈殿量分布）

6．おわりに

本研究では，宮城県七ヶ宿貯水池を対象に，濁質の流入，流動，堆積過程に関する観測および洪水時の貯水池内流動を数値シミュレーションにより再現を行った．その結論を以下のように列挙する．

1)洪水時の採水観測の結果，濁度とSSおよびTPの間には，高い相関関係が認められた．この様な関係式と流入水の濁度モニタ観測の結果をあわせることによって，貯水池へ流入するSSやリンの時系列変化を調べることができる．

2) 沈殿物採取ビンを用いて湖底に沈殿する濁質量の分布を，出水のない平常時と洪水時にそれぞれ計測した．またコアサンプラーを用いて，底質の堆積厚さの分布も調べた．これら3つの分布を比較すると，水温躍層よりも上に位置する湖底（貯水池上流域および旧河岸段丘上）がSSのソースとなり，躍層よりも深い部分（澪筋：旧河道）がシンクとなっていることが分かった．

3)3次元k-εモデルを用いた洪水時の貯水池内の流動および濁質の堆積分布を計算したところ，流速，濁度，濁質堆積量のいずれも概ね観測結果を再現することができた．この計算では，貯水池全体の漸変流的密度流現象を表現出来るように，水平計算メッシュを比較的粗くして貯水池全体をカバーした．そのため，上下流端で生じる局所的流れは十分表現できないが，その影響を考慮して境界条件を与えることにより，全体的な流れを比較的適正に再現できた．このため境界条件の与え方に若干の任意性が生じるが，その影響を検討したところ，実用的な範囲では大きな問題が生じないものと考えられた．これに対して，濁質の粒度分布（沈降速度の分布）の設定は計算結果に比較的大きな影響を与えるので，これに関する情報を現地計測などで収集しておく必要がある．

4) 以上を総合すると，貯水池上流端における濁度モニタリングにより濁質流入の時間変化を捉え，それを上流境界条件としてk-εモデルのような乱流モデルを用いた三次元流動計算を行うことにより，貯水池内での濁質の流動および堆積過程をかなりの確度で把握することが可能であり，今後の貯水池管理において有効な手段になると考えられる．

謝辞：本研究を遂行するにあたり，建設省七ヶ宿ダム管理所ならびに（株）建設技術研究所にご協力を頂いた．また，東京工業大学大学院生の正岡孝浩氏(現前田建設工業(株))，小南敬君，長峯知徳君には，観測にあたって多くの助力を頂いた．ここに記して，謝意を表する．

参考文献

1) 梅田　信，横山勝英，石川忠晴：七ヶ宿貯水池におけるウォシュロードの流入・流動・堆積過程に関する観測と考察，水工学論文集，第41巻，pp.777-782，1997.
2) 梅田　信，横山勝英，石川忠晴：七ヶ宿貯水池における洪水時の濁質の流動，堆積過程に関する観測と数値解析，水工学論文集，第43巻，pp.599-604，1999.
3) 芦田和男，江頭進治：泥水密度流に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，No.237，pp.37-50，1975.
4) 福岡捷二，福嶋祐介：成層化した二次元貯水池中で分

岐する密度流の解析的研究，土木学会論文報告集，第294号，pp.73-84，1980.
5) 福岡捷二，福嶋祐介，村田和夫，荒井健：成層化した二次元貯水池に流入する密度流の実験的研究，土木学会論文報告集，第293号，pp.65-77，1980.
6) Parker,G.,Garcia,M.,Fukushima,Y and W. Yu:Experiments onTurbidity Currents over an Erodible Bed, J. of Hydraulic Research, vol. 25, No.1,1987.
7) 横山勝英，石川忠晴：貯水池に侵入する濁水流の可視化計測，可視化情報，vol.16，Suppl.，No.1，pp.139-142，1987.
8) 河田恵昭，植本　実：ウォッシュロードの堆積を考慮した貯水池堆砂の実用計算法について，水工学論文集，第40巻，pp.983-988，1996.
9) 道奥康治，藤川佳宏，不二秀人：貯水池内に流入する浮力水塊の挙動解析，水工学論文集，第40巻，pp.561-566，1996.
10) 藤田正治，道上正規，檜谷　治，三木敦史：ウォッシュロードによる貯水池堆砂の二次元数値計算，水工学論文集，第37巻，pp.669-674，1993.
11) 横山勝英，石川忠晴，正岡孝浩，植木洋：七ヶ宿貯水池における春期プランクトンブルームの時空間分布特性，水環境学会誌，第21巻，pp.23-28，1998.
12) 張旭紅，首藤伸夫，田中仁：降雨に伴う濁質の発生および流出過程，水工学論文集，第38巻，pp.259-264，1994.
13) 宮永洋一，坂田昌弘：貯水池における栄養塩の挙動－洪水負荷および底泥からの溶出，沿岸海洋研究ノート，第28巻，pp.34-42，1990.
14) 安田郁子，奥川光治，高倉盛安：濁水流入がダム湖の植物プランクトンにおよぼす影響，水環境学会誌，第19巻，pp.811-820，1996.
15) 若岡圭子，横山勝英，石川忠晴：湖沼・貯水池におけるADCP観測の問題点と誤差補正に関する研究，水工学論文集，第41巻，pp.1041-1047，1997.
16) Hargrave, B. T. and Burns, N. M.: Assesment of Sediment Trap Collection Efficiency, Limnology and Oceanography, vol. 24, pp.1124-1136,1979.
17) Gardner, W. D. : Sediment Trap Dynamics and Calibration: a Laboratory Evaluation,Journal of Marine Research, vol. 24, pp. 17-39,1980.
18) 荒川忠一:数値流体工学，東京大学出版会，1994.
19) 玉井信行：密度流の水理，技報堂出版，1980.
20) 数値流体力学編集委員会編：乱流解析，数値流体力学シリーズ3，東京大学出版会，1995.
21) 道奥康治，辻本剛三，宮本仁志：吹送密度流の流動・混合特性，水工学論文集，第37巻，pp.293-298，1993.
22) 尹　鐘星，中辻啓二，村岡浩爾：風応力作用化の成層水域における密度界面の挙動及び混合特性－水理実験と数値実験－，水工学論文集，第39巻，pp.811-818，1995.
23) 水理公式集，土木学会，1985.
24) 小松利光，押川英夫，矢野真一郎，山崎智弘：沈降性粒子の平面2次元拡散堆積モデルの高精度化，海岸工学論文集，第44巻，pp.1026-1030，1997.
25) 池田駿介編著：流体の非線形現象，朝倉書店，1992.

(1999. 11. 10 受付)

FIELD OBSERVATIONS AND NUMERICAL SIMULATION OF SUSPENDED SEDIMENT IN THE SHICHIKASHUKU RESERVOIR

Makoto UMEDA, Katsuhide YOKOYAMA, Tadaharu ISHIKAWA, Xin QIAN and Michio TAKAHASHI

Field observations were carried out for the purpose of understanding the characteristics and the movement of suspended sediment which was carried by flood and then resuspended in the reservoir. From the analysis of water quality, the correlation of turbidity to SS and T-P was clearly defined, which can be useful for estimating the amount of SS and phosphorus flowing into the reservoir.

The current in the reservoir during the flood is numerically simulated using 3-D k-ε turbulence model, the result of which reproduces the turbidity profiles and the sedimentation distribution. These were in accordance with the measurement, and the model presented in this paper will give valuable informations for the management of reservers.