

浅い貯水池における表層底泥の巻き上げによる 水質変化のモデリング

MODELING OF WATER QUALITY CHANGE DUE TO RESUSPENSION OF BOTTOM SEDIMENTS IN A SHALLOW RESERVOIR

天野 邦彦¹・安田 佳哉²・鈴木 宏幸³

Kunihiko AMANO, Yoshiya YASUDA and Hiroyuki SUZUKI

¹正会員 工博 国土技術政策総合研究所 河川環境研究室 主任研究官 (〒305-0804 つくば市旭一番地)

²正会員 国土技術政策総合研究所 河川環境研究室 室長 (〒305-0804 つくば市旭一番地)

³正会員 国土技術政策総合研究所 河川環境研究室 研究員 (〒305-0804 つくば市旭一番地)

We have developed a model to describe water quality change in a shallow reservoir that focuses on the resuspension of bottom sediments by wind wave. The model was calibrated using data sets obtained by field measurements. The model successfully simulated a rapid increase of turbidity caused by the resuspension of bottom sediments following a typhoon.

The model calculation suggested that the magnitude of resuspension of bottom sediments were affected by water depth, wind direction and wind velocity. Due to the reservoir configuration, the northeastern wind can cause intensive resuspension, which often blows in summer. The model results suggested that water level drawdown and this wind feature increased turbidity of the reservoir water in summer.

Key Words : Resuspension, bottom sediments, shallow reservoir and numerical simulation

1. はじめに

浅い湖沼や貯水池においては、風などによる底泥の巻き上げが観測されることがある。底泥が巻き上がると、湖水の濁りが増加することで湖内の光環境が変化し藻類の増殖に影響を与える他、巻き上げられた底泥の栄養塩の脱着あるいは吸着は、湖水中の溶存態栄養塩濃度に影響し、このことも藻類の増殖に影響することから、浅い湖沼や貯水池の水質解析を行う上で、底泥の巻き上げを正確に把握することは非常に重要であり、従来詳細な研究が行われてきている¹⁾。

湖沼や貯水池の水質は、流入河川などからの負荷、湖・貯水池内の移流、湖・貯水池水中における生化学的变化、さらに懸濁物の沈降および底泥からの回帰といった現象が複合した結果として発現しているものである。数値解析を行う上では、それぞれの項目による変化量を算定し、合算の上で水質変化を計算することになるが、現地においてそれぞれの項目毎の正確な変化量が得られていることは希である。特に底泥と水柱間の物質移動量については、重要な要素であるにもかかわらず、定量的

に検証されることは少ない。

本稿で研究対象とした渡良瀬貯水池は、7月1日から9月30日の間は平均水深3m以下となるように、その他の期間は6.5m以下となるように管理されている浅い貯水池である。また、ほとんどの場合貯水池と河川との水の交換が、ゲート操作により人為的に管理されているため流入負荷量の算定が正確に行いうること、貯水池がよく混合されており平面的な移流による水質変化が急激でないと考えられることから、底泥と水柱間での物質移動量の算定を正確に行いうる対象である。

ここでは、渡良瀬貯水池における底泥と水柱間での物質移動量の定量的解析のために、底泥からの懸濁物の巻き上げのモデル化を行い、貯水池水質変化モデルに組み込んだ上で計算を行い、観測された貯水池水中の懸濁物濃度変化と比較することで、渡良瀬貯水池における底泥巻き上げについて考察を行った。

2. 研究方法

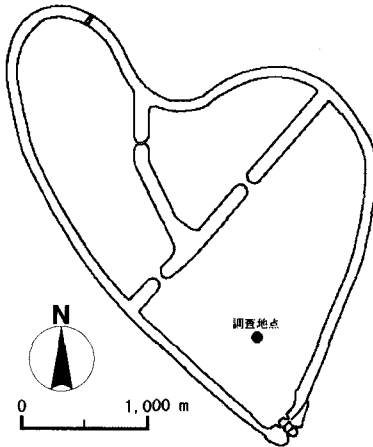
研究方法としては、現地において流動、水質の連続観

測を行うと共に貯水池の流動及び水質解析モデルを作成し、モデルの適合性について検討を行った。以下に、現場観測の概要、モデル概要について述べる。

(1) 現場観測の概要

研究対象とした渡良瀬貯水池は、表面積約4.5km²、非洪水期満水位での総貯水池容量が2640万m³である。貯水池は水の交換用に一部分が開放された堤防により3つのブロックに分かれている。この3つのブロックのうち最も面積の大きい南ブロック（図—1）にステンレス製パイプにより観測用のやぐらを建設し、そこに電磁流速計および多項目水質計を設置して平成12年4月25日から平成13年3月8日まで連続観測を行った。表層用には水面下50cm、底層用には水底上50cmの2水深に計測器の設置を行った。測定間隔は4月25日から11月14日の午前10時40分までは10分間隔、それ以降は20分間隔とした。また、上記期間の前半部分は測定機器への藻類等の付着が激しいことが予想されたため、週1回の頻度でセンサーのチェック、清掃、洗浄を行った。

また、現地においては図中の調査地点近傍で水面上3mの高さで風向・風速、さらに貯水池の西側に位置する管理事務所で気温、湿度、日射量等の気象観測が行われており、これらの観測結果及び週一度の定期水質調査結果について国土交通省利根川上流工事事務所より提供を受け使用した。



図—1 貯水池平面図及び調査地点

(2) 貯水池流動モデル

貯水池の流動に関するモデルは、Princeton Ocean Model (POM)²⁾の境界条件を改良したものを使用した。主な変更点は、水温に関する計算のための熱フラックスモデルとしてOctavioら³⁾が使用したものを採用したこと、水面における風の応力の計算に本多・光易の式⁴⁾を用いたこと、ここでの計算には、海洋における流動計算の境界条件としての潮汐や、塩分濃度の計算は必要ないので、これらを省いたものとなっていること、塩分濃度の計算の代わりに水中懸濁物(SS)の収支を計算するようにしていること、貯水池と外部との水の交換を表現する

ために水門部分に相当する計算格子点における境界条件を新たに設定したこと等である。SSの計算では沈降速度を与えることが必要になる。これは後述のように異なる沈降速度をもつ2種類のSS要素に分けて計算した

(3) 巻き上げ量のモデル

巻き上げ量の算定に関するモデルについては、Luettichら⁵⁾のモデルを使用し、前記の流動モデルの水底部におけるSSの発生源として、境界条件になるように与えた。

すなわち、底泥の巻き上げ率 E (g cm⁻² S⁻¹)を次式で与えた。

$$E = 0 \quad \tau < \tau_c \quad (1a)$$

$$E = a \left(\frac{\tau - \tau_c}{\tau_{ref}} \right)^n \quad \tau \geq \tau_c \quad (1b)$$

ここで、 a 、 n はモデルパラメータ、 τ 、 τ_c 、 τ_{ref} はそれぞれ底面せん断応力、限界底面せん断応力、参照底面せん断応力（単位dyn cm⁻²）で、参照底面せん断応力は式の括弧内の無次元化のためのものである。

底面せん断応力については、本貯水池では風波によるものが底面での平均流速によるものに対して卓越すると考えられるため、 $\tau \approx \tau_{wave}$ とすると、風波による底面せん断応力 τ_{wave} は、次式で波高 H (cm)により与えられる。

$$\tau_{wave} = H \left[\rho \frac{(v\omega^3)^{1/2}}{2 \sinh kh} \right] \quad (2)$$

ここで、 $\omega \equiv 2\pi/T$ 、 $k \equiv 2\pi/\lambda$ で、 ω (S⁻¹)は波の周波数、 T (S)は周期、 k (m⁻¹)は波数、 λ (m)は波長、 ρ (g cm⁻³)は水の密度、 v (=0.01cm² S⁻¹)は水の動粘性係数、 h (m)は水深である。

有義波高 H_s と周期 T は次式で計算される⁶⁾。

$$\frac{gH_s^2}{W_{10}^2} = 0.283 \tanh[\alpha] \tanh \left[\frac{\gamma}{\tanh \alpha} \right] \quad (3)$$

$$\frac{gT}{W_{10}} = 2.8\pi \tanh[\zeta] \tanh \left[\frac{\delta}{\tanh \zeta} \right] \quad (4)$$

$$\alpha = 0.530 (gh/W_{10}^2)^{0.75} \quad (5)$$

$$\zeta = 0.833 (gh/W_{10}^2)^{0.375} \quad (6)$$

$$\gamma = 0.0125 (gF/W_{10}^2)^{0.42} \quad (7)$$

$$\delta = 0.077 (gF/W_{10}^2)^{0.25} \quad (8)$$

ここで、 g (=9.81m S⁻²)は重力加速度、 W_{10} (m S⁻¹)は水面

上10mの地点での風速（観測値から風速の鉛直分布が指数分布と仮定して調整し算定）、 $F(m)$ はフェッチである。

式(3)～(8)を用いることで、ある計算時間における波高と周期が計算される。これらの結果から、式(2)により底面せん断応力が求められ、式(1b)のモデルパラメータ、参照底面せん断応力が決定されれば、巻き上げ率を求めることができる。モデルパラメータについては、観測結果をもとに同定する必要がある。式(1b)の係数部分と指数部分に存在する2つのパラメータ a 、 n は観測結果を基に計算値と実測値の誤差を最小にするように同定する場合、互いに相関関係をもって変化すると考えられる。

限界底面せん断応力 τ_c については、Lavelleら⁷⁾は0であるとしている。渡良瀬貯水池の底泥は頻繁に巻き上げが起こっていると考えられ、表層底泥は圧密されておらず、この仮定を適用しても問題ないと考えられるので、 $\tau_c=0$ とし、式(1a)、(1b)を統合し、さらに平成12年4月1日から平成13年2月11日までの間に利根川上流工事事務所で行われた定期水質調査結果に計算結果が合うようにパラメータの同定を行い、巻き上げ率を次式で求めた。

$$E = a \left(\tau / \tau_{ref} \right)^n = \left(a / \tau_{ref}^n \right) \tau^n$$

$$= 1.8 \times 10^{-4} \tau^{1.0} \quad (\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (9)$$

3. 現地観測結果

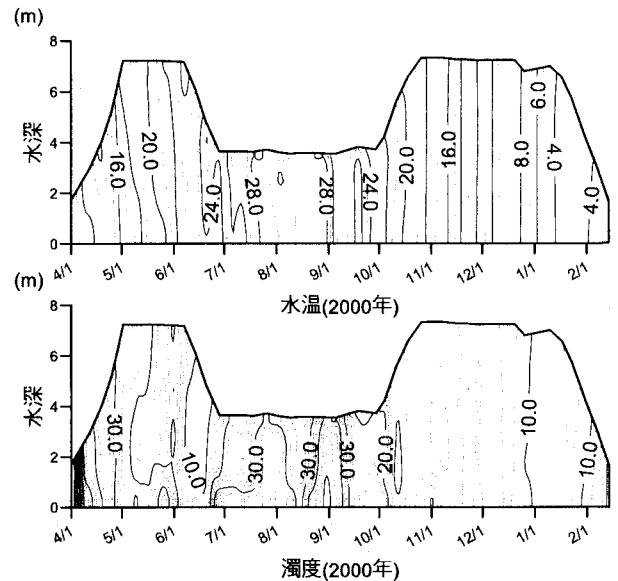
(1) 水温

渡良瀬貯水池における平成12年4月から13年2月までの水温変化についてみると、一年を通して強い水温成層が形成されることがないという特徴を持っている（図—2）。水温上昇が見られる春季から夏季にかけて、満水位で推移する5月中には緩い成層が形成されるものの、6月初旬から徐々に水位を低下させて7月から9月の間は水深3mに維持されるため、貯水池内の水温は全体的に上昇するが、強固な水温成層が形成されることはない。気温が特に上昇する8月前半の晴れた日には、日中の表層水温は33℃を越える程になるが、底層水温は一日を通してあまり変化せず29℃程度であるため、日中のみ4℃程度の水温差ができる。ただし、夜間には、表層水温は低下し、底層水温との差はほとんど見られなくなるため、夜間には鉛直混合が進行していると考えられ、強い成層が形成されないものと考えられる。

(2) 濁度

同期間中の濁度変化についてみると、底層の値が若干高くなる傾向にあるものの、表層、底層の値は全期間を通してあまり大きな差はなく、春の満水位の時期では濁度で20度程度、夏季の制限水位時では30～40度、秋から冬にかけての満水位の時期では10度程度である。濁りの

要因としては、土砂成分が主なものである無機質の懸濁物と植物性プランクトンが主なものである有機態の懸濁物が考えられる。濁度の変化を見ると、水位低下時に上昇している。水位が低下すると底泥が巻き上がりやすくなり、土砂成分を多く含む底泥由来の懸濁物が増加するとともに、栄養塩濃度の上昇に伴う植物性プランクトンの増加傾向も見られ、これらの影響が相まって濁度上昇が起こったものと考えられる。



図—2 水温及び濁度変化の等高線図

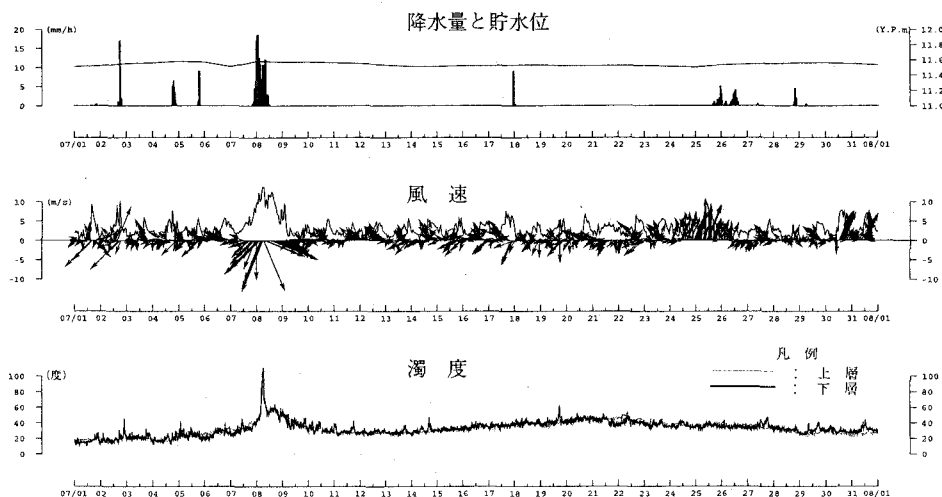
(3) 強風時連続観測結果

連続観測期間中の平成12年7月7日から7月8日にかけて台風3号の通過に伴い、北北東からの平均風速10m/sを越える風に続き北西の風が連続的に吹いた（図—3）。一連の風が吹き始める前の7月7日午前6時頃まで約30度で推移していた濁度の観測値は、風速の上昇に呼応して、7月7日16時頃から上昇し始め、北北東の風が最も強くなった7月8日午前6時には100度を越える値を記録した。この間の濁度上昇は急激で午前4時に50度であったものが、2時間で2倍に上昇している（図—3）。表層、底層に設置した2台の濁度計の測定値は同様に变化しており、貯水池全体の濁度が一様に急激に上昇したことが見受けられる。この期間中、時間雨量20mm程度に達する強い雨（図—3）に伴い、貯水位調節のため、貯水池水の放流が行われているが、貯水池への河川からの流入はなく、濁度の上昇は、外部から流入した高濁度水によるものでないことから、底泥の巻き上げによる急激な濁度上昇と結論できる。

4. 計算結果

(1) 水温変化

貯水池における水温変化の計算値は、実測値（定期



図—3 平成12年7月に観測された降水量、貯水位、風向風速及び濁度の変化

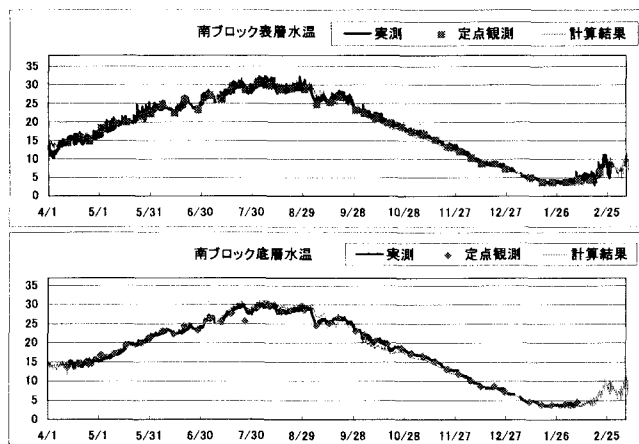
調査の際に計測されたものと自動観測により連続的に計測されたもの)と良い一致を示している(図—4)。水温計算が良好な結果となったことは、熱量収支の計算が良好であったことを示しており、このため水位変化についても、実測値と計算値の差は小さく、最大でも20cm以内に収まる結果であった。また、一日の間の水温変化も良好に再現しており、長期間、短期間両方にわたり良好な水質解析を行いうるモデルであることが示唆された(計算時間間隔は全て4秒)。

(2) 流動解析

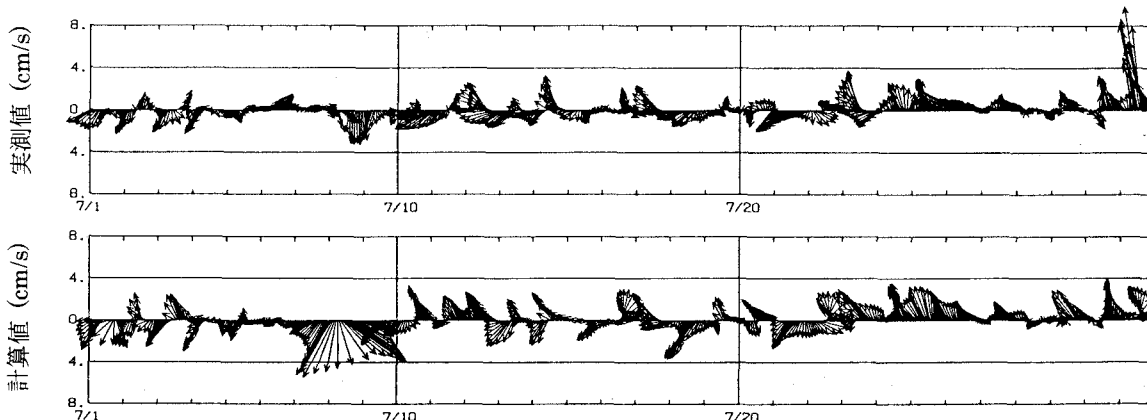
渡良瀬貯水池における流動は、水門を通しての流れがある期間については、この流れの影響を受けるものと考えられるが、通常の水取、放流量では、強い流れが存在するのは水門周辺の限られた部分のみと考えられ、貯水池全体に影響を及ぼす規模の流動は、風により生起していると考えられる。

平成12年7月の1ヶ月間について、表層における流向・流速の実測値と、計算値について、ベクトル図にして比較を行う(図—5)。双方とも変動が激しいため、図では12時間移動平均を行い、変化を平滑化して比較している。流速の規模については、実測、計算値とも同程度となる結果が得られた。流向の変化に

ついては、表層における流向は全般的に風向きに強く影響されていることが実測結果からうかがえる。計算結果も、風向変化の影響を非常に強く受け、風向変化と同じ傾向で変化している。濁度が急上昇した7月7日から8日の間の変化を見ると、若干実測値と異なる様相を示す。強風時の再現性低下については、風波が発生する状況であるが、計算では風応力を平面的に一律に与えている等の原因が考えられ、改善の余地がある。しかし計算結果は、全体的には観測結果と同様の变化を示しており、貯水池の流動特性を良好に再現す



図—4 水温計算結果と実測値の比較

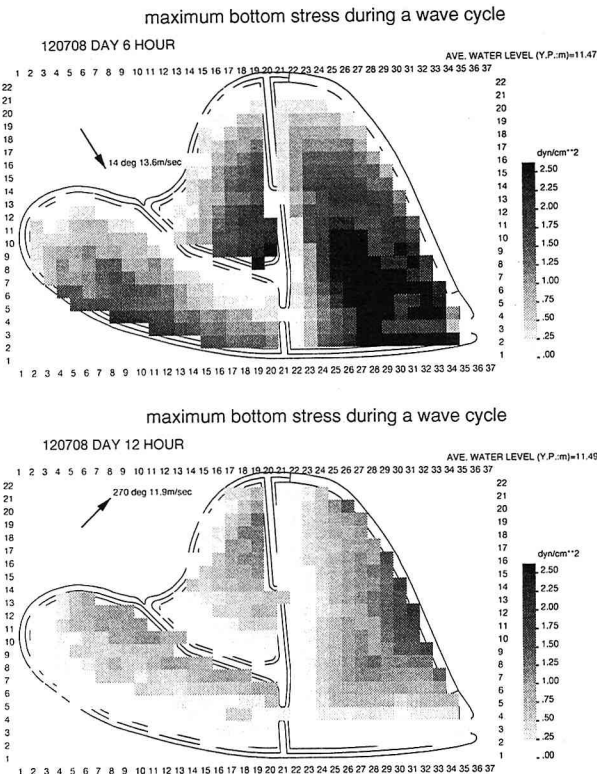


図—5 調査地点表層において観測された流動と計算結果との比較

る結果となった。

(3) 底泥の巻き上げと、SS濃度変化

濁度が急上昇した7月8日の午前6時とその6時間後で濁度が半減した正午における底面せん断応力の計算結果の平面分布を図一6に示す。前1時間の平均風速は午前6時で13.6m/S、正午で11.9m/Sと大差はないが、午前6時の時点では風が北北東から吹いているのに対して、正午では真西から吹いているため、フェッチの長さが異なる結果、計算結果として得られた貯水池全体の底面せん断応力の発生は強さ、分布共に異なる結果となった(図の向きは北が上でないため注意)。

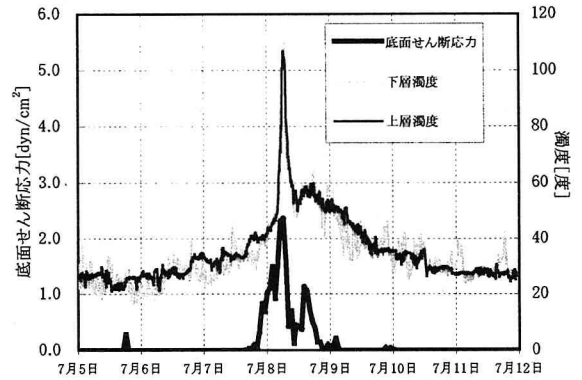


図一6 底面せん断応力計算値の平面分布
(上：平成12年7月8日午前6時，下：同日正午)

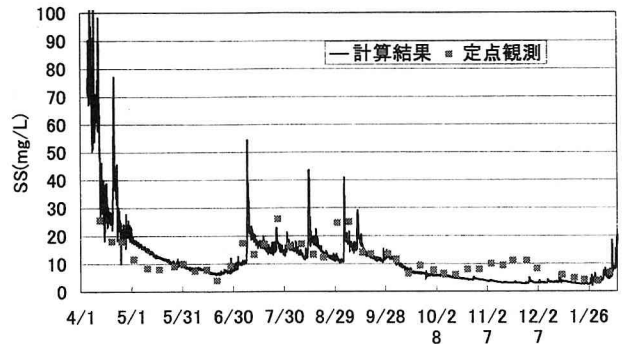
調査地点(図一1)における底面せん断応力の7月5日～11日の変化(図一7)を見ると、濁度のピークが現れた7月8日午前6時に最大値を示し、正午近くに一旦減少した後、再び上昇している。この変化は、観測値に現れた濁度ピークの時間的変化と同期しており、巻き上げのタイミングを良好に再現している。

強風時の巻き上げだけでなく、年間を通しての再現性を見るため、事務所による週1度の水質定期調査におけるSS濃度の測定結果と、計算結果を比較する。実測値に見られる水位低下時にSS濃度が上昇するという特徴を計算結果は再現している(図一8)。

ただし、秋季の満水位における計算結果は実測値を過小評価したものとなっている。この原因については、今後さらに検討する必要がある。



図一7 調査地点における底面せん断応力(計算値)と濁度(実測値)の変化



図一8 SS濃度の実測値と計算値の比較

5. 考察

渡良瀬貯水池における底泥の巻き上げ量については、水位に強く影響される他、風については風速も重要であるが、風向が重要な要因であることが計算より示唆された。貯水池形状によるものであるが、北東～南西方向の風が吹く際にフェッチが最大となるため、この方向から強い風が吹いた場合に巻き上げが強く起こりうることが判明した。渡良瀬貯水池における風のパターンは季節的な特徴を持っており、12月から3月にかけての冬季には西北西の風が卓越しているが、4月には西北西と北東の風が優勢になり、5月から8月にかけては北東と南東の風が卓越し、9月から11月には北東と西北西の風が再び優勢になるという変化特性を示している。また、5月から8月にかけて、北東と南東の2方向の風が卓越していると述べたが、これら2方向の風は、午前、午後にそれぞれ優勢になっている。水位が下がる7月から9月の期間中は、午前中に北東方向からの風が卓越しているために、巻き上げが起こりやすい状況になっていると考えられる。

台風3号の通過に伴い記録された非常に強い巻き上げ現象について見ると、強い北北東の風が吹き続けた7月8日の午前4時から6時までの2時間で濁度は約50度から100度と急上昇した。午前8時には風向は西北西へと変化しており、これに応じて巻き上げ量が減少したためと考えられるが、正午には再び約50度と急激に減少している(図一3)。2時間

後の午後2時頃から底面せん断応力が再び強くなったと考えられ(図-7), 濁度の値も再度少し上昇しているが(図-7), その後の風速の低下と共に底面せん断力は急激に低下し, 巻き上げ量は急激に低下したと考えられる。しかし, この2つ目の濁度上昇後の濁度低減は1つ目のものに比べて非常に緩やかなものとなっている(図-7)。これは, 1つ目のピーク時には底泥への攪乱が大きく, 通常巻き上がることの無い粒径の大きな懸濁物が巻き上げられていたためと推測される。すなわち, 底面せん断力が低下し巻き上げ量が低下すると, 一旦巻き上がった大粒径の懸濁物は大きい沈降速度を持つために急速に沈降するので, 一つ目に測定された濁度のピークは急激に低下したものと考えられる。その後の濁度低減が緩やかであったのは, その後に残った懸濁物の粒径が小さいためであったものと考えられる。

今回の計算では, 巻き上げられる懸濁物の粒径を一定割合で2種類に分け, 異なる沈降速度を与えて(巻き上がる底泥の25%が0.30m/d, 75%が17.5m/d)計算しているが, 上述のように巻き上がる懸濁物の粒径は底泥表層に加わるせん断力に応じて変化すると考えられるため, 今後さらに検討が必要である。

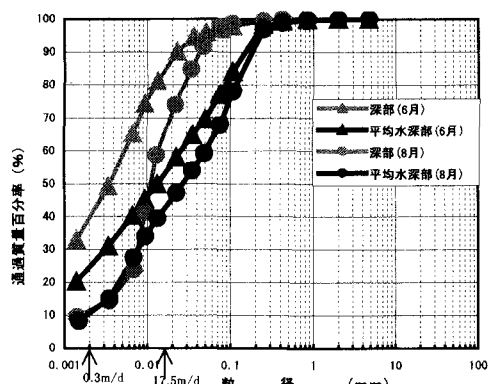


図-9 底泥表層の粒径分布

また, 本貯水池の水底は比較的平面的であるものの, 南ブロックの調査地点から水門にかけて平均より約1m程度深くなっている場所がある。この地点と平均的な水深の2地点において表層3cmの底泥サンプルの粒径分布を調べたところ, かなりの差が存在した(図-9)。水深が深い地点では, 同じ風を受けても働く底面せん断力が小さいために, 他の地点に比べて粒径の小さい濁質が堆積しており, このような差が出たものと思われる。7月8日の風では, 上述の水深が深い地点においてもせん断応力が相当増加し, 堆積している底泥がかなり巻き上がったと考えられる(図-6)。このため, 全体的に粒径の大きい底泥まで巻き上げられた上に, 通常はここに捉えられている粒径の小さな底泥が多く巻き上げられて, 濁度の低減が2段階の様相を示した可能性がある。

さらに, 水深が違う地点で粒径分布が異なると言

うことは, 場所により同じせん断応力を受けたとしても, 巻き上がる底泥の量, 粒径分布が共に相当異なるはずであり, 巻き上げ底泥の特性についても何らかのモデル化を行う必要がある。

6. 結論

気象条件より, 底泥の巻き上げを推定し, これを水質モデルに与えることで, 底泥からの水柱への懸濁物質量を算定しうるモデルを開発した。底泥の巻き上げ量は水深, 風向・風速により決定されると考えられるが, 水深の異なる地点においては, 底泥の粒径が異なるため, この影響を適切に処理していく必要があると考えられる。

巻き上げが起こるような強い物理的攪乱が底泥に作用する際は, 間隙水中の栄養塩の回帰や, 懸濁物の栄養塩の脱着あるいは吸着が急激に起こっている可能性も否定できず, 貯水池水質への影響は大きいと考えられるため, さらに検討を進める必要がある。

底泥への物理的攪乱は, 巻き上げに影響すると同時に表層底泥の酸化還元状況にも大きく影響しているはずであり, これは, 栄養塩類の移動現象を知る上で非常に重要である。このため, この影響を適切に評価し, 底泥環境の変化を解析していくことも検討すべき課題である。

謝辞: データ収集については, 国土交通省関東地方整備局利根川上流工事事務所水利調査課の皆様, また, 現地観測に際しては, 同渡良瀬貯水池出張所の皆様にご協力いただきました。記して感謝します。

参考文献

- 1) 大坪国順: 底泥の再浮上機構に関する基礎的研究, 京都大学学位論文, 1984
- 2) Mellor, G. L.: User's Guide for a Three Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model, Princeton University, 1996.
- 3) Octavio, K. H, G. H. Jirka and D. R. Harleman, Vertical Heat transport Mechanisms in Lakes and Reservoirs, M.I.T., Department of Civil Engineering, R. M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, Report #227, 1977.
- 4) 本多忠夫, 光易恒: 水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究: 第27回海岸工学講演会論文集, vol.27, pp.90-93, 1980.
- 5) Luettich, R. A., D. R. Harleman and L. Somlyódy, Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 35, n. 5, pp. 1050-1067, 1990.
- 6) Ijima, T and F.L.W. Tang, Numerical calculation of wind waves in shallow water, *Proc. 10th Conf. on Coastal Engineering*, ASCE, v.2, pp. 38-45, 1962.
- 7) Lavelle, J. W. and H. O. Mofjeld, Do critical stresses for incipient motion and erosion really exist?, *J. Hydraul. Eng. ASCE*, v. 113, pp. 370-385, 1987.

(2001. 10. 1受付)