

# 閉鎖性水域の底層における流動と濁度の変動特性

——瀬戸内海と琵琶湖の流動・濁度観測調査から——

安田 秀一\* ・ 高杉 由夫\*\* ・ 奥村 康昭\*\*\*  
大久保賢治\*\*\*\* ・ 熊谷 道夫\*\*\*\*\*

## 1. はじめに

湖沼や海などの水域における懸濁態粒子は、それ自身が汚れの指標となるばかりでなく、様々な有害物質を吸着して輸送拡散されることもあって、その挙動を把握することは閉鎖性水域の環境問題を考える上で、重要な研究課題であると考えられる。懸濁態粒子は、それ自身の重さによって、表層や底層、場合によっては密度躍層付近に分布することが多いが、その輸送拡散過程は、それらの領域に生じるシア一流の影響を効果的に受けて、従来扱われることの多かった溶存態物質の挙動よりも、さらに複雑な挙動を示すことになる(例えば Yasuda, 1989 等)。シア一流の中における、このような懸濁態粒子の分散等の輸送過程については、未だに解決すべき問題が多々残されている。

本研究では、底層近傍の濁度変動過程に注目し、先ず、底層における流れと濁度の鉛直分布を、時系列的に同時に測定できる装置「シアー流速計」を開発した。底層近傍の濁度の変動については、堆積物の resuspension の問題として、多くの報告があるが(Kawana et al., 1986; Sanford et al., 1991 等)、その理解を深めるために、シアー流速計やその他の観測機器を用いて、濁度の輸送に係わる観測調査を実施した。本研究で対象とした水域は、潮汐流の卓越する瀬戸内海燧灘と、顕著な内部波の発生が知られている琵琶湖である。

## 2. シアー流速計

底層近傍の濁度の変動特性を明らかにするために、底層における流れと濁度の鉛直構造を時系列的に測定する装置を試作した(安田ら, 1993)。本装置は、50 cm 間隔で配置した4組の電磁方式の流速センサーと赤外後方散乱方式の濁度センサーからなるセンサー部と、センサー部の上部に連結したデータ収録チェーンで構成される。従来の海底設置型の測定器は、櫓などの構造物にセ

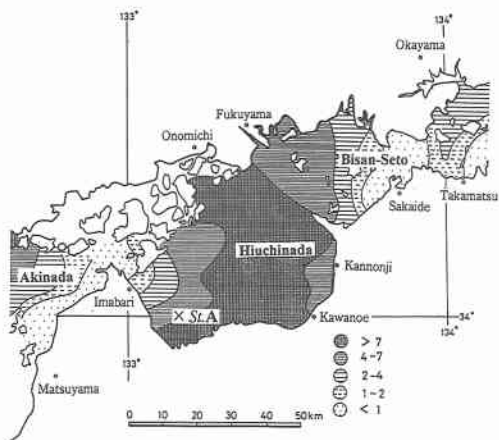
ンサーを取り付ける形態をとっていたが、この装置は、下方にアンカー、上方にブイフロートを連結することによって、海底や湖底から水中に立ち上げることができることから、測定値に影響を与えるような擾乱を生じさせることなく、有意な測定値を得ることができる。この装置は、底層近傍の流れの鉛直分布を把握できることから、「シアー流速計」と名付けたが、その詳細は安田ら(1993)の報告に譲る。

## 3. 燧灘西部海域の現地観測

### (1) 観測の概要

燧灘西部海域は明瞭な潮流と、比較的安定した残差流が流れる穏やかな海域で、これまでも色々な目的で観測が成されてきた。この海域の残差流は岸を左に見る方向に流れ、地球自転効果や底質、海底の形状を考慮すると、岸寄りに堆積環境にあるといえる(安田ら, 1990)。図一1は、燧灘西部海域の残差流の向きと底質(Mdφ)を表したもので、St. Aはこの観測の主要測点である。この観測点の平均水深は12 m、Mdφは5から6で底質の粒度は、かなり細かい海域となっている。

この測点に設置した観測機器は、シアー流速計(海底上0.5, 1, 1.5, 2 mにおける流れと濁度、及び海底上2.2



図一1 燧灘の測定点(St. A)と周辺海域のMdφによる底質分布

\* 正会員 理博 中国工業技術研究所海洋環境制御部  
\*\* 農博 中国工業技術研究所海洋環境制御部  
\*\*\* 工博 大阪電気通信大学 工学部  
\*\*\*\* 正会員 工博 京都大学 防災研究所  
\*\*\*\*\* 理博 滋賀県琵琶湖研究所

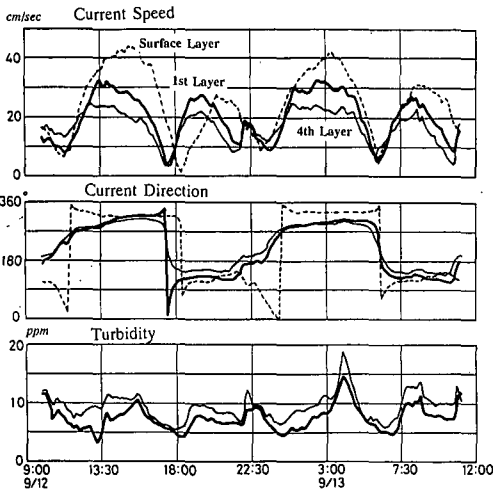


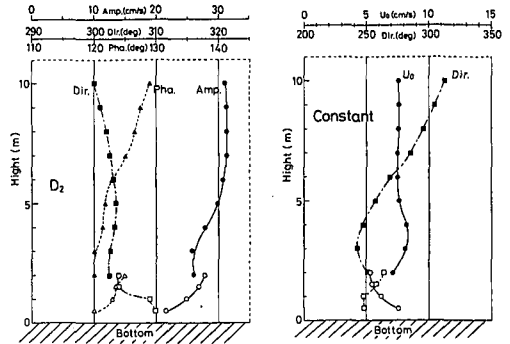
図-2 燈礁における潮流と濁度の時間変動(破線、太線、細線はそれぞれ海面下2m、海底上2m、0.5m)

mにおける水温)の他に、電磁流速計(海面下2m、海底上5mにおける流れ)とADCP(潮流の海底から海面までの鉛直分布)である。この海域では $M_2$ 潮成分が卓越することから、測定は、9月12日から13日の間に25時間のデータがとれるように行った(1992年の秋の大潮期)。なお、この時期においても、この海域ではシャープな密度躍層は見られず、表層と底層の密度差は、最大で $10^{-3}$  g/cm<sup>3</sup>未満で、ほとんど一様であった。

## (2) 潮流の鉛直分布

図2は、海面下2m、海底上2m(シア流速計の第1センサー)及び海底上0.5m(第4センサー)における、観測期間中の、流速・流向・濁度の時間変動を表したものである。大まかには、北西・南東方向の往復流が卓越しているが、細かく見ると、特に上層では北西向きの方が強く、南東流については、表層に比べて底層ではかなり複雑な様相を呈している。上層の濁度はほとんど0であったが、底層においては、流速に依存して濁度変動している様子が示されている。なお、濁度はカオリナイトに換算したときの濃度(ppm)で表されている。

図-3は、 $M_2$ 潮成分を仮定して調和解析した場合の、各調和常数の鉛直分布で、(a)が半日周潮成分である。上部の黒印がADCP、白印がシア流速計によるもので、丸と四角と三角はそれぞれ振幅と方向及び位相遅れを表している。それによると海底に近いほど振幅は小さく、位相も速くなって海底境界層の特徴を見せている。(b)は残差成分で、その強さはばらついているが、向きについては、自転効果によるエクマン螺旋のように、海底に向かって左方向に偏っていることがわかる。このことは、後で述べるが、底泥の堆積過程を考えるとときに重要な現象であると言える。



(a) 半日周潮成分 (b) 残差成分

図-3 潮流の調和常数の鉛直分布

## (3) 濁度の変動

図-4は、シア流速計で測定された、底層の濁度の鉛直分布を時系列的に描いたものである。図中の陰の部分は8 ppm以上の高濁度を表している。また横軸上の●は流れのピーク時を示している。これを見ると、濁度は流れに遅れてピークが生じており、上層に行くに従って、徐々にピークが遅れていく様子が認められる。

これらの様子を定量化するために、シア流速計で得られた流速と濁度の調和解析を行った。図-5は、それらの $M_4$ 潮成分の調和常数を鉛直分布として描いたものである。なお、これらは $M_4$ 潮成分であるが、どちらもスカラー量であるために、潮流の $M_2$ 潮成分に関わるものである。これを見ると、 $M_4$ 潮成分はほとんど一様でありながら、濁度の平均値は海底に近いほど高くなっている。位相については、流れも濁度も上の方でやや遅れているが、両者を比較すると、濁度の方が60度前後遅れている。これは実時間では1時間に相当し、「濁度のピークは流れに比べて約1時間遅れる」と言うことができる。

潮流が卓越する海域においては、流れが強くなるに従って底泥の巻き上げが盛んになり、弱くなると沈澱するとの報告があるが(Kawana et al., 1986)、当観測においては、濁度の変動は流れと同位相ではなくかなり遅れることが示された。この原因を探るために、潮流の乱れ度の変動を調べてみた。潮流は2秒毎に測定しているが、電磁流速計特有のノイズを消すために、ここでは15個で平均したもの(30秒間平均値)を基本データとし、それを60個平均したもの(30分間平均値)を平均流速値とし

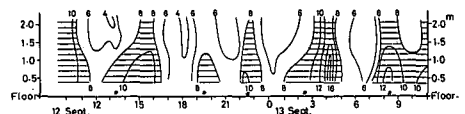
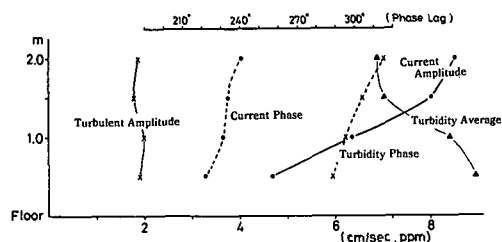


図-4 底層における濁度の鉛直分布の時間変動

図-5 濁度と流速値の  $M_2$  潮成分の底層内分布

た。また基本データと平均流速値（移動平均）との差を乱れ成分とし、その60個のデータの標準偏差値を乱れ度と定義した。

図-6は、海底上2m（第一層）の流速値の30分間移動平均値と乱れ度の時間変動を描いたものである。これを見ると、乱れ度は潮流のピークの後に強くなっていることがよく表れており、濁度の変動と対応させると、濁度のピークは、流れの強さというよりも、乱れの強さに依存していると見ることができる。水槽実験によると、振動流の中では、乱れは流れの加速期ではあまり見られず、ピークが過ぎた減速期に強くなることが報告されている（玉井，1980）が、図-6は、そのことが現地海域でも認められたことを示している。

潮流（またはその乱れ）によって巻き上げられた懸濁物質は、図-3のような残差流によって輸送されることになる。簡単なモデルからも推定されるように、その方向については、この海域の現地データでも、底層で左偏しており、底泥は岸に向かう傾向を保って、結果的に堆積環境を形成していると考えることができる（安田ら，1990）。このことは、この海域が海岸線から遠浅の海底を成しており、底泥の粒度も岸に向かって細くなっていることから裏付けられる。

#### 4. 琵琶湖の現地観測

##### (1) 観測の概要

琵琶湖は、深いということもあって、夏期には温度成層が発達しやすく、振幅の大きいシャープな内部波が、

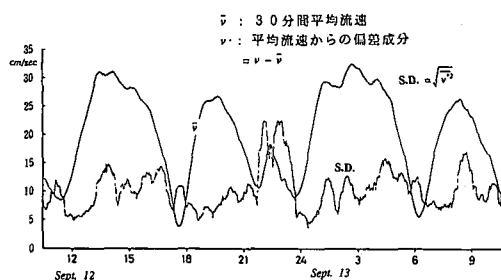


図-6 底層の平均流速と乱れ度の時間変化（第一層）

これまでも度々観測されている。内部波が海底や湖底の斜面で砕波することについては、これまでもいくつかの報告があるが（Sanford et al., 1991），このような砕波は斜面上に激しい擾乱を引き起こすのではないかと考えられる。前述のように、強い擾乱は堆積物を巻き上げて、懸濁物質の輸送過程に大きな影響を及ぼすものと推察される。琵琶湖では、このような点を考慮して、内部波に係わる諸現象解明のための調査を行った。ここでは、1992年9月上旬の成層最盛期と、同年11月後半の成層減衰期の内部波に伴う濁度の変動特性について報告する。観測域は図-7に示すとおりで、測点や測線の内容については後で述べる。

##### (2) 成層期の観測

図-8は、図-7の縦断線において、9月6日10時から13時までにTCTD（水温、濁度等の鉛直分布を測定）で測定した、水温と濁度の分布を描いたものである。これを見ると、水深10数mのところに非常にシャープな水温躍層が形成されて、その部分に濁度のピークがあることがわかる。また、水温躍層が湖底斜面に交わる辺りでは、懸濁物質が巻き上げられている様子が推測される。

9月5日から1時間毎に1昼夜、測点Bにおいて、TCTD観測を行ったが、図-9は、その水温と濁度を時系列的に描いたものである。ここでも水温躍層は非常にシャープに見られ、濁度のピークもその上についていることがよくわかるが、測定当初は、躍層は水深20数mの位置にあり、測定終了頃に10m以上上昇していることも示されている。図-8の縦断面図は、躍層の水深が浅くなった時間帯のものを表していることになる。

図-10は、測点A（水深21m）における9月4日正午から翌日の正午までのシア流速計の水温（湖底上2.2m）と濁度の時間変動である。この時も2秒毎にデータを

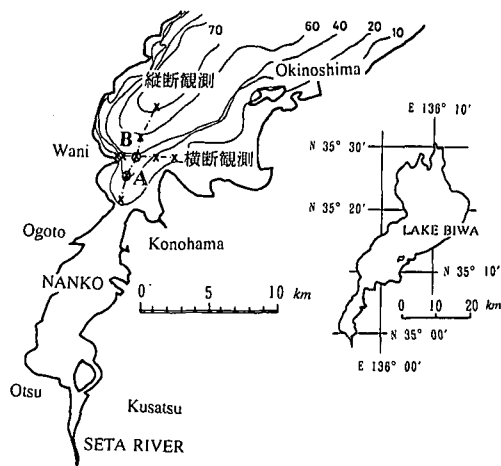


図-7 琵琶湖の観測域と測定点

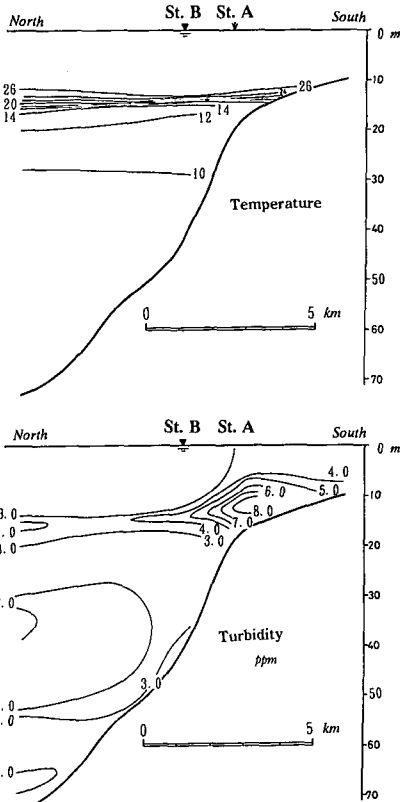


図-8 水温と濁度の縦断面内分布

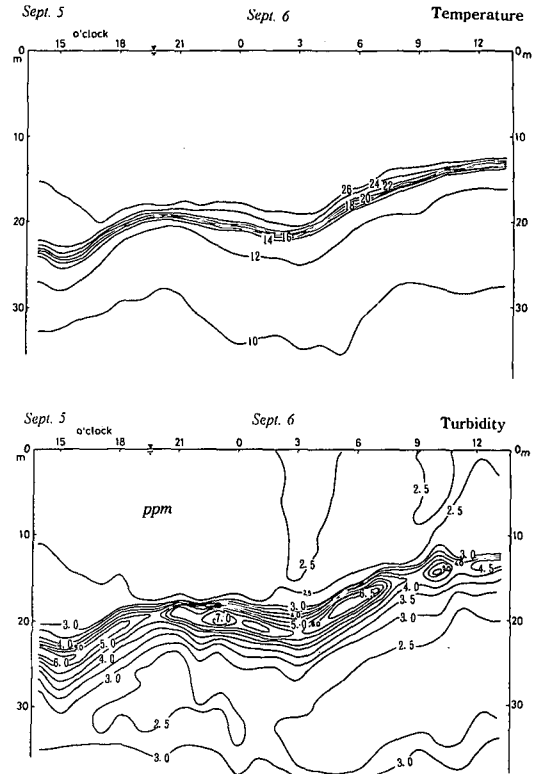


図-9 水温と濁度の時間変動 (St. B)

とり、それを15個で平均したものを基本データとしている。水温の上昇は、躍層の下降を暗示しているが、高濁度は躍層の変動に関連していると言える。特に5日の早朝からは、躍層は大幅に下がった様子が推測され、そのときに底層の濁度が大きく増加していることがわかる。図-9は、位置が少し異なるものの、この図に引き続く現象を示しており、2日前後の周期で10 m以上の波高を持つ内部波が卓越しているといえる。この測定のとシアー流速計を測点B (水深37 m) に移動し、1昼夜の測定を行ったが、流れについては1日程度の周期の、ピーク数cm/sのものが認められ、濁度については大きな変動もなく、概して湖底に近いほど高い傾向を示していた。

### (3) 成層崩壊期の観測

秋には水面からの冷却によって、琵琶湖の水温躍層は、徐々に壊れながら深くなっていく。11月18日の対象水域のTCTD測定によると、表層は16°C、水深35 m付近で11°Cで、水深20 mから30 mにかけて緩やかな躍層が観られ、その上に濁度の弱いピーク (上層と下層からの増分は1 ppm未満) が存在していた。

図-11は、11月18日から24日までの測点Bにおける、水面下5 mの電磁流速計とシアー流速計による流速変動図である。流れの変化については風との対応性を把

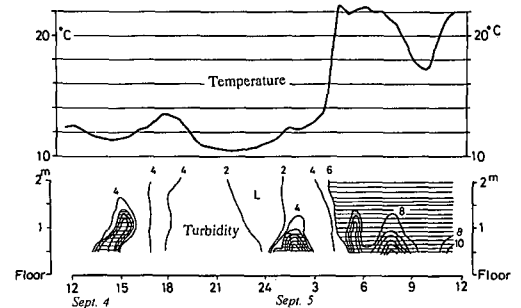


図-10 水温と濁度の時間変動 (St. A)

握する必要があるが、この時の風は、各地点でのばらつきが大きく比較が困難であった。しかしながら、11月20日夜半から22日午前中にかけて、近畿地方を低気圧が通過し、それに併せて底層に北向きの流れが生じ、上層では南向きの流れが発生している。

図-12は、シアー流速計による水温と濁度の時間変動である。これを見ると、低気圧の通過時に水温が上昇 (躍層が下降) し、ほぼ同時に高濁度が生じていることが認められる。成層度が非常に低いこの時期においても、内部モードの流動が生じており、それに伴って湖底の懸濁物が巻き上げられるという現象が推測される。

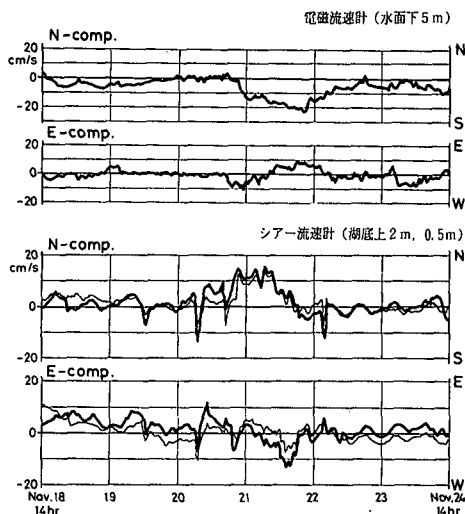


図-11 上層と底層（太線：第一層、細線：第四層）の潮流の時間変動

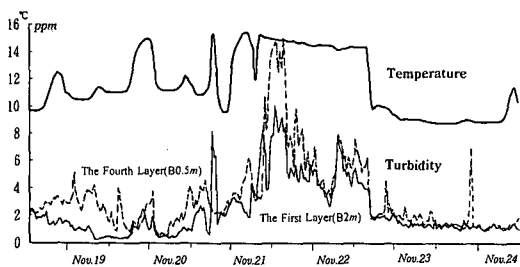


図-12 底層の水温 (B 2.2 m) と濁度 (B 0.5 m と B 2 m) の時間変動

9月の成層期の St. A の場合もそうであったが、11月の場合も、10 cm/s 未満の流れでも湖底から濁度が巻き上がっているような現象が認められる。燧灘においては、濁度の上昇は、流速値が 20 cm/s 以上にならなければ確認することができない。内部波によって躍層が湖底斜面を擦る時には、内部波は砕波し、水が強くかき混ぜられて強い乱流状態になると考えられるが、流速計の電池やメモリーの容量から、30 秒間平均値を基礎データにしたために、乱れのそのような特徴はここでは見出すことはできなかった。燧灘の場合もそうであるが、高濁度の発生に係わる乱れの特性を明らかにするためには、今後測定間隔を短くした観測が必要になると考えられる。

成層期の観測における中層（水面下 25 m）の電磁流速計のデータによると、水温躍層の変動に係わるとみられる、10 時間程度の周期（振幅は約 5 cm/s）の流れが得られている。躍層の変動からみれば、2 日程度の周期の内部波が顕著であったが、10 時間周期の変動は、この内部波に引き起こされる高調波成分と思われる。懸濁態粒子の分散を扱った Yasuda (1989) のモデルを適用すると、この時の内部波は、躍層にそって、 $10^5 \sim 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$  の懸濁態粒子への分散係数を生じさせると算定される。図-8 や図-9 等の水温躍層上の高濁度層は、一つのメカニズムの可能性として、湖底斜面で巻き上げられた懸濁態物質が、内部波の物質分散効果によって輸送されたものではないかと考える。

## 5. おわりに

1 昼夜以上の係留が困難な状況の中で、特徴的な二つの水域で観測を実施したが、両水域で顕著な高濁度層の発生が見られ、基本的には、それは海底や湖底から引き起こされる乱れが重要な要因となっていることが推測された。

本報告の琵琶湖と燧灘西部海域の現地観測は、それぞれ、科振費地域流動研究の滋賀県による琵琶湖の環境に係わるテーマ「流動及び波動場に伴う懸濁態粒子の分布と輸送過程」と環境庁計上公害特別研究「内湾域の流動・水質環境に及ぼす成層の影響に関する研究」で行われたものであることを付記する。

## 参考文献

- 玉井信行 (1980): 新体系土木工学 22 密度流の水理, 技法堂出版, 260 p.
- 安田秀一, 肥後竹彦, 谷本照巳 (1990): 地球自転効果による底層流と瀬戸内海の底質分布, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 200-204.
- 安田秀一, 他 8 名 (1993): シアー流速計の試作と底層流の測定, 中工試報告, 第 41 号, pp. 59-66.
- Kawana K., T. Tanimoto and T. Ichiye (1986): Entrainment of Bottom Sediment in the Seto Inland Sea in Summer, J. Oceanogr. Soc. Japan 42-5, pp. 381-388.
- Sanford L. P., W. Panagiotou and J. P. Halka (1991): Tidal resuspension of sediments in northern Chesapeake Bay, Marine Geology, 97, pp. 87-103.
- Yasuda H. (1989): Longitudinal dispersion of suspended particles in oscillatory currents, J. Mar. Res., 47, pp. 153-169.