

地質学論集 第39号 53-60ページ, 1993年3月
Mem. Geol. Soc. Japan, 39, 53-60

琵琶湖底表層堆積物の粒径分布

公文富士夫*・紙谷敏夫**・須藤浩一***・井内美郎****

Grain Size Distribution of the Surface Sediments in Lake Biwa, Japan

Fujio Kumon*, Toshio Kamitani**, Koichi Sutoh*** and Yoshio Inouchi****

Abstract Grain size analysis by the modified hydrometer method was performed on the bottom surface sediments sampled from 164 localities every 2km interval in Lake Biwa. The systematic survey enable to make up a grain size distribution map of the lake for the first time. Sandy sediments coarser than 4 phi in median size is limited to the zones shallower than about 10 meters, and the most area of the lake is covered by clayey silt or silty clay which is finer than 6 phi in median diameter. Based on the median size, there appears a concentric pattern of grain size distribution between the mouths of Aho and Amano Rivers, about the central portion of northern basin of North Lake Biwa. The grain size become finer in the inner zone of the concentric circle, but the center is a slightly coarser than the surrounding parts. The location of the concentric circle well corresponds to that of the circular current, Gyre I, which was revealed recently by the water temperature distributions and the radar trackings of drifters. Convergent circular currents of Gyre I in the epilimnion, can explain well the concentric distribution of sediments.

The grain size and modal analyses of the surface sediments at 39 localities near the mouth of Ane River revealed that there may be two directions of the inflows from the river to the lake, namely, northwest and southeast. The former seems to be dominant in thermal-stratified seasons, and the later in non-stratified seasons.

The grain size distribution of lake sediments should play an important role to clarify the major movements of lake water.

Key Words : Lake Biwa, grain size distribution, circular current, hydrometer, Ane River, Biwako

はじめに

琵琶湖は面積672.3km², 平均水深41.2m, 最大水深103.8mの日本最大の淡水湖である。調和型の中栄養湖とされているが、最近では南湖を中心として富栄養化が著しく、汚染への対策が求められている。その基礎資料

として、湖水の運動とともに懸濁物質の運搬と沈積の過程を解明することが重要となっている。

琵琶湖は近畿地方の運送と交通の要路として古くから利用され、また、近代以降は近畿の水瓶として人々の生活の中にいきづいていた。また、日本最大の湖ということもあり、日本に湖沼学が導入された大正時代以降、さまざまな学術的調査が行われてきた。特に、1925年に行われた神戸海洋気象台を中心とした地球物理学的な調査は、琵琶湖の姿を科学的にとらえた最初の研究であり（神戸海洋気象台、1926）、その後も各種の研究が進められてきた。琵琶湖の底質については、水深7mより浅い部分については詳しい調査が行われているが、沖合いの底質については「泥」と一括されているだけであった

* 信州大学理学部地質学教室 Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University. Asahi, Matsumoto, Nagano Pref. 390, Japan

** 滋賀県立日野高等学校 Hino High School, Kaminoda 150, Hino-cho, Shiga Pref. 529-16, Japan

*** 川崎地質株式会社 Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd. Omoriminami 3-23-17, Ota-ku, Tokyo 143, Japan

**** 地質調査所 Geological Survey of Japan. Tsukuba, Ibaraki Pref. 305, Japan

(小谷, 1971). 粒度分析に基づいた底質の研究は, 森川ほか (1957) により北湖の39地点で調査が行われているが, 面的に把握するには地点数が少なく, また分析値にばらつきがみられる. Yamamoto *et al.* (1981, 1983) は安曇川河口から犬上川河口にいたる1測線上の12地点で粒度分析を含めた詳しい研究を行っている. しかし, 湖全域にわたって同一の分析手法で湖底の底質を明らかにすることはまだ行われていなかった.

本報告は, 2 kmごとの164地点で採取した試料と姉川河口域で採集した39の試料の粒度分析を行った結果にもとづくものである. 琵琶湖全域にわたる堆積物の粒径分布を明らかにした結果, 琵琶湖北湖には環流を反映した粒径分布が存在することがはじめて判明した. このような底質の分布は, 湖水の平均的な運動を反映したものであり, 琵琶湖における物質の移動や汚染機構の解明に重要な資料となるものである.

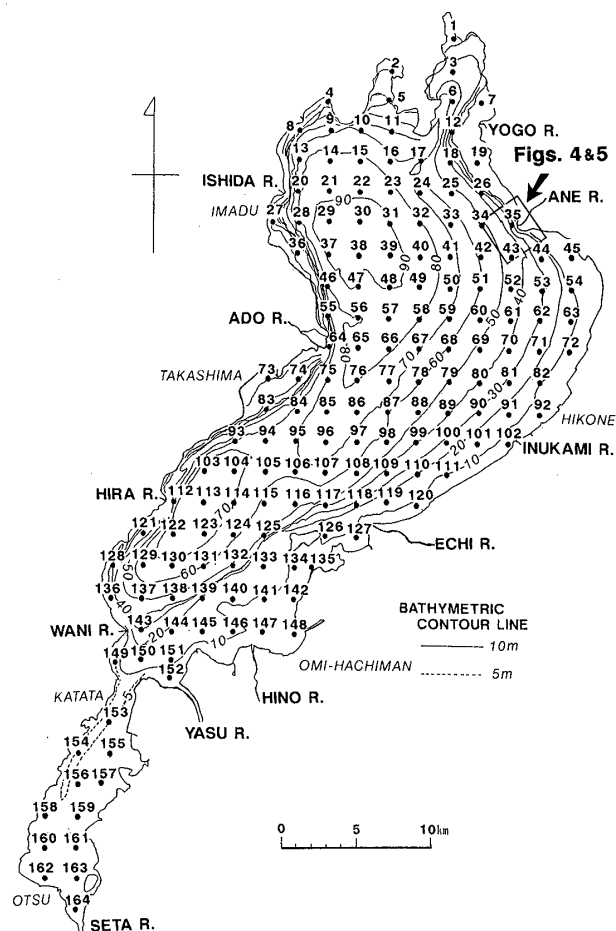
湖水の運動は, 陸上から運び込まれた物質を移動させるだけでなく, 湖中のプランクトンや底生動物の活動や移動にも大きな影響を与えており, 湖の系を考える上で最も本質的なものの1つである. そのため, 湖水の運動は湖沼学の重要な研究対象としてさまざまな方法で研究されてきた. しかし, 実際にその運動を調べることは容易なことではなく, 漂流板や流速計を用いた短期間の測定の積み重ねで, 湖沼の水の動きを把握していた. 短期間の測定は, その時々気象条件に大きく左右されるので, 長期間を通じての平均的な運動を明らかにすることはきわめて困難である. 本研究によって琵琶湖においては堆積物の粒径分布が湖水の平均的な運動を反映したものであることが明らかにされたが, このような関係が一般的に成りたつことが今後の研究によって確かめられれば, 湖底堆積物の粒径分布から湖水の平均的な運動を導びきだすことが可能となるであろう.

琵琶湖の湖底地形と試料採取地点

琵琶湖は堅田付近を境に, 水深の浅い南湖と, 大きな水深を持つ北湖とに分けられる. 南湖は西岸に沿ってやや深い部分が南北に伸びているが, ほぼ平坦な底をもった, 大部分が水深5 m以下のごく浅い湖盆である. 一方, 北湖は大きな水深を持つとともに, 湖底地形もかなり複雑である (第1図). 湖の西側斜面は 5° ~ 10° の急な斜面をなすのに対して, 東側斜面は 1° 以下とかなりなだらかなである. そのため, 水深の大きな部分は湖の中心よりも西側に位置している. ただし, 東岸側でも沖島から和邇川河口を結ぶ線に沿っては, かなり急な斜面が見られる. また, 高島沖の湖中央部に緩やかな高まり

があるため, 小松沖に中心をもつ南側の湖盆と今津沖に中心を持つ北側の湖盆とに分けられている. 湖底から大きく突き出した沈水島も特徴的な地形である. 水深10 mまでには湖棚地形がよく発達している.

試料は, 1984年に琵琶湖の全域にわたって2 kmごとの164地点でスミス・マッキンタイア式グラブ採泥器を用いて採取された (第1図; 井内ほか, 1985). 採泥位置は電波測位法で決定された. 湖底から回収した採泥器に径6 cmのアクリルパイプを押し込み, 乱さないように試料を分取した. 試料は多くの地点では10 cm以上の長さがあったが, 砂質な堆積物では10 cmに満たないものも見られた. 5 cmから10 cmまでの深さの試料について紙谷が1986年に, 10 cmから15 cmまでの試料について須藤が1990年に粒度分析を行った*. 採取された試料が15 cmに満たない地点があり, 1986年の分析地点数は159, 1990年の分析地点数は143であった. また, 湖岸付近の



第1図 琵琶湖の湖底地形と試料採集位置
井内ほか (1985) より.

* 表層0 cmから5 cmまでの試料は, 別の目的に使用しており, 粒度分析が行えなかった.

詳しい粒度分布を知るため、1990年9月に姉川河口の周辺の39地点でエクマンバージ採泥器で表層の試料採取を行い（第4図参照）、須藤が粒度分析を行った。姉川河口では表層から5から10cmまでの深さの試料を採取しており、全体をよく攪拌してその一部を分析した。

分 析 方 法

粒度分析法はJIS120Aに規定された比重計法（土質工学会、1979）に準拠したが、湖沼堆積物の取り扱いに有効なように、次に述べる点で若干の変更・改善を行った。なお、振蕩をおこなったシリンダーの内径は58mmである。有機物の除去には10%の過酸化水素水を使い、分散剤にはヘキサメタリン酸ナトリウム0.1モル溶液を30～70cc用いた。

1986年の粒度分析においては、1000ccのポリエチレンビーカーに200～300ccの水と試料を入れ、鉄ヘラを用いて手で丁寧に攪拌させただけであった。1990年の分析においては電動式のスクリュウ型攪拌機を用いて15分間攪拌を行った。泥質堆積物の粒度分析においては、攪拌の種類と強度（時間）によって、分析結果に差がでることが知られている（Nelson, 1983；公文、1990）。後述するように1990年の分析結果は1986年の分析結果に比べて平均して0.5φほど細かくなっており、分散過程の差が反映したものと考えられる。実際に両者の分散過程をそれぞれ同一試料に施して粒度分析を行ったところ、後者がより細粒になっていることがはっきりと確かめられた。

比重計による粒度分析では4.5φ前後よりも粗い粒子の測定はできないので、それより粗い部分については比重計による測定の終わったシリンダー中の試料をフルイの上に移して丁寧に水洗し、フルイに残った試料の重量を測定した。試料に含まれる繊維質の物質によって目詰まりすることを防ぐため、3.5, 4.0, 4.5φの3つのフルイを重ね、その上から適量ずつ試料を入れて順次水洗した。3.5φのフルイに残った試料が重量比で1%を大きく越えた場合には目開きのより大きなフルイを適当な組合せで重ねて、電磁式振蕩機を用いた乾式法で0.5φ間隔の粒度分析を行った。

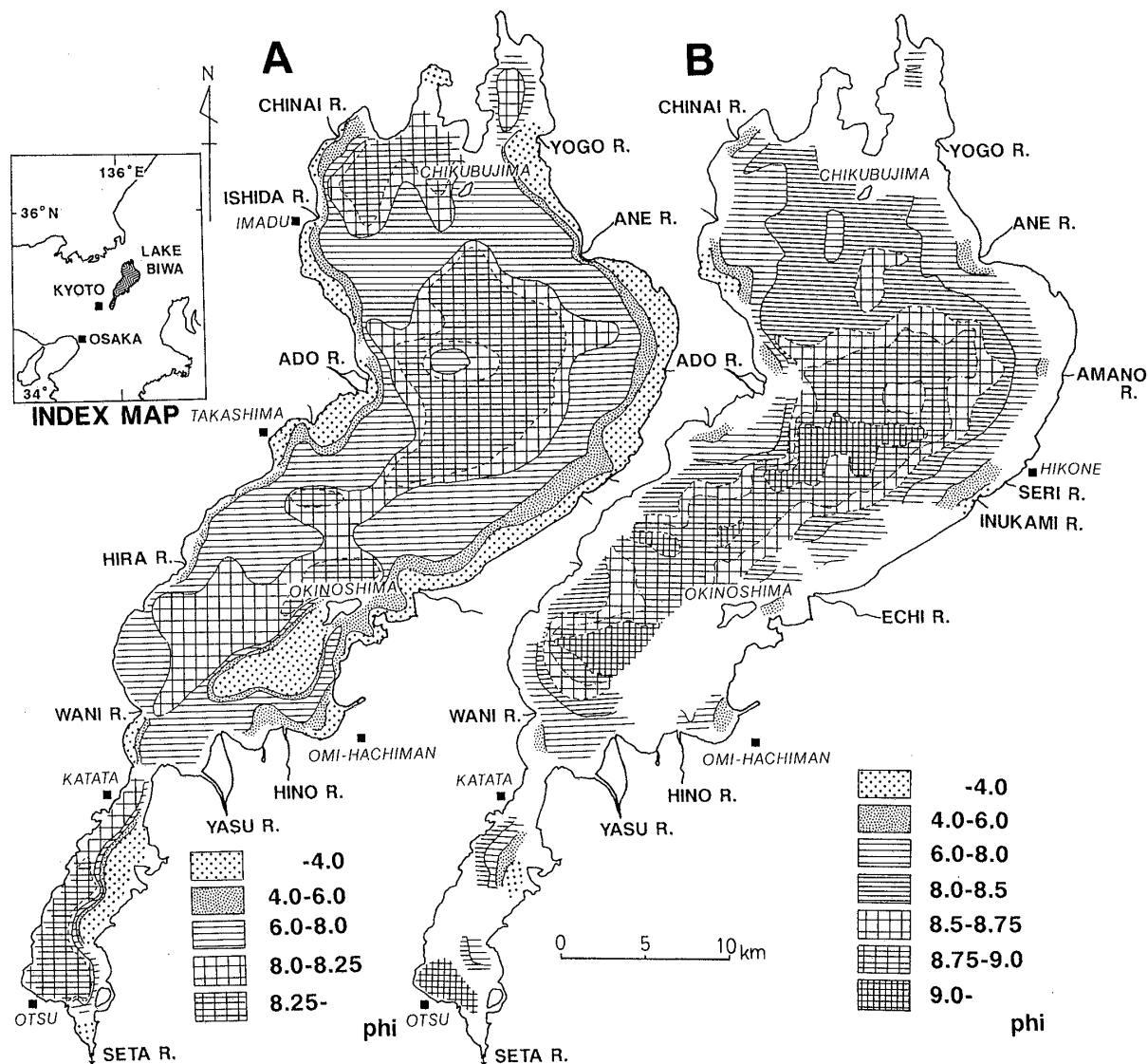
比重計による粒度分析は沈降法の一つで、粒子の沈降速度をもとにその粒子の球相当径を計算して、粒子の大きさとしている。一方、篩分け法はフルイの“目”を通過できるか否か、を基にしており、正方形のフルイの目の辺の長さが基準である。両者は違った原理で測定されており、そのままでは直接比較できない。しかし、Kommar and Cui (1984) は砂質堆積物について篩分け法と沈降法を比較し、両者をそれぞれ中間径に変換すれ

ば統一的な比較が可能であることを示した。そこで、比重計法の部分と篩分け法の部分との間の整合性を改善するために、Kommar and Cui (1984) に従ってフルイで測定した砂の部分の粒度を中間径に変換した。具体的には各フルイの目開きの大きさから0.4φ引いた値を、フルイによる測定の粒度とした。Baba and Kommar (1981) が砂質堆積物について沈降法による球相当径（沈降径）を中間径に変換する経験式を提案しているが、比重計で測定するようなく細粒の粒子について球相当径を中間径に変換する経験式はまだ提案されていない。そのため比重計による分析値は球相当径のままにした。3.5φから4.5φ付近の境界部について、Baba and Kommar (1981) の経験式をもとに中間径と球相当径との差を検討してみたが、両者の違いはあまり大きくない。特に、ファイ値に換算すると差はほとんどなくなる。このようにフルイで測定した砂の粒度を中間径に変換することで、砂と泥の境界部付近におけるギャップは、理論的にも実際にもかなり改善された。

しかし、上記のようなデータ処理をおこなっても、篩分け法と比重計法との間にギャップが残ることがある。そのため、4.5φの位置における累積頻度値が篩分け法と比重計法とで一致するように供給重量を変化させた（重量補正）。その補正は、多くの場合もとの推定乾燥重量の0～10%である。砂質な堆積物の場合はほとんど補正の必要のないものが多いが、まれに+20%近い補正を要するものもある。泥質な堆積物では大きなマイナスの補正が必要な場合がときどきある。その原因ははっきりしないが、シリンダーの中での振蕩が不十分であったためかもしれない。

琵琶湖全域の湖底堆積物

2 kmおきの琵琶湖全域の堆積物の粒度を中央値で代表させて平面的な粒径分布を示したものが第2図である（以下では粒径分布図と呼ぶ）。5～10cmの深度の試料については5地点を除いてデータがでているが（第2図A）、10～15cmの深度の試料については沿岸部を中心に21地点で欠落している（第2図B）。また、10～15cmの試料の分析結果と5～10cmの試料の分析結果とを比較すると、前者の8φの等粒度線は後者の8.5φの等粒度線にほぼ対応し、0.5φほど細粒な分析結果となっている。公文（1990）は、湖沼の粘土質堆積物を用いて、攪拌処理過程が粒度分析の結果に大きく影響すること、そして、よく攪拌した試料は不十分な攪拌試料よりも中央値で0.5φほど細粒になることを示した。その結果を考慮すると、5～10cmの試料と10～15cmの試料との分析



第2図 中央粒径値を基にした琵琶湖湖底表層堆積物の粒径分布図
A: 5-10cmの深さ B: 10-15cmの深さ

結果の差は、攪拌処理過程の違いが反映したものと考えられる。攪拌処理の違いを考慮すると、両者の分析結果はかなりよく似たものである（第2図 A, B）。それゆえ、記述の煩雑さを避けるために、以下では表層から5～10cmの深さの試料の分析結果に基本をおいて結果を記述し、必要に応じて10～15cmの分析結果に言及する。なお、採泥の間隔が2kmであるため、小規模な島や沈水島の周辺などの小範囲にのみ見られる堆積物については粒径分布図に反映していない場合がある。

第3図は、表層から5～10cmの深さの堆積物についての粒度分析の結果を砂-シルト-粘土の量比で示した

もので、Shepard (1954) に従った堆積物の分類を表している。中央値に基づいて段階的に記号を変えており、4φ以上の中央値を持つものは砂またはシルト質砂に、4～6φのものは sand-silt-clay に、6～8φのものは粘土質シルトに、8φ以上のものはシルト質粘土に分類されることがわかる。8.25φより大きな中央値を持つものは粘土成分の比率がより大きい。南湖の南西部の試料は、もっとも粘土の比率の高い領域に落ちている。砂や粗粒シルト粒子には鉱物と岩石の細片が多く、細粒シルトや粘土には粘土鉱物の比率が高い。珪藻などの生物遺骸も普遍的に含まれている。

中央値が4φ以下の砂または礫の分布は、北湖の東岸では湖岸から1～3kmの幅でほぼ連続的である。一方、北湖の西岸では部分的にやや幅の広い分布域があるに過ぎない。それらの境界の深さは10m前後である。沖島の南西域は少し複雑で、湖岸に沿って狭い砂の帯が見られるだけでなく、沖合いの水深8～16mの広い範囲に砂の分布が見られる。南湖では中央部の東半分と流出路の瀬田川付近に砂の分布が認められる。これらの砂の分布は、小谷（1971）が砂・砂混じり礫・砂礫として分類したものおよび砂泥の一部にほぼ対応している。

中央値が4～6φの粗粒なシルトの分布域は、砂の分布域の沖側に1～2kmの幅で細長く分布している。その湖心側の境界の深度はおおよそ20～30mの深さにあたるが、場所によって差が大きい。中央値が6～8φの細粒な粘土質シルトは、北湖では1～5kmの幅で広く分布しており、20m以深の主要な堆積物の1つとなっている。特に今津沖から姉川河口沖にかけての分布は大きい。湖心側の境界は等深線と斜交しており、不規則な凹凸を示している。南湖には細粒な粘土質シルトの分布はわずかである。

中央値が8φ以上のシルト質粘土は安曇川河口の沖合に大きな範囲で分布しており、それはやや幅の狭い帯となって沖島の西方沖の広いシルト質粘土の分布域に連続する。また、竹生島の西から北の湖岸にかけても広い分布域が見られ、飯ノ浦の湾入部中央にもシルト質粘土の分布が点在する。南湖の西半分もシルト質粘土の分布域

である。中央値が8.25φよりも大きい、特に細粒な部分は、安曇川沖合い、沖島の北部、竹生島の北西、南湖の南西部にみられる。注目されるのは安曇川河口沖の分布で、ほぼ円状のシルト質粘土分布域の中央に向かって細粒化するとともに、その中心付近で逆にやや粗くなるという環状の分布が認められることである。

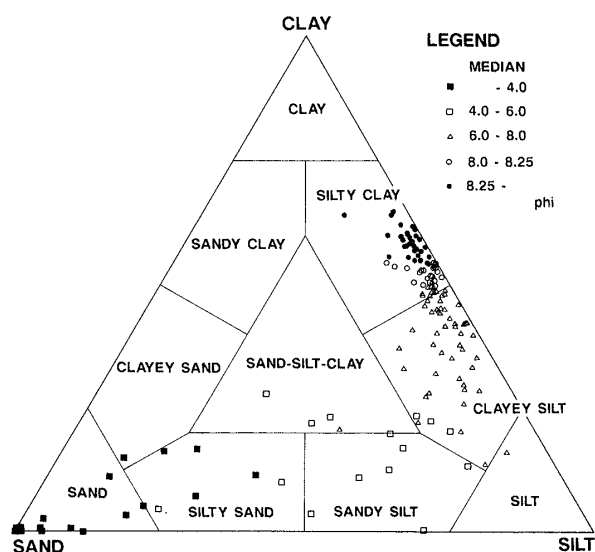
10～15cmの深さの堆積物についてみても、中央値が8.5φよりも細粒のシルト質粘土は、安曇川の沖合いから沖島の西方にかけて広く分布し、また、南湖の西部にも分布する。ただし、竹生島の北西での分布はかなり小さくなっている。安曇川河口の沖合いには5～10cmの堆積物の場合と同様な環状分布があるが、中心が少し南東に移っている。9.0φ以上の非常に細粒の粘土が彦根沖から高島沖にかけて、沖島の北西方、和邇川河口北東沖、大津沖に認められることも特徴的である。

試料採集地点の間隔が2kmであるので、沿岸域における堆積物の分布状況を詳しく知ることは難しいが、北湖では中央値が4φよりも粗粒な堆積物の分布の限界がほぼ10mの等深線に一致している。小谷（1971）は、琵琶湖の沿岸域について堆積物の詳しい分布を報告しているが、「砂泥」と分類されたものの沖合い側の境界もこの4φの等粒度線にほぼ対応している。これらの点からみて、北湖における砂質堆積物の分布はおもに約10m以浅の水域と言える。この深度は琵琶湖における風起源の波浪の波食基準面の深さに近い値と考えられる。ただし、沖の島の南西部にある大きな砂質堆積物の分布域は15、6mまでの水深があり、別の成因をもつ可能性がある。

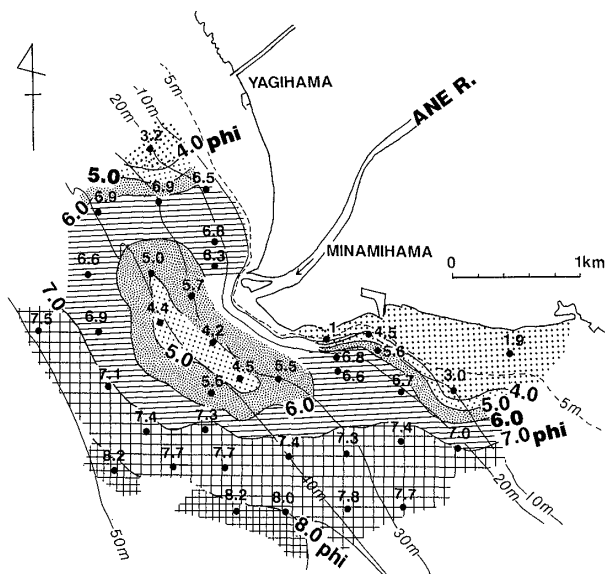
南湖の西部から南西部にかけては、水深が小さいにもかかわらず非常に細粒であり、南西部には特に細粒な堆積物が見られる。それは第3図でもっとも粘土よりの位置にプロットされ、琵琶湖で最も粘土含有率の高い堆積物である。これは、北湖から“上澄み”に相当する湖水が流入して極細粒な懸濁物のみが供給されることと、南湖の南西部が強内湾的性格を持っているためであろう。

姉川河口域の堆積物

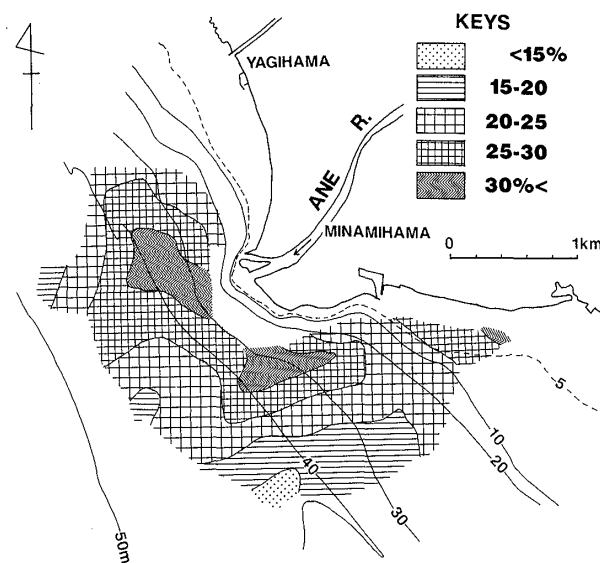
姉川河口の州および周辺の湖浜には細礫が分布しているが、河口のすぐ沖での試料採取はできていない。第4図に示したように、200～300m沖合いになると、4～6φの中央値をもつ砂質泥が北西－南東方向の長円状に分布しており、その周囲を6～7φのシルトが取り囲んでいる。さらにその沖側に、中央値が7φ以下の細粒なシルトとシルト質粘土が分布している。中央値が4φより小さな砂質堆積物の分布は、南浜の南東の10m以浅の部



第3図 琵琶湖湖底表層堆積物（深度5-10cm）の砂-シルト-粘土比
中央粒径値に対応させて段階的に記号を変えてある。分類はShepard（1954）による。



第4図 姉川河口域における湖底表層堆積物の粒径分布
数字は中央粒径値を表し、粒度階ごとに模様を変えてある。



第5図 姉川河口域における湖底表層堆積物の頁岩質岩片の含有率
4.0~4.5φの粒子200個を検討し、モード比を出したものの。

分および八木浜の海岸近くに認められるだけである。

姉川河口域の堆積物の粒度分析は、小谷（1971）および奥村ほか（1987）によっても行われているが、今回の結果とよく似た結果であり、河口の沖合いに周囲よりやや粒度の粗い砂質泥が北西—南東方向に伸びている。奥村ほか（1987）が成層期に行ったセディメントトラップによる捕集観測の結果は、姉川から流入した堆積物が北西方向へ流れていることを示している。砂質泥が河口の延長部より北西へ伸びていることは、成層期における河川からの流入を反映したものと考えられる。

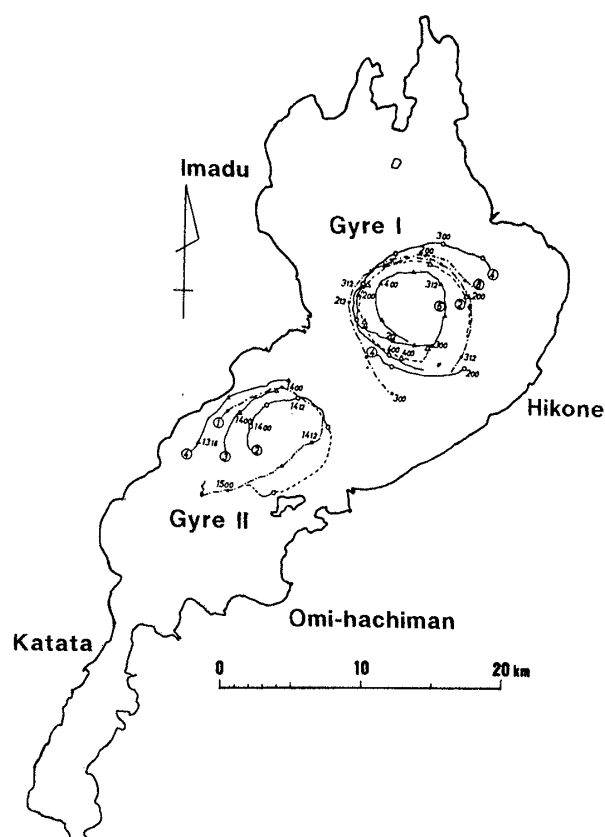
今回の調査により、河口の延長部より南東側に伸びる砂質泥の張り出しの存在が明確になった。奥村ほか（1987）の調査では、ごく表層（0~2 cm）の粒度分析では明瞭ではなかったが、粒度の大きな層準を基準とした“堆積厚さ”の分布には南東側への碎屑物の厚い堆積が示されていた。奥村ほかは、その原因を非成層期の運搬作用と推定している。

堆積物の起源を確認するために、4φ~4.5φの粒子の構成物を偏光顕微鏡下で観察した。頁岩質岩片の含有率は、第5図に示すように河口沖合いの砂質泥で最も大きく、周囲に向かって徐々に小さくなっている。姉川は、その流域に美濃帯の中・古生代の地層が広く分布しており、頁岩質岩片の供給が多い河川である。この事実や淘汰が不良である特徴は、河口沖合いの砂質泥が姉川から直接供給された堆積物であることを示している。

議 論

前述したように、今回の調査によって琵琶湖の広い範囲の沖合い帯の底質ははじめて系統的にあきらかになった。沖合い帯の底質では、安曇川河口の沖合いに環状の粒径分布がみられることが特異な現象である。これは湖盆地形とは一致せず、ごく緩やかな斜面上に位置している。主要な河川の河口から遠い位置に細粒な堆積物が形成されたためと考えると、竹生島の南で8φの等粒度線が閉じて、環状の分布をすることの説明は難しい。また、環状分布の中央部でやや粗粒になること説明はできない。等粒度線で示された粒度の差は0.25φであり、違いはわずかなものであるが、偶然の結果とは考えにくい。10~15cmの試料も同じような粒径分布を示しているからである。森川ほか（1957）による北湖の39地点の粒度分析結果も、粘土質の細粒堆積物が安曇川河口と姉川河口を結ぶ線上に多く堆積していることを示しており、今回あきらかにした環状分布の一部が示されている。また、Yamamoto *et al.* (1981, 1983) の報告した測線にも環状分布の一断面が認められる。

それでは何がこの環状分布を規制したものであろうか。近年、遠藤ほか（1981）は水温分布から琵琶湖の環流の位置が従来の報告とは大きく違っていることを明らかにした。また、最近では、漂流ブイをレーダで追跡することによって環流の位置を確認し（Endoh, 1986；遠藤ほか, 1987）、安曇川河口沖と沖島の西方とに環流の存在することを報告している（第6図）。その安曇川河



第6図 レーダを用いた漂流ブイの追跡によって観測された琵琶湖の環流
遠藤ほか(1987)より。

口沖の環流(第1環流)の位置が堆積物の環状分布とよく一致している。

この環流は中心に向かって収束する成分を持つ地衡流であり、流入河川から、また沿岸の侵食によって供給された細粒の懸濁物質が沖合いの環流域に捉えられ、粒度の粗いものから徐々に沈降しながら湖心部へ運ばれているものと考えれば、堆積物が環流の中心に向かって細粒化するという同心円状の分布が説明できる。また、環流の中心で沈降する水の選択的運搬作用が環流の最中心にまわりよりも多少粗い粒子を集積させると考えることで、堆積物の環状分布の中心にやや粗い部分が存在することの説明も可能である(紙谷, 1988)。

おわりに

琵琶湖全域にわたる詳しい底質が今回の報告ではじめて明らかにされた。そして、北湖の北部に規則的な環状の粒径分布が認められ、それが近年明らかになった第1環流に対応している可能性が指摘された。成層期に安定的に存在する環流が湖底堆積物の粒度を規制していることになる。一方、琵琶湖においては深度にほぼ比例して

堆積速度が大きいことも最近明らかにされている(井内ほか, 1986; 井内, 1987, 太井子ほか, 1987)。井内(1988, 1990)は、水塊中に泥質粒子が均質に懸濁したものがストークス則に従って沈降・堆積するという「cloud」モデルを提唱して、水深と堆積速度との高い相関性を説明した。この雲(cloud)に相当する懸濁物質が雪解けの非成層期には水塊全体に広がっていることが確認されている(井内, 1990)。成層期における雲の存在は明確ではないが、あるとしても深層水塊に存在するものと考えられる。流入河川から供給される懸濁物質の雲(cloud)が環流域において粒度的にほぼ均質であれば、その上に表水層中で粒度的に選別された堆積物が重なっても、粒度上の差は保存されるものと考えられるので、相互の見解が矛盾する訳ではない。

琵琶湖における湖流は、環流以外にもさまざまな原因の流れがあり、それぞれ違った形と度合で、堆積物に影響を与えているものと考えられる。それらの相互の違いを定量的に明らかにすることは重要な研究課題であろう。しかし、沖合い域における堆積物の粒度を規制する要因としては、環流の役割が大きいことが今回の研究から推定される。今後、もう少し密度の高いデータを得ることによって、堆積物と環流系との関係を詰めていくことが重要である。

本研究は、公文富士夫の指導のもとに、井内美郎の協力をえて、1986年度に紙谷敏夫(紙谷, 1987)が、1990年度に須藤浩一(須藤, 1991)が信州大学理学部の卒業論文として調査・研究したものである。紙谷の結果は既に部分的に公表している(紙谷, 1988)。姉川河口での試料採集にあたっては、当時信州大学理学部地質学教室の間中理哉・井出泰之・武村徹哉氏の協力を得た。これらの方々に深く感謝する。

文 献

- Baba, J. and Komar, P.D., 1981, Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Jour. Sed. Petrology*, **51**, 631-640.
- 土質工学会編, 1979, 土質試験法. 日本土質工学会, 757p.
- Endoh, S., 1986, Diagnostic study on the vertical circulation and the maintenance mechanisms of cyclonic gyre in Lake Biwa. *Jour. Geophys. Research*, **91**, C1, 869-876.
- 遠藤修一・岡本 巖・中井 衛, 1981, びわ湖北湖の環流について(I)ー水温分布からみた環流の変動ー. *陸水雑*, **42**, 144-153.
- 遠藤修一・岡村 巖・奥村康昭・田村健志・鷹野啓介・濱

- 井義明・小谷拓司・速水義孝・浅田 浩・川村尚雄・岩根浩士, 1987, レーダを利用した湖流調査. 滋賀大・教育・紀要, 自然科学, no.37, 27-38.
- 井内美郎, 1987, 音探堆積速度算定法—音波探査で求めた琵琶湖の堆積速度—. 地球科学, 41, 231-241.
- 井内美郎, 1988, 琵琶湖の堆積モデル. 砕屑性堆積物の研究. no.5, 49-72.
- 井内美郎, 1990, 琵琶湖泥質粒子の堆積メカニズム. 地質学論集, no.36, 195-208.
- 井内美郎・中尾征三・横田節哉・村上文敏・斎藤文紀・寺島 滋・寺島美南子・竹内三郎・吉川秀樹・志岐常正・太井子宏和・徳岡隆夫・公文富士夫, 1986, 湖沼汚染底質の堆積機構解明に関する研究. 昭和60年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, 64-1~64-14.
- 井内美郎・横田節哉・斎藤文紀・村上文敏・中尾征三・吉川秀樹・寺島 滋・寺島美南子, 1985, 湖沼汚染底質の堆積機構解明に関する研究. 昭和59年度公害特別研究報告, 74-1~74-20.
- 紙谷敏夫, 1987MS, 琵琶湖底堆積物の粒径分布と堆積機構. 信州大学理学部卒論, 61p.
- 紙谷敏夫, 1988, 琵琶湖湖底堆積物の粒径分布と堆積機構について. 砕屑性堆積物の研究, no.5, 23-33.
- 神戸海洋気象台, 1926, 琵琶湖調査報告第一篇. 神戸海洋気象台彙報, 8, 1-103.
- Komar, P. D. and Cui, B., 1984, The analysis of grain-size measurements by sieving and settling-tube techniques. *Jour. Sed. Petrology*, 54, 603-614.
- 小谷 昌, 1971, 琵琶湖の湖底地形およびその環境. 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 125-175.
- 公文富士夫, 1990, 泥質堆積物の粒度分析における超音波篩分法と比重計法との比較. 堆積学研究会報, no.33, 57-61.
- 森川光郎・久保勝美・坂口二郎, 1957, 琵琶湖湖底堆積物の粒度分布. 滋賀大・紀要, no.6, 39-46.
- Nelsen, T. A., 1983, Time- and method-dependent size distributions of fine-grained sediments. *Sedimentology*, 30, 249-259.
- 奥村康昭・浪越宏治・大西良雄・山本淳之, 1987, 琵琶湖姉川河口域における物質輸送過程の研究. 滋賀県琵琶湖研究所報告, no.86-A04, 101-116.
- Shepard, F. P., 1954, Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Jour. Sed. Petrology*, 24, 151-158.
- 須藤浩一, 1991MS, 琵琶湖底堆積物の粒度分析に基づく堆積作用の研究. 信州大学理学部卒論, 69p.
- 太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄, 1987, 琵琶湖北湖湖底表層のユニブーム音波探査—堆積層の構造と顕著な音波反射面の由来—. 北海道大・地物研報, no.49, 251-268.
- Yamamoto, A., Higashihara, M., Meguro, T. and Taishi, H., 1981, On properties of bottom sediments and sedimentation processes in Lake Biwa. In S. Horie (ed.), *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 9, 73-93.
- Yamamoto, A., Higashihara, M., Meguro, T. and Taishi, H., 1983, On properties of bottom sediments and sedimentation processes in Lake Biwa (II). In S. Horie(ed.), *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 10, 59-71.

(要 旨)

公文富士夫・紙谷敏夫・須藤浩一・井内美郎, 1993: 琵琶湖底表層堆積物の粒径分布. 地質学論集, 39, 53-60. (Fujio Kumon, Toshio Kamitani, Koichi Sutoh and Yoshio Inouchi, 1993: Grain Size Distribution of the Surface Sediments in Lake Biwa, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 39, 53-60.

2 km間隔の164地点で採取した5~10cmの深さおよび10~15cmの深さの堆積物について改良した比重計法で粒度分析をおこなった. 琵琶湖全域にわたる系統的な粒度分析はこれが最初である. 中央粒径値をもとにした粒径分布図には, 内側ほど細粒になり, 最中心部で少し粗粒になるという特異な環状の粒径分布が安曇川河口の沖合いに認められた. その位置は最近実測された第1環流の位置に対応しており, その粒径分布は, 垂直循環を伴った収束する環流による運搬と選別の作用として説明ができる. 北湖の沿岸域では, 水深10m前後まで砂質堆積物が分布している. 姉川河口域の沖合いでは, 北西と南東に伸びた砂質泥の分布が認められ, 温度成層期と非成層期の河川流入水の流れに対応したものと考えられる. 堆積物の粒径分布は湖水の平均的な運動を反映したものと考えられる.