びわ湖湖底堆積物の粒度と圧密について

山本 淳之・金成 誠一・福尾 義昭

Grain Size Analysis of Sediments and their Consolidation in a Core from Lake Biwa-ko

Atsuyuki YAMAMOTO, Seiichi KANARI and Yoshiaki FUKUO

Abstract

Grain size and particle density of the core were measured for every subsample of 5 cm thick at the interval of 50 cm from the uppermost 40 m, and for every subsample of 5 cm thick at the interval of 5 m between 40 m and 200 m. Furthermore, the bulk density was measured for each sample of about 1 m long over whole core sample.

The core sample had the mean density of particles 2.6 gr/cm^3 and the ϕ -median diameter 6.2 on the average. It was also found that the vertical variation of particle density showed close parallelism with that of finer grain contents than 8ϕ , and that, at the horizon of the reversal of geomagnetic field, the particle density changed abruptly from higher maximum to lower minimum. At the same time, the fractions of grains coarser than 4.5ϕ also increased rapidly. There revealed conspicuous peaks at the depths of 30, 50, 85 and 130 m in the vertical variation of coarser grain contents. Because of the fact that the increase of precipitation would generally strengthen the river discharge and bottom currents resulting in the transport of coarser sediments to the boring site, the peaks of coarser fraction might indicate pluvial periods and those values might offer the method estimating the intensity of past precipitation.

The vertical distribution of bulk density was analysed on the basis of concept of consolidation which caused the squeeze of pore water between particles in underlying layers by the increase of the weight of sediments settled out successively on the surface of lake bottom. This analysis enables us to estimate the age of each layer in a continuous core sample. We conducted this estimation by integrating the measured bulk density, assuming a constant rate of deposition. Then we obtained the results of 1.35×10^5 and 3.35×10^5 years B.P. at the depths of 50 m and 100 m respectively. It was shown that the observed rate of deposition of 1.8 mm per year which was reported from Lake Biwa-ko (TOYODA *et al.*, 1968) agreed well with the estimated value of 1.74 mm per year which was obtained by combining both results of C^{14} dating and of the integration of the bulk density.

1. ま え が き

湖底堆積物の粒度が深さ方向に如何に分布しているか、あるいは、相次ぐ sediment 粒子の沈積により、それが如何に圧縮、固結されていくかという現象は、湖の堆積環境や sediment の堆積・輸送機構あるいは、古降水量、堆積年代の推定など、堆積物理学の立場

からも興味のある現象である。しかし、このような観点からの湖底 boring core の分析は、これまで研究例が少なく、今後に残された重要な研究課題であるように思われる。幸い、今回、びわ湖湖底 200m について、粒度分布ならびに粒子密度、および bulk density などの測定を行なう機会が与えられた。このような測定が上記の諸問題と如何なる関わりを持つかを以下に

述べ、今後の問題の解明の一助としたい。

2. 粒度および密度

Sediment 粒子の平均密度は、数 100 mg の試料を 110°C で定温乾燥し、乾燥器より取出して数分後の状態で比重びんにより測定した。これと併行して、ほぼ乾燥直後と思われる密度値も測定したが、両者の鉛直分布曲線は、吸湿のため $0.1 \sim 0.2 \text{ g/cm}^3$ の差をもってほぼ平行しており、相対的な変動をみる限りでは、どちらを選んでもよいが、むしろ数分後に測定した密度の方が再現性がよいので、これを採用することにした。また、密度測定後の粒子懸濁水を充分攪拌し、分散剤 Na-H. M. P. を用いて分散後、 44μ 篩で wet sieving を行ない、篩上部分すなわち 4.5ϕ より粗粒部分の含有率を決定した。また、 44μ 篩通過部分より sediment 量約 30mg 相当の懸濁液を分取し、沈降分析（日立・PSA 2 型）により 4.5ϕ より細粒部分の粒度分布を決定した。密度の測定結果を考慮して、粒径はすべて密度 2.6 g/cm^3 の球と等価な径で表わすことにする。

Fig. 1~3 は、ほぼ 5m 間隔に 5cm 長で採取された試料についての分析値の鉛直変動を示したものである。Fig. 1 は、頻度積算値による粒度分布の変動を表わしたものであるが、特に、粗粒部分および細粒部分の頻度の変動を取り出して、密度と対比させて Fig. 2 に示してある。

Fig. 1. Vertical variations of size distribution in cumulative (coarser-than) weight percents, obtained from settling analysis by photo-extinction method.

Fig. 2 において、粒子の平均密度は約 2.6 g/cm^3 の周りに約 0.6 g/cm^3 の幅をもって変動しているが、特に、170m, 115m および 60m で高い peak を、また、125m, 75m および 50m で顕著な極小値を示していることに注意すべきであろう。川井らによる地磁気変動曲線¹⁾との対比から、上記の密度極小が地磁気逆転時の直後（約 5m 上層）に起こっているようにみえるが、これは、堆積物の供給過程が地磁気変動と無関係ではあり得ないことを示唆しているように思われる。 4.5ϕ (44μ) より粗粒の重量頻度の変動において特徴的なのは、130m 深度に著しい peak が存在すること、また、180~165m, 110m, 85~75m および 50m などの各深度も粗粒に富み、かつ、粒度と密度との間にはほぼ逆の相関がみられることである。また、これらの peak が、全炭素または C/N 比の変動曲線（小山）¹⁾の peak と良い対応を示していることは、堆積環境推定に大きな手がかりを与えるものと思われる。 8ϕ より細粒部（clay 粒子）の頻度の変動は、粗粒部の変動よりも、いっそう密接に密度変動と対応を示す。これは、 $2.7 \sim 2.8 \text{ g/cm}^3$ という高い密度の原因が細粒部にあることを暗示している。すなわち、主に細粒部分に多数の高密度粒子が含まれていると期待できよう。事実、沈降実験と検鏡の結果、Fe 球（密度 7.8 g/cm^3 ）と思われる細粒子が見出されている。 2.7 g/cm^3 の粒子平均密度を 2.6 g/cm^3 の一般粒子と Fe 球との組み合わせと解釈すれば、重量で 5.5%

Fig. 2. Vertical variations of the mean density of grains by pycnometer, the contents of finer fractions than 8ϕ (3.9μ) and the contents of coarser fractions than 4.5ϕ (44μ) in weight percents.

の Fe 球が堆積物中に含まれるはずであるが、この点についてはさらに検討を要する。

Fig. 3 は、Fig. 1 に示した粒度分布における中央径 ($Md\phi$) ならびに淘汰度 ($\sigma\phi$) を示したものであるが、全 core を通じて中央径がその平均値 6.14 の周りで変動しているのがみられる。この中央径変動曲線と古気候変動曲線(藤)¹⁾との対比によれば、70m 以深では寒冷期が $Md\phi$ の極小(粗粒)と対応しているが、60m 以浅では逆に $Md\phi$ の極大(細粒)と寒冷期が良く対応している。粒径が粗い時には比較的降水量が多いであろうということを種々の仮定のもとに次節で論ずるが、もしこの結論を上記の対応に適用すれば、70m 以深の時代では比較的寒冷な時期に降

水量が多く、逆に 60m より浅い時代には比較的温暖な時期に降水量が多いということになるが、この逆転は何に起因するものか興味のある示唆である。

また、Fig. 4 は 3.5~40m の core について、50 cm ごとに 5 cm 長の試料について、試料の平均粒子密度と 4.5ϕ 以上の粗粒の重量百分率の変動とを対比したものであるが、これをさらに 5 個の測定値で移動平均した結果を Fig. 5 に示す。

この図から粗粒重量百分率と粒子密度間には、ほぼ逆の相関がみられる。なお、Fig. 4 に示した試料についての中央径の鉛直分布は Fig. 6 に示してある。

Fig. 3. Vertical variations of statistical measures of size distribution, the upper : *Phi*-median diameter ($Md\phi$) and the lower : *Phi*-deviation measure ($\sigma\phi$).

Fig. 4. More detailed features of vertical variation about mean density of grains and contents of coarser fraction than 4.5ϕ , within the uppermost 40 meter part of the 200m-long core.

Fig. 5. Smoothed variations of the mean density of grains and contents of coarser fraction of 4.5ϕ , showing the contrary tendency between them.

Fig. 6. More detailed feature of Φ -median diameter ($Md\phi$) within the uppermost 30 meter part.

3. 古降水量

堆積物の粒度から古降水量の変動を推定するに当たっての基本的な考え方は、およそ次の通りである。

降水量の多い時期には河川の流量は増加し、それに伴って河川の浮泥量も増大するであろう。そして、流量増加時には河川の流速も大きく、また同時に河水の乱れも増大しているであろうから、この時期には浮泥量の増加と平行して、より粗い堆積物粒子も浮遊状態で湖水中に運び込まれることになるであろう。また、浮泥量の多い状態は、河川の濁水と湖水との密度差が大きく、濁った河水が湖水下へ潜入して湖底濁度流が形成される機会が増えることを意味しているから、濁度流の形で粗い粒子が湖内部にまで運び込まれる機会

が多くなるであろう。このようにして多雨期には、より多くの堆積物粒子が、また、より粗い堆積物粒子が湖内部へ運び込まれると考えられる。したがって、堆積物粒子を湖岸から流送されるものに限定し、かつ、地形的条件に大きな変化がないと仮定すれば、湖心部に沈積し保存されている堆積物の粒度の大小から、逆に、それを運搬してきた底層流の堆積地点における流速の大小の程度を比較することによって、そのような底層流の形成に対応する降水量の多少を相対的に推定しうる可能性がでてくる。

以上の考えを、大胆に前節の粒度分析結果に適用してみよう。粒度の代表値としては、Fig. 3 の中央径 ($Md\phi$) を用いればよいが、ここではそれとほぼ同じ変動傾向を示す Fig. 1 の 44μ 以上の粗粒部の頻

度についてみることにすれば、頻度値の peak を示す深度の層の堆積当時には、相対的に雨量が多かったと解される。すなわち、180m, 165m, 150m, 130m, 110m, 85~75m, 50m などの各深度、なかでも 130m 深度の堆積当時は、火山性降水物などの影響がないとすれば、顕著な多雨期であった可能性が強いと考えられる。しかしながら、話を流送に限定すれば、粗い粒子が湖底に存在するためには、強い底層流速を必要とする。湖底堆積物の粒度を利用してそれを運び込んだ流速を求めることは、多くの試みがあるにもかかわらず、当時の運搬形式も明白ではなく、またかりに濁度流の形で流入した場合だけを考えても、粒度から一義的にその流速値を求め得ないことは米国の PANICKER²⁾ も強調している通りであるが、可能な底流速の大きさの程度を推算してみることは無意味ではなからう。

いま、粒子はすべて濁度流の形式で運搬され堆積したものと仮定して、粒度分布を考慮した PANICKER の式

$$U = \frac{\Sigma (cv_s)}{K\alpha\Sigma c}, K \approx 0.1$$

U ; 底流速, v_s ; 粒子の沈降速度

c ; v_s をもつ粒子の頻度, α ; 底面の勾配

K ; 粒子懸濁に使用されるエネルギーと濁流の斜面流下により放出されるエネルギーとの比

に従って、そこに堆積している sediments を運んできた濁度流の流速の程度を推算してみよう。湖底の勾配として、 $\alpha \approx 10^{-2}$ を採用すれば、core sample 中最も粗い sediment (130m 深度) に対して底流速 117 cm/s, 最も細かいもの (125m 深度) に対して 23 cm/s, 平均的な粒度のもの (例えば 35m 深度) に対して 37 cm/s の程度となる。130m 層のような粗粒粒子が堆積する時期は烈しい降雨期であったと想像されるが、現 boring 地点が水深約 65m で、びわ湖のほぼ中央に位置することから、上記の 117 cm/s の底流速、およびそれを涵養する河口条件が存在し得たかどうかは疑わしい。現在、平常時に同地点の底面上数mで 10 cm/s 弱の流速が観測されている (金成) から、23~37cm/s の底流速は大洪水時には期待できるかも知れないが、100 cm/s を越える底流速を要求する粗い sediments (130m 層) の存在を大雨量だけで説明するには幾分無理が伴うように思われる。

ここで、粒度の変動を、底流速に影響をおよぼすと思われる湖の大きさ、すなわち湖岸距離の変化に原因を求めることも一考に値しよう。びわ湖底および周辺の地形が大局的に現在とほぼ同型と仮定すれば、湖の

大きさ、あるいは湖心部から湖岸までの距離は、湖心部定点の水深の関数と考えられる。Fig. 7 は、びわ湖における底質の粒径と水深との関係を示す図 (小谷³⁾ による原図に著者らの測定値を黒丸で plot したものであるが、この図を引用する際に東岸側・西岸側の差異を無視して、図中の 1 本の曲線で代表されるとみなし、また、湖心部の底質粒度の変動の大勢は、湖の大きさ、すなわち水深のみの反映であると仮定して、Fig. 7 の関係を粒度分析結果に適用して画いたのが Fig. 8 である。この図によると、現在的水深約 65m に対し、換算水深 30m が数回現われるが、ここでは特に換算水深 27m となる 130m 層に注目してみる。図中の縦破線は粒径値のばらつきにもとづくものであるが、これを考慮して大きく見積っても水深 50m となり、直後の 125m 層の換算水深約 70m と比べて差がみられる。換算水深の値を当時の水深としてそのまま受容することはできないが、130m 層の堆積当時は水深が浅かったと考えれば、湖岸距離も短くなり、底層流速 117 cm/sec の存在も現状のびわ湖におけるよりは、考えやすくなる。ゆえに、130m 層堆積当時は、びわ湖は狭く、水深も浅く、同時に降水量の多い時期であって、その結果、水位上昇をきたし、125m 層に当る時期には水深約 70m に達したため、粒径は急に小さくなったという可能性も考えられる。

Fig. 7. Dependency of Φ -median diameter ($Md \phi$) of sediments at the bottom surface on the water depth in Lake Biwa-ko. (Fine dots and solid line; after KOTANI.)

Fig. 8. Converted water depth with referring the correlation between $Md\phi$ and water depth in Fig. 7. Note the rapid change of converted depths in the layer of 130 m depth of the core. This may offer an aid to explain the existence of the coarse-grained sediments.

地理学的に何らかの証拠が与えられて、びわ湖の湖面縮小ないし浅化の時期が判明すれば、上述のように降水量の推定に有力な基盤が与えられることになる。

4. 圧密と堆積年代の推定

圧密というのは、よく述べられているように、飽和粘土が荷重を受けて体積収縮する際に、その収縮量は粘土からしぼり出された間隙水の体積に等しいという条件下で粘土の体積が減少していく現象である。ところで、間隙水が粘土から流出する際には、粘土粒子と間隙水との間に相当な摩擦力がはたらくので、弾性体のように载荷に応じて直ちにそれだけ歪みを生じることができず、徐々に間隙水が滲出して行く結果、荷重に平衡する粘土の体積歪に達するには相当の長い時間

が必要となる^{4),5)}。

一般に、地盤の圧密を考える場合には、土質工学でよく取り扱われているように、地盤の厚みは固定されており、またその自重は地盤上の載荷荷重にくらべて小さいので、この載荷荷重によって圧密が進行するという考え方で解析されているが、湖底堆積物の圧密では、堆積層の厚みが、上から沈積する堆積物によって増加しながら、同時にこの堆積物によって、時々刻々自重が増加するという過程のもとに、圧密が進行するという立場で解析しなければならない。したがって、湖底堆積物の圧密現象の解明は、堆積速度—堆積年代—の推定に深く関係していることがわかる。

堆積物の圧密が進むにつれて、上述のように間隙水量は減少し、間隙比が 10% 程度になると、粘土粒子

同志にはたらいっている有効応力が全荷重を受け持つようになり、いわゆる二次圧密過程になるといわれている。湖底堆積物がどれくらいの深さで二次圧密状態になっているかということも興味のあることである。粘土粒子自身の密度を仮りに 2.5 g/cm^3 とすると、粘土粒子と間隙水をひくくめた堆積物の全体密度（以下この密度を **bulk density** と呼ぶことにする）は空隙率 10% において 2.4 g/cm^3 となる。粒子比重や二次圧密移行時の空隙率の変動幅を考えると、二次圧密に移行する **bulk density** の値は、おおよそ目安として、 2.0 g/cm^3 程度であろう。したがって、堆積層の **bulk density** が 2.0 g/cm^3 以下ならば、その層はまだ一次圧密過程にあると判断できる。

一次圧密過程においては、間隙水が荷重を支えるのに役割を果たしており、間隙水圧 w と有効応力 τ の時間的変化量の和は、それに作用している外力 p の変化量になっているはずである。すなわち

$$\partial w + \partial \tau = \partial p \quad \dots\dots\dots(1)$$

土粒子骨格の変形は弾性的であると仮定しよう。すると τ と体積歪 θ の間には比例関係が存在し、骨格 (skeleton) の圧縮率を β とすると、

$$\partial \theta = \beta \partial \tau \quad \dots\dots\dots(2)$$

である。

湖底堆積物の変形は、その置かれた環境から判断して、鉛直下方にのみ変位が生ずると仮定できる。したがって、単位断面積をもった堆積物の鉛直柱を考えれば、体積歪 θ はこの柱の単位長当りの縮み量 Δ に相当する。

現在より t 年前に沈積した堆積物が、現在の湖底面より深さ z^* の位置にあり、当時の堆積速度すなわち 1 年当りの堆積厚さを h 、沈積時の **bulk density** を ρ_0^* とする。堆積物は、その上に、つきつぎに沈積してくる堆積重量によって、1 年当り $\partial p = (\rho_0^* - \rho)gh$ だけ外圧が増加し圧密されていく。ここに、 ρ は間隙水の密度である。この外圧増加 $\partial p = (\rho_0^* - \rho)gh$ は、まず間隙水圧 ∂w を引きおこし、間隙水は、その水圧勾配のために Darcy 法則にしたがって流出し、間隙水圧の低下とともに有効応力が $\partial \tau$ だけ増加して、上述の収縮量 $\partial \theta$ が生じる。

t 年前に積った当初の単位厚さの堆積粒子塊が、現在までに実質的に排出した間隙水の総量は前述の縮み量 Δ に等しいから、現在その堆積層が持っている **bulk density** ρ^* は次式のように表わされる。

$$\rho^* = \frac{(1 - \sigma_0)\rho_s + (\sigma_0 - \Delta)\rho}{(1 - \sigma_0) + (\sigma_0 - \Delta)} \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 ρ_s および σ_0 は、それぞれ、 t 年前に沈積した堆積物の粒子自身の平均密度および沈積時の空隙率であり、 ρ は間隙水の密度である。したがって、もちろん ρ_0^* は

$$\rho_0^* = (1 - \sigma_0)\rho_s + \sigma_0\rho \quad \dots\dots\dots(4)$$

である。(3)、(4)から

$$\Delta = \frac{\rho^* - \rho_0^*}{\rho^* - \rho} \quad \dots\dots\dots(5)$$

となる。現在より t 年前まで、すなわち、湖底面より $z^* = \zeta$ までの堆積物が圧密されなかったと考えれば、その厚み S は

$$S = \int_0^{\zeta} h(t) dt$$

になるはずであり、それが ζ になっているのは各深さにおいて単位体積当り実質的に上述の収縮長 Δ だけの間隙水が排出されたためであるから、現湖底面を原点とし、鉛直下向きの空間に固定された座標を z とすれば、

$$\zeta = S - \int_0^S \Delta dz \quad \dots\dots\dots(6)$$

となる。(6)を S について微分し、(5)を入れると

$$\frac{d\zeta}{dS} = 1 - \Delta = \frac{\rho_0^* - \rho}{\rho^* - \rho}$$

$$\therefore S = \int_0^{\zeta} \frac{1}{1 - \Delta} dz^* \quad \dots\dots\dots(7)$$

を得る。すなわち、(7)式は、過去の堆積速度および、現在の堆積物の **bulk density** の鉛直分布がわかれば、これを任意の深さまで積分することにより、その深さにある堆積物の年代を計算することができるということを示している。幸い、**bulk density** の分布については、表面から 120m までではあるが、すでに測定によって判明しており、一方、過去の堆積速度については全く未知である。そこで、便宜的に堆積速度一定と仮定し、 $h(t) = h_0$ とおけば、 $S = h_0 t$ 、また過去の堆積物表面の **bulk density** は現在の湖底表面にある堆積物のそれと同一であると仮定して $\rho_0^* = \text{const}$ とおけば、(7)式は

$$t = \frac{1}{h_0(\rho_0^* - \rho)} \int_0^{\zeta} (\rho^* - \rho) dz^* \quad \dots\dots\dots(8)$$

と書くことができる。

そこで、この考えに従って、次のような方法で core の **bulk density** の鉛直分布の測定を実施した。

すなわち、core の **bulk density** は、約 1m ごとに載断された保存試料の正味重量を測定し、これを試料の長さおよび直径の測定値にもとづく容積で除して求めた。試料中には、sample 採取時に変形して正確

Fig. 9. Vertical distribution of bulk density of the core sample (open circle). A broken line (A) shows the mean distribution of measured bulk density, and the other broken line (B) shows the estimated values corrected by taking into account of an effect of expansion of the samples released from compression *in situ*.

な容積の見積りが不可能なものが若干含まれていたもので、測定値の標準偏差の大きなものも含めて、これらの試料は対象から除外した。120m までの測定結果は Fig. 9 に白丸で示してある。同図において、深度 50m 付近のたての破線は、core 採取方法の変更深度を示し、これより浅い部分では core 直径が深部より約 3mm ほど大きい。破線 (A) は、表面の bulk density を 1.1 g/cm^3 と仮定して測定値のばらつきのほぼ中央を通るように引いた曲線であり、破線 (B) は、採取時の core の延びの記録にもとづいて、測定値に若干の補正を行なって求めた推定値である。ただし、この補正には、sampler を底泥中に圧入する際に生ずると思われる試料の収縮は考慮されていないので、その推定値が必ずしも妥当な値であるとはいえないが、この推定値にもとづく bulk density の鉛直分布は、 $\log(\log \rho^*) - \log(z^*)$ 図上で 1 本の直線で表わされた。したがって、測定値が得られていない 120m 以深の bulk density は、この直線の外挿値によって求

めた。このようにして得られた bulk density の分布を以下の計算に用いることにする。

さて、堀江は 1965 年にひきつづき 1967 年にも今回の boring 地点とほぼ同じ場所で 12m 弱の core を採取し、その年代を C^{14} によって決定している。その測定によれば、湖底面下 $4.5\text{m} \pm 0.15\text{m}$ 深度で $3,650 \pm 105 \text{ year}$ 、また $11.5\text{m} \pm 0.2\text{m}$ 深度で $14,980 \pm 460 \text{ year}$ である。そこで、著者らは、11.5m までの bulk density の積分値 (Fig. 9 の曲線 (A) を使用) と上記の 11.5m における年代測定結果とから、 $h_0(\rho^* - \rho)$ の値を見積った結果

$$h_0(\rho_0^* - \rho) = h_0(1 - \sigma_0)(\rho_s - \rho) \\ = 1.53 \times 10^{-2} \text{ g/cm}^2 \text{ year} \dots\dots\dots (9)$$

が得られた。ここに、 ρ_s および σ_0 は ρ_0^* を一定と仮定したので、同じく粒子密度、沈積時の空隙率も過去を通じて一定と考えて用いた記号である。この係数にもとづく core 深度と年代の関係は Fig. 10 に示してある。

Fig. 10. Estimated ages of the core samples calculated from the integration of the measured bulk density (curve A), assuming a mean rate of deposition of 1.59mm/year. Solid circles show the results of dating by C^{14} .

また、4.5m までの bulk density (Fig. 9 の曲線 (B)) を使用) の積分値と、上記の 4.5m における年代測定結果とから係数を見積った結果、

$$h_0(\rho_0^* - \rho) = h_0(1 - \sigma_0)(\rho_s - \rho) \\ = 1.827 \times 10^{-2} \text{ g/cm}^2 \text{ year} \quad \dots\dots\dots (10)$$

が得られ、同様に、この係数にもとづく core 深度と年代の関係は Fig. 11 に示してある。後の場合では、bulk density 曲線 (B) が $\log(\log \rho^*)$ scale で直線になることから、bulk density の値を、一応 500m まで外挿して計算してある。

係数 (9), (10) は、いずれもほぼ似たような値を示しているが、この係数値が、堆積の現状を良く表わしていることを示すのは困難ではない。

豊田・堀江・西条⁹⁾ の測定 (Fig. 12) によれば、びわ湖湖心部では年平均 $0.0275 \text{ g/cm}^2 \text{ year}$ の堆積が行なわれている。これは、著者らの記号を用いて、

$$h_0 \rho_s (1 - \sigma_0) = 0.0275 \text{ g/cm}^2 \text{ year}$$

と書ける。ここに、 σ_0 は前述のように、湖底面での空隙率であり、その値は 0.94 程度と考えられる。一方、粒度分析の結果によれば、堆積物粒子の平均密度は $\rho_s = 2.6 \text{ g/cm}^3$ であるから、これから豊田らの測定にもとづく堆積速度は

$$h_0 = 0.176 \text{ cm/year} \quad \dots\dots\dots (11)$$

となる。一方、上記の σ_0 , ρ_s の値を用いて、(9), (10) から h_0 を求めると、(9)からは

$$h_0 = 0.159 \text{ cm/year} \quad \dots\dots\dots (12)$$

また、(10) からは

$$h_0 = 0.190 \text{ cm/year} \quad \dots\dots\dots (13)$$

が得られて、いずれも豊田らの観測値から求めた堆積速度と良く一致する。

5. 今後の問題点

古降水量につき粒度分析の結果から種々推定を試みたが、その場合に用いた考え方は、降水量が多いほど湖心へ堆積物を輸送する湖底流の流速が大きであろうから、堆積粒子の径も大きくなるであろうという推論であった。たしかに、流速が大きければ、より粗い粒子を輸送できることは、土砂輸送の水理から結論されていることであるが、それでは流速が一義的に堆積粒子の粒径を決定づけるかといえ、そうではない。粒子径を決定する要因としてはその他に湖岸から堆積位置までの距離、すなわち湖底流の流送距離が考えられる。そのために §3 において、この点に関しては、びわ湖の湖底形状が過去一貫して不変であるという仮定のもとに論じた。この仮定にしたがえば、水深は湖岸から core 採取地点までの距離の指標となり、湖面

Fig. 11. Estimated ages of the core samples calculated from the integration of the measured bulk density (curve B), assuming a mean rate of deposition of 1.9 mm/year. Solid circles show the results of dating by C^{14} .

Fig. 12. Seasonal changes in depositing rate, nitrogen content in deposit and average amount of the monthly outflow. (TOYODA, HORIE and SAJIO, 1968)

の昇降を流送距離に対応づけられる。このような考え方で、小谷が観測した水深と粒径との関係を引用した。しかし、びわ湖の湖底形状が不変であったという根拠はどこにもない。したがって、われわれがおこなった粒径分布と古降水量との関連を確立していくためには、流速や流送距離と堆積粒子の粒径との関係を追究しなければならない。現在において、この究明をおこなうには、ひとつの方法として、びわ湖に注ぐ主要河川のうち、その流心線の延長にある湖底の傾斜が異なっている、できるだけ多くの河川をえらび、湖底において、湖岸から底面に沿っての距離と、その傾斜が湖底表面の堆積物の粒径といかに対応しているかを調べることであろう。すなわち傾斜は流速に結びつくからである。古降水量をより適確に推定していくために、今後は core sample の粒径分布を測定すると同時に、上述の観測も併行して実施していく予定である。

§ 4 においては、bulk density の分布測定を利用して、圧密という考え方から年代測定を試みたが、この推定は過去の堆積速度、沈積する堆積粒子の密度あるいはその bulk density が一定であると仮定しておこなったので、この推定はあくまでも平均的な年代測定の決定であって、推定値には、それに相応する誤差が考えられる。たとえば、堆積速度が同じでも粒子比重がより大きいときは、圧密荷重は増加し、bulk density はより速く大きくなり、比重が小さいときに比べて、推定年代は古くなる。したがって、§ 2 で見られた粒子比重の測定結果を用いて、推定した年代を修正していくことを考えなければならない。また、堆積速度がより大きい場合には、圧密荷重はより速く増大するが、一方では間隙水が通過しなければならない堆積厚が早くふえるため、結果として bulk density の増大は逆により遅くなる場合もあり得る。この場合には、速度の小さい時よりも年代が若く推定されるであろう。間隙水が排出される速さは、堆積物自身が形成していく層の透水係数や、その圧縮率との兼ね合いである。したがって core sample の圧密実験を実施して、その層の圧密係数や透水係数を算出し、bulk density の分布にもとづく年代推定をより正確にしていかなければならない。また、今後このような core sample を採取する際に注意すべきことは、sampler 圧入にともなう試料の収縮や、引き上げ後の堆積圧からの解放にもとづく試料の伸張が、bulk density の測定と密接に関連しているので、その測定あるいは記載を充分綿密におこなう必要があることである。

おわりに、圧密実験と併行して、圧密時にしほり出

された間隙水の水質分析や sample の流動電位の測定をおこなうことは、堆積粒子が湖底に沈積していくときの堆積環境を明らかにする上で有用な資料となるであろう。すなわち、堆積粒子は、その粒子の表面の化学的性質と、それをとりまく湖水の水質とに依存して、粒子表面において複雑なイオン交換をおこないながら、ある場合には凝集し、ある場合には分散して湖底に堆積する。この過程は、要するところ、イオン交換にもとづいて粒子表面の電荷量が変化し、粒子間の引力や反発力が複雑に変わるからである。この間の情報は流動電位を測定したり、熱分析による粒子表面の吸着水の性質を調べることによって得られるであろう。海底堆積物のイオン交換反応における平衡恒数の測定から、海水の組成を決定するという研究が、海洋堆積物では積極的におこなわれている。湖底堆積物においても上述の研究方向に沿って、その堆積環境を明らかにしていくことが必要であろう。

参 考 文 献

- 1) HORIE, S. (ed.), (1972) : Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene. First edition, Sept., pp. 1-93.
- 2) PANICKER, N. N. (1972) : Prediction of bottom current velocities from sediment deposit on the sea bed. *Sedimentation*, Symposium to Honour Prof. H. A. EINSTEIN, ed. and pub. by H. W. SHEN, 19-1-19-18.
- 3) 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.
- 4) FUKUO, Y. (1969) : Visco-elastic theory of the deformation of a confined aquifer. *Proc. Int. Sym. Land Subsidence, Tokyo*: 547-562.
- 5) FUKUO, Y. (1969) : The dynamic theory of the deformation of a granular solid fully saturated with a liquid. *Bull. Disaster. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, 18, 4. 1-13.
- 6) TOYODA, Y., HORIE S. and Y. SAITO. (1968) : Studies on the sedimentation in Lake Biwa from the view point of lake metabolism. *Mitt. Internat. Verein. Limnol.*, 14: 243-255.

(著者：山本淳之，大阪電気通信大学；金成誠一，京大防災研究所；福尾義昭，京大防災研究所) Atsuyuki YAMAMOTO, Faculty of Engineering, Osaka Electro-Communication University, Neyagawa-shi; Seiichi KANARI Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University; Yoshiaki FUKUO, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University Uji-shi)