

琵琶湖湖底表層における堆積速度の見積りと堆積層の異常

太井子宏和・奥田 節夫

ESTIMATION OF RECENT SEDIMENTATION RATE AND SEDIMENTARY ANOMALY IN LAKE BIWA

By *Hirokazu* TAISHI and *Setsuo* OKUDA

Synopsis

A conceptual model of ^{210}Pb profiles was introduced and numerical evaluation of the activity profiles was conducted to quantitatively interpret the ^{210}Pb and ^{137}Cs data in nine sediment cores from Lake Biwa.

The conceptual profile was assumed to be essentially formed by a combination of normal sedimentation mode, under the conditions of constant sedimentation rate and ^{210}Pb supply into the sediments, and anomalous mode caused by an extraordinary sedimentation events. Moreover, the profile was assumed to be modified by interfacial mixing effects. Applications of the model to the ^{210}Pb data derived estimations of sedimentation rates in the normal mode and the age of the anomalies. The normal sedimentation rates ranged to be about $30 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ with a very small variation, nearly uniform in the central region of the lake (deeper than *ca.* 40 m in water depth). The lower and the upper anomalies in the ^{210}Pb profiles were presumed to be associated with two storms in 1896 and 1959, respectively, which brought exceptionally heavy rainfall and strong wind to the lake and the surrounding areas.

Numerical evaluations of the activity profiles of ^{210}Pb and ^{137}Cs were carried out using an unsteady state advection-diffusion model considering consolidation effects, and involving two sorts of sedimentation modes as put in the above conceptual model. Of all the parameters to be derived, the normal sedimentation rate and the age of anomalies were nearly fixed to the estimates from the conceptual model. The other parameters such as the interfacial mixing coefficient, the mixing depth, the thickness of anomalous horizon and the radionuclide activity in anomalous sediments, were determined by best-fitting of the model to the data through trial and error. Approximately the same values of the parameters to both the ^{210}Pb and ^{137}Cs data were finally chosen for each of the cores.

The normal sedimentation rates were estimated to be $30\text{--}40 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ for the cores in the central region, supporting the result from the conceptual model. Bulk sedimentation rate, involving contributions of anomalous sedimentations, gives a mean rate over the last 90 years. Along a traverse of the lake, the rates were least in the center while becoming largest on both the sides near the coasts. This implies that anomaly contributions should be dependent on the distance from the sediment sources of land or shallower bottom areas,

without attribution to sediment focusing effects. Estimates of mixing coefficient were comparable to those in relatively gentle environments according to the previous studies.

The present evaluations confirm existences of sediment anomalies which were brought by the disastrous downpour in 1896 and the storm in 1959, from a viewpoint of analytical method for the radionuclide profiles in sediments. In future, these anomalous events must be backed up with more actual evidence.

1. はじめに

琵琶湖における音波探査調査の結果、堆積速度は、第一次近似的には湖底水深と正の相関をもつことが明らかにされた¹²⁾。堆積速度が水深とともに増大する現象は sediment focusing と呼ばれているが³⁾、琵琶湖では、このように長い期間(10³ 年オーダー)において focusing 効果が現れていることを示している。一方、従来から測定あるいは推定されてきた琵琶湖湖底の近年の堆積速度に関する資料^{4)~7)}によると、河川流入の影響が相対的に強いと考えられる水深約 40 m 以浅を除いた湖心域では、堆積速度は水深と明瞭な関係をもたない (Table 4 参照)。

短い期間における従来の堆積速度の算定は、水深との関連が必ずしも意識されていたわけでもなく、また当然のことながら、見積もり法も多岐にわたり精度も同列ではない。筆者らの研究グループは、sediment focusing 現象が湖沼の堆積過程を明らかにしていく一つの重要な手がかりになり得るという認識のもとに、短い期間においても琵琶湖で focusing 効果が現れているかどうかを検証しようとした。そのための第一段階として、1984年以来、 γ 線スペクトロメトリを用いた ²¹⁰Pb および ¹³⁷Cs 年代測定法により、琵琶湖湖底表層における近年の堆積速度の見積りを試みてきた^{8,9)}。そのなかで特筆すべきことからは、短期間に多量の物質が湖底に蓄積する、いわゆる堆積異常に関連すると考えられる濃度一様の層準が、²¹⁰Pb 鉛直分布に認められたことである。

堆積異常層の存在は、過去100年間程度の短い期間における琵琶湖の堆積学的な研究視野のなかにも、突発的なイベント現象という観点を導入することが必要であることを示している。さらにこの問題は、琵琶湖全体の環境問題、たとえば琵琶湖底質の汚染とそれに対する浄化・改善の問題¹⁰⁾を考える上でも、有効な方策を提示するかも知れない。筆者らは、このように重要な問題点をはらむ堆積異常について、さしあたり、深度や厚みといった堆積層における堆積異常層の形態を把握することが先決であると考えようになった。このことにより、堆積現象を取り扱う上で基本的な物理量である堆積速度の適切な評価も、可能になると考えられる。

そこで堆積異常層の形態を推定するのに有効であると思われる ²¹⁰Pb および ¹³⁷Cs データについて、それらの鉛直分布を解釈するため、概念的および物理的モデルによる定量的な解析を試みた^{11,12)}。本報告はそれらの研究成果をレビューするとともに、次の研究ステップへの展望を開こうとしたものである。用いた放射性核種のデータは、Fig. 1 に黒三角印で示した琵琶湖の 9 地点から採取した湖底堆積物コアの分析により得られたものである。このうち、コア G1 および BW 以外の 7 本のコアは水深約 40 m 以深の湖心域から採取され、また 6 本のコア G1, B3, B5, B6, B7, G2 の採取地点は、東岸の天野川から西岸の石田川へ向かう測線上に配置されている。

2. 概念的な ²¹⁰Pb 鉛直分布モデルによる解釈¹¹⁾

一般的に、琵琶湖湖底堆積物の ²¹⁰Pb 鉛直分布は、濃度が深度とともに指数関数的に減少し、いわゆる放射壊変則に支配されると考えられる区間と、その間に局所的に挟まれ濃度が一樣とみなせる区間とからなる。その典型例を Fig. 2 (コア B5) に示すが、ここでは U_1 , U_2 , U_3 が指数関数的減少区間を、一方、 A_1 , A_2 が濃度一様区間を表している。他のコアの ²¹⁰Pb 鉛直分布についても、いくつかの例外があるものの、コア B5

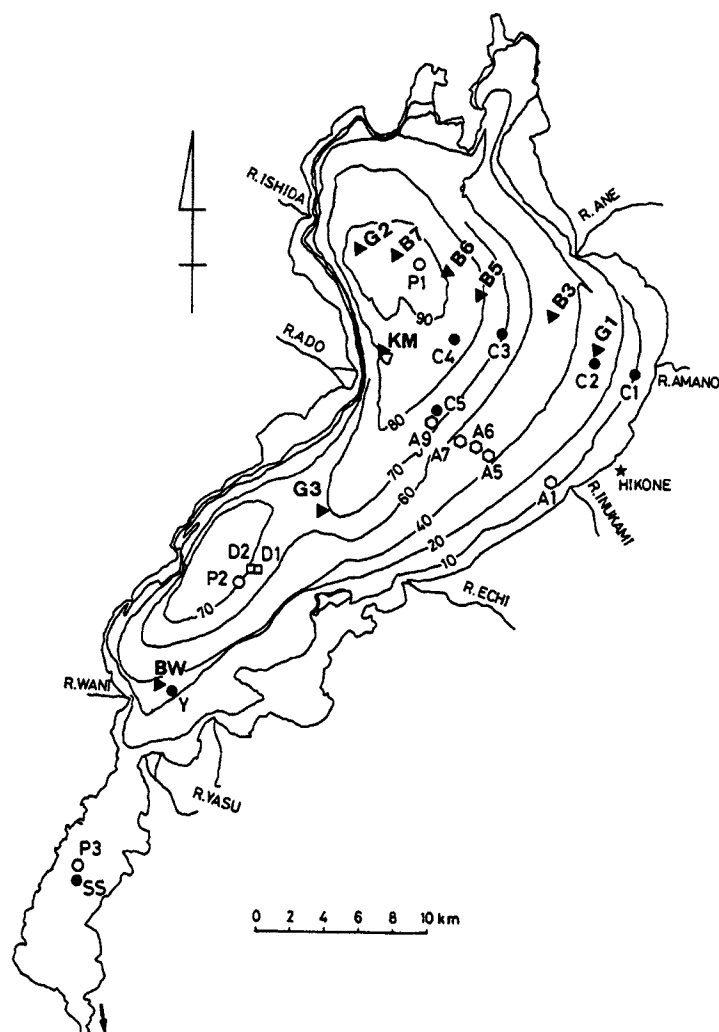


Fig. 1. Sampling sites of sediment cores from Lake Biwa in the present study (solid triangles) and in the previous studies (see Table 1). Contour lines show water depth in meters.

の場合と類似した特徴が認められる (Fig. 3: 短い線分が指数関数的減少区間 U_1 , U_2 , U_3 等を表す)。ただしコア B3 は例外であり, ^{210}Pb 鉛直分布はほぼ一つの指数関数で近似されるが (Fig. 3), これについては以下の数値解析¹²⁾ によって適切な説明が与えられる。

このように, 各コアに共通した特徴をもつ琵琶湖湖底堆積物の ^{210}Pb 鉛直分布を解釈するために, Fig. 4 に示した概念的な ^{210}Pb 鉛直分布が導入された¹¹⁾。まず分布の枠組みは, CR モデル⁹⁾ によって記述される通常堆積モードと突発的に発生した二度にわたる異常堆積モードとからなると仮定する (Fig. 4, 曲線 I)。ここで異常堆積モードにおける ^{210}Pb 濃度は通常時の場合に比べて低く設定されているが, これは他の場所から湖底域に運ばれてくる異常時の堆積物には, 一定程度の放射壊変を蒙った古い ^{210}Pb が含まれていると考えられるからである。さらに ^{210}Pb 分布は表層混合の影響を受けると仮定する。従来の研究にならって混合作用を拡散現象に類比させると, 表層では濃度勾配の減少 (^{210}Pb の表層から下層への移動) がみられ, 堆積異常

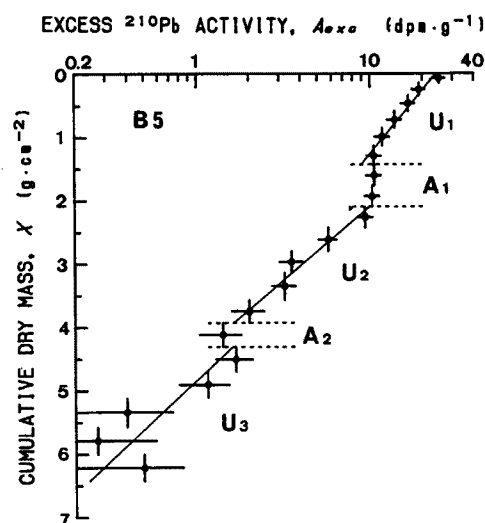


Fig. 2. Excess ^{210}Pb profile of core B5. U_1 , U_2 and U_3 : segments showing downward exponential reduction in activity. A_1 and A_2 : intervals of uniform activity associated with anomalous sedimentations. After Taishi (1989).¹¹⁾

層近辺では濃度勾配の平滑化が生じる。このとき ^{210}Pb 濃度一様区間は、表層混合の影響を受けないときの堆積異常の層準よりも、より下方に形成されると考えられる。

Fig. 4 の曲線 II および III は、以上に述べた表層混合の特性を考慮して、その影響がそれぞれ相対的に弱い場合と強い場合とに形成される ^{210}Pb 鉛直分布を概念的に示したものである。もし、曲線 II のように表層混合の影響が相対的に弱い場合には、分布の中～下部における通常堆積モードを示す指数関数的減少区間 U_2 と U_3 は、直層混合の影響を受けないときの ^{210}Pb 濃度勾配を保ち、したがって通常時における堆積速度について、また二度の異常堆積モードに挟まれる区間 U_2 の層厚は、これらの異常堆積が発生した時代の時間間隔について、さらに区間 U_2 下端付近の深度は下位の堆積異常が発生した年代について、それぞれの目安が得られると期待される。

以上の概念的な ^{210}Pb 鉛直分布モデルを、9 本のコアの ^{210}Pb 鉛直分布 (Fig. 3) に適用して、通常時における堆積速度 S_0 を推定した結果を Table 1 に示す。この結果で注目されるのは、湖心域では S_0 が $27\text{--}32\text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ とほぼ一定の値になることである。これは、通常時における琵琶湖湖底の堆積速度は湖心域においてほぼ一様であることを暗示する。一方湖岸域における通常時の堆積速度は、コア G1 および BW でそれぞれ $48\text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ おおおよび $115\text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ となり、湖心域の場合に比べて大きく、また場所による変動も大きいと考えられる。

ここで、堆積異常の影響も包括された平均的な堆積速度 S_0 の見積りを試みる。各コアの ^{210}Pb 鉛直分布は、概略的にみれば一つの指数関数的減少傾向とみなすことができる。ただし現段階では、表層混合効果がこのような堆積速度見積り値にどの程度の影響を与えるかわからないので、ここでは一応最上部の指数関数的減少区間 U_1 のデータを除外する。したがって、Fig. 3 の長い実線で示した区間についてのみ CR モデルを適用し、 S_0 の見積り値を算出する (Table 1)。

つぎに、指数関数的減少区間 U_2 の層厚 T を用いて、二つの堆積異常発生年の時間間隔 τ_A を、 $\tau_A = T/S_0$ により推定する。また下位の異常層の年代 Y_A は、区間 U_2 の下限深度 X と先に推定した平均的な堆積速度 S_0 を用いて、 $Y_A = X/S_0$ により見積る。以上の結果を示した Table 1 によれば、湖心域のコアに対して τ_A は 58-

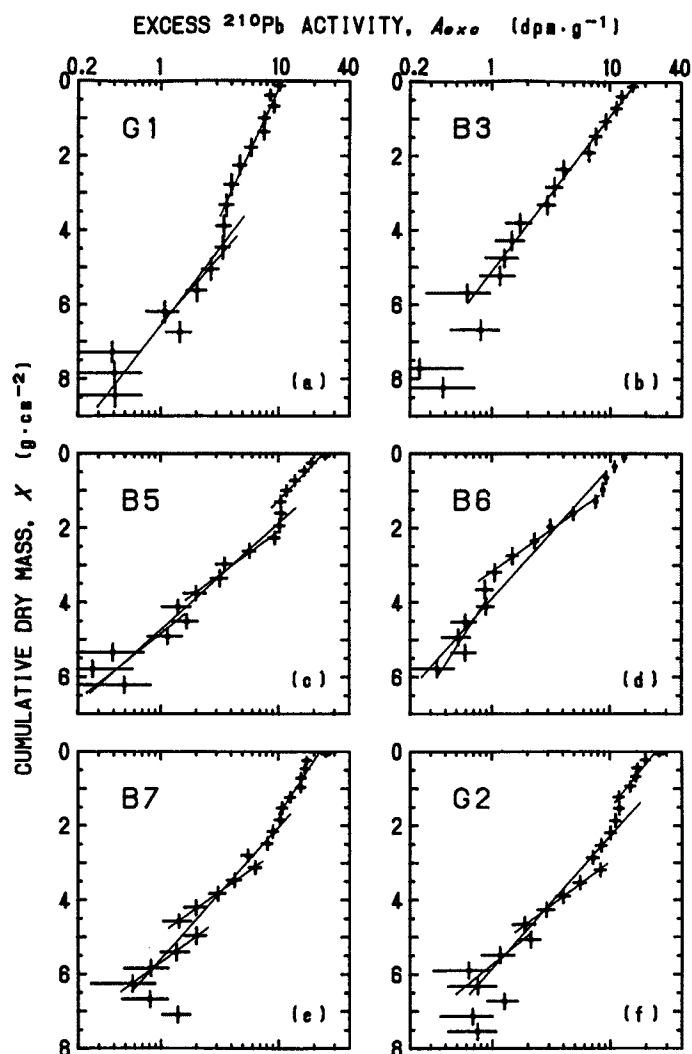
75 yr の範囲に入り、平均で 64 ± 7 yr と推定され、また Y_A は、ほぼ等しい値をとるコア B5, B7, G2, KM について平均すると、 1887 ± 2 yr A. D. と見積られる。琵琶湖東岸に位置する彦根市の過去90年間余りにわたる気象資料の検討から、堆積異常を発生させるような大規模な突発的自然現象として、1896年の明治大豪雨、1934年の室戸台風、1959年の伊勢湾台風をあげることができる⁸⁾。これらの暴風雨の発生年と τ_A および Y_A の見積り値との比較から、下位および上位の堆積異常は、それぞれ1896年の明治大豪雨および1959年の伊勢湾台風に対応づけることが、妥当であると考えられる。

以上のように、概念的な ^{210}Pb 鉛直分布モデルを導入することにより、通常時における堆積速度や堆積異常の年代推定が可能になった。これらの見積り値が得られたことは、以下で述べる ^{210}Pb および ^{137}Cs 鉛直分布の数値解析にとって、きわめて重要なことである。

3. 堆積異常を考慮した移流-拡散モデル¹²⁾

^{210}Pb および ^{137}Cs 鉛直分布を定量的に解釈するために、前節の結果に基づいて、通常および異常堆積モードが考慮された移流-拡散モデルについて説明する。

ある深度の堆積物中の ^{210}Pb あるいは ^{137}Cs 濃度 $A[\text{dpm} \cdot \text{g}^{-1}]$ は、堆積物の蓄積、表層混合、放射壊変に支



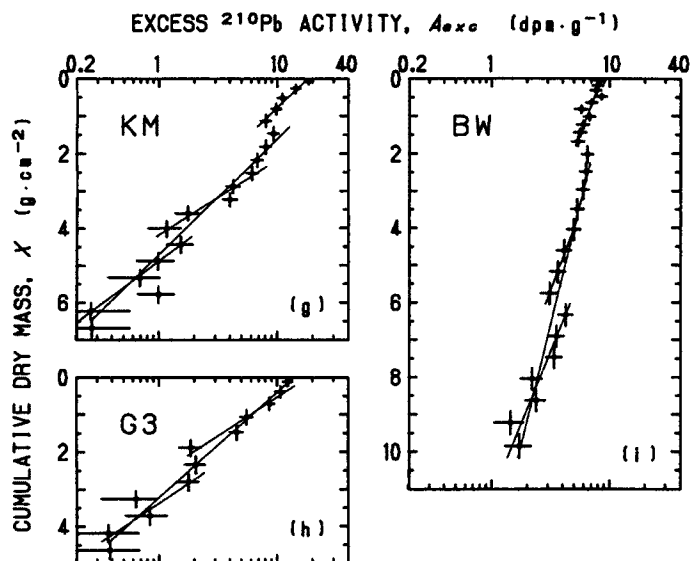


Fig. 3. Excess ^{210}Pb profiles of the cores. Short lines and a long one show the intervals in which the usual and bulk sedimentation rates, were estimated, respectively. After Taishi (1989).¹¹⁾

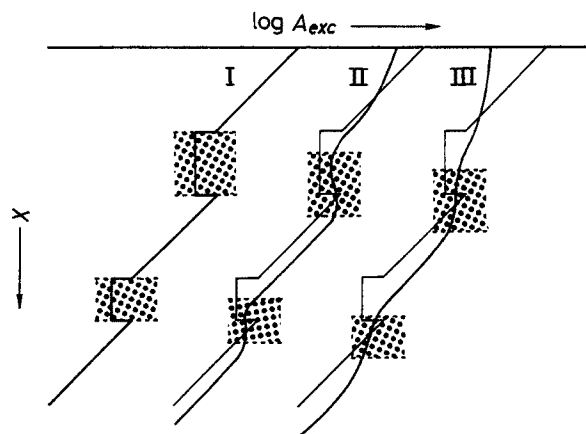


Fig. 4. Conceptual model of ^{210}Pb profiles. Curve I: no interfacial mixing effects. Curves II and III: modified by mixing effects which are relatively weak and strong, respectively. Thin lines in curves II and III are the same as curve I. Hatched parts show intervals where uniform activity are apparently observed in the profile.

Table 1. Estimates of sedimentation rate in the normal sedimentation mode, S_u , the bulk rate involving anomaly effects, S_b , the age of the lower anomaly, Y_A , and the time interval between both the anomalies, τ_A , for each of the cores, using conceptual ^{210}Pb profile.

Site	Water Depth (m)	Sampling Date	S_u ($\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$)	S_b	Y_A (yr A.D.)	τ_A (yr)
G1	31	May, 1987	48	56	1987	48
B3	52	July, 1984	—	56	—	—
B5	83	July, 1984	32	39	1882*	58*
B6	88	Sep., 1986	30	48	1914	75*
B7	92	May., 1986	30	48	1887*	59*
G2	93	Sep., 1986	32	48	1885*	58*
KM	104	Apr., 1986	27	42	1885*	69*
G3	63	Aug., 1986	28	38	1930	67*
BW	35	Oct., 1984	115	174	1949	20
Mean	—	—	—	—	1884 ± 2	64 ± 7

*proper estimates used for the calculation of mean values. After Taishi (1989)¹¹⁾.

配されると仮定すると、以下の一次元移流-拡散方程式で表される：

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho A) = \frac{\partial}{\partial z} \left[D \frac{\partial}{\partial z}(\rho A) \right] - \frac{\partial}{\partial z}(\rho A V) - \lambda \rho A \quad (1)$$

また堆積物粒子の保存は、次の連続の方程式で表される：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z}(\rho V) \quad (2)$$

ただし、 $z[\text{cm}]$ ：深度、 $t[\text{yr}]$ ：時間、 $V[\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}]$ ：堆積速度、 $D[\text{cm}^2\cdot\text{yr}^{-1}]$ ：拡散係数、 $\lambda[\text{yr}^{-1}]$ ： ^{210}Pb あるいは ^{137}Cs の放射壊変定数、 $\rho = \rho_s(1 - \phi)[\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}]$ ：堆積層の乾燥かさ密度、 $\rho_s[\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}]$ ：粒子密度、 ϕ ：間隙率、である。ここで ρ_s の変動は $1 - \phi$ に比べて一般に小さくて無視できるので、 ρ は堆積層の圧密効果を表す物理量である。

式(1)、(2)を組み合わせることにより、圧密効果を考慮した放射性核種の濃度 A についての移流-拡散方程式が導かれる：

$$\rho \frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D \frac{\partial}{\partial z}(\rho A) \right] - \rho V \frac{\partial A}{\partial z} - \lambda \rho A \quad (3)$$

ここで、圧密効果をより適切に取り扱うために、式(3)を質量ベースの変数を用いた表示に変換する¹²⁾：

$$\frac{\partial A}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left(E \frac{\partial A}{\partial x} \right) - S \frac{\partial A}{\partial x} - \lambda A + \frac{\partial}{\partial x} \left(EA \frac{\partial Y}{\partial x} \right) \quad (4)$$

$$Y = \ln(\rho)$$

ただし、 $x[\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}]$ ：堆積物の乾燥質量積算値($dx = \rho dz$)¹³⁾によって深度 z から変換される質量ベースの深度変数、 $E = \rho^2 D[\text{g}^2\cdot\text{cm}^{-4}\cdot\text{yr}^{-1}]$ ¹³⁾： D に対応する質量ベース表示の拡散係数、 $S = \rho V[\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}]$ ：質量堆積速度、である。なお新たに導入した変数 Y は、ここでは便宜的に“圧密関数”と呼ぶことにする¹²⁾。式(4)は圧密効果が右辺第4項だけに現れるかたちになっているが¹²⁾、ここでもし圧密効果を無視するならば右辺第4項は零となり、Lynch and Officer (1984)¹³⁾ や Carpenter *et al.* (1985)¹⁴⁾ による方程式に一致する。しかしながら、琵琶湖湖底堆積層、とくに表層部では圧密効果を無視することはできない (Fig. 5)。したがって圧密効果が考慮された式(4)は、本研究のモデルの基礎をなす重要な方程式である¹²⁾。

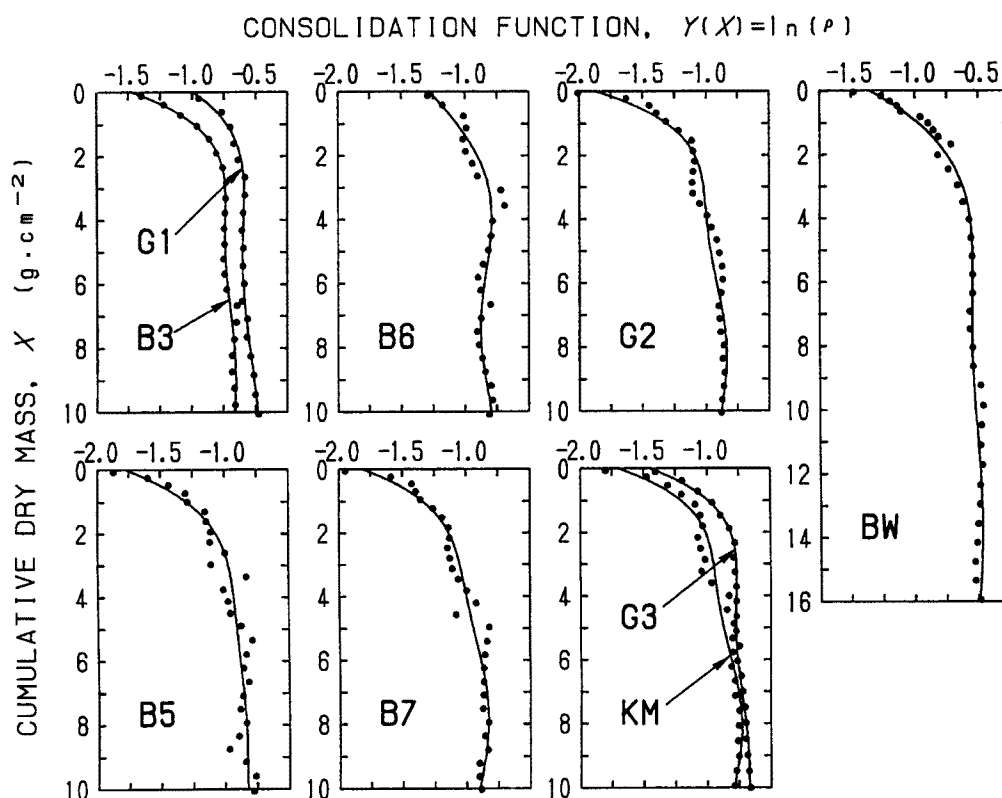


Fig. 5. Vertical profiles of consolidation function $Y = \ln(\rho)$ in each of the cores. The solid line is a five order-polynomial curve best-fitted to the data plotted with dots. After Taishi (1989).¹²⁾

まず、通常堆積モードにおいては堆積速度一定を仮定する： $S = S_0 = \text{const.}$ これにより、式(2)から必然的に $\rho = \rho(x) = \text{time const.}$ が導かれ、圧密量の鉛直分布は定常状態にあることを示す¹²⁾。したがってここでは、その鉛直分布としてコア採取時の測定データに基づいた圧密関数 Y の5次近似式 (Fig. 5) を採用する： $Y = y_0 + y_1x + \dots + y_5x^5$ 。拡散係数は一般的に深度によって変化すると考えられるが、Christensen (1982)¹⁵⁾ は、表層混合が底質の生物学的攪乱作用と物理的な巻き上げ作用により生じる¹⁶⁾ との予測のもとに、深度 z に対するガウス分布型の拡散係数 D を提案した： $D = D_0 \exp[-z^2/(2z_M^2)]$ 。ただし、 $D_0 [\text{cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}]$ ：湖底面における拡散係数、 $z_M [\text{cm}]$ ：有効拡散深度である。ここでは Christensen (1982)¹⁵⁾ の考えを借用して、拡散係数 D は質量ベースの深度 x に対してガウス分布をとると仮定する。この結果質量ベースの拡散係数 E は、 $E = \rho^2 D = D_0 \exp[2Y - x^2/(2x_M^2)]$ と表される¹²⁾。ただし、ここでは $x_M [\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}]$ を Christensen (1982)¹⁵⁾ にならって、有効拡散深度と呼ぶことにする¹²⁾。

つぎに異常堆積モードでは、堆積異常層がそれまでの湖底面上に瞬間的に付加される (Fig. 6) だけで、他の条件はその影響を受けず通常堆積モードの状態を保ち続けると仮定する。しかしながら、このような仮定は明らかに不合理であるが、現時点では堆積異常時における圧密状態や拡散係数の変化に関する資料がないので、ここでは第一次近似として、このような仮定に頼らざるを得ない。

以上の仮定を式(4)に適用すれば

$$\frac{\partial A}{\partial t} = E \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} - \left(S_0 - \frac{dE}{dx} - E \frac{dY}{dx} \right) \frac{\partial A}{\partial x} - \left[\lambda - \frac{d}{dx} \left(E \frac{dY}{dx} \right) \right] A \quad (5)$$

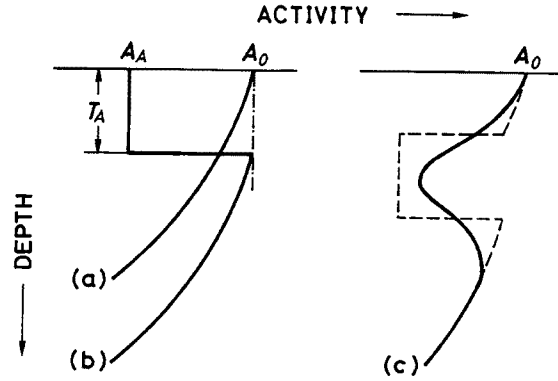


Fig. 6. Schematic activity profiles in the present model, during the normal sedimentation mode alone (a), at the insertion of anomalous mode (b), and during the normal mode after the anomalous one (c). T_A and A_A are the thickness and the radionuclide activity of the anomalous sediments, respectively. A_0 is the activity at the sediment-water interface in the normal mode. Dashed line on the right is a profile for no mixing effects on the anomalous interval. After Taishi (1989).¹²⁾

が得られ、この式は堆積層全体に適用される。したがって境界条件は、湖底面 $x=0$ および表層混合の影響が消滅する十分に深い深度 $x=x_L$ とにおいて、以下のように与えられる：

$$F = -E_o \frac{\partial A}{\partial x} + \left(S_o - E_o \frac{dY}{dx} \right) A \quad (x=0) \quad (6)$$

$$\left. \begin{array}{l} dA/dx = -\lambda A / S_o \quad ({}^{210}\text{Pb}) \\ A=0 \quad ({}^{137}\text{Cs}) \end{array} \right\} \quad (x=x_L) \quad (7)$$

ここで、 E_o ：湖底面における質量ベース変数表示の拡散係数、 $F[\text{dpm} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}]$ ：湖底面を通して堆積層に供給される ${}^{210}\text{Pb}$ あるいは ${}^{137}\text{Cs}$ のフラックス入力、である。 ${}^{210}\text{Pb}$ フラックスは一定であると仮定する： $F = F_o = \text{const}$ 。一方 ${}^{137}\text{Cs}$ については、フラックスは経年的に変化するので、 $F = \alpha_1 F_L$ とおく。ただし、 F_L ：Katsuragi(1983)¹⁷⁾による気象研究所(つくば市)における大気からのフォールアウト測定値(Fig. 7)、 α_1 ：比例定数、である。

ところで、 ${}^{210}\text{Pb}$ や ${}^{137}\text{Cs}$ の湖底面を通してのフラックスは、大気からのフォールアウトによる直接的な成分のほかに、流域や浅水域を経由してくる間接的な成分も考えられる。大気からのフォールアウトが変化する ${}^{137}\text{Cs}$ の場合、このような間接的な成分が存在すると、湖底面でのフラックスはいわゆる周辺域からの蓄積効果の影響を受けるので、本研究では以下の方法によりこの影響も検討した。McCall *et al.*(1984)¹⁸⁾によると、周辺域における ${}^{137}\text{Cs}$ の平均滞留時間を $T_R[\text{yr}]$ とすれば、蓄積効果による ${}^{137}\text{Cs}$ フラックスは次のように表される：

$$F = \alpha_2 \exp(-\beta t) \int_0^t F_L \exp(\beta t) dt \quad (8)$$

ただし、 $\beta = \lambda + T_R^{-1}$ 、 α_2 ：比例定数である。

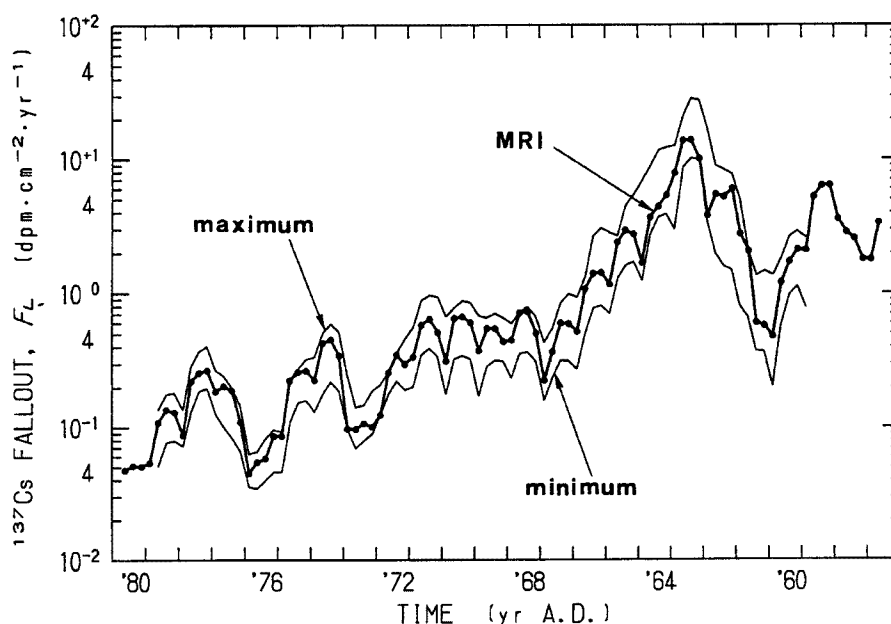


Fig. 7. Change in the atmospheric fallout of ^{137}Cs at the Meteorological Research Institute (MRI) in Tsukuba (heavy lines with dots). The upper and lower thin lines are maximum and minimum in five locations in Japan (Akita, Sendai, Tokyo, Osaka and Fukuoka). These curves are smoothed by running mean with an interval of six months based on data obtained every a month by Katsuragi (1983).¹⁷⁾ After Taishi (1989).¹²⁾

4. 数値解析の計算方法および結果¹²⁾

境界条件式(6), (7)を用いて支配方程式(5)を、陰的差分法により数値的に解いた。ここで x に関する二階偏微分の近似式として、クランクーニコールソンの差分式を適用した。計算条件は、 $\Delta x = 0.1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$, $\Delta t = 1 \text{ yr}$ (^{210}Pb について)あるいは 0.25 yr (^{137}Cs について), $x_L = 10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ とした。ただしコア BW については $\Delta x = 0.2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$, $x_L = 16 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ とした。初期条件は、 ^{210}Pb については式(5)の定常解を、また ^{137}Cs については全ての深度で $A=0$ を与えた。計算開始時は、 ^{210}Pb については下位異常層の年代である1896年、 ^{137}Cs については1955年とした。

本数値解析によって決めるべき変数は、通常堆積モードにおける堆積速度 S_0 、湖底表面での拡散係数 D_0 、有効拡散深度 x_M 、そして異常堆積モードに関しては、堆積異常発生 Y_A 、層厚 T_A 、堆積異常発生当時の堆積物中における放射性核種の濃度 A_A である。これらのうち、 S_0 については前節で堆定した値を参考にし、また Y_A については原則的に1986年および1959年に固定した。他の変数については、これらの値を変化させながら、試行錯誤によりデータに最もよく適合するものを選んだ。このとき、同一コアで ^{210}Pb および ^{137}Cs データに対する計算は、できる限り等しい変数値を用いるようにした。なお、異常時に湖内に搬入される堆積物中の放射性核種は、ある程度一様に散布されると想定されるので、 A_A の値は各コア間でそれほどかけ離れた値にならないようにした。

以上の方法で、各コアの ^{210}Pb および ^{137}Cs 鉛直分布について数値計算を行い、データに最も適合するパラメータを決めた結果が、Table 2 にまとめられている。また、数値計算によって得られた鉛直分布とデータとの比較が、コア G1, B3, B5, B6, G2 について Fig. 8~12 に実線でそれぞれ示されている。

Table 2. Estimates of parameters by numerical evaluations for the ^{210}Pb and ^{137}Cs profiles in each of the cores. For the notations of parameters see the text.

Parameter	G1	B3	B5	B6	B7	G2	KM	G3	BW
D_0 [$\text{cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$]	0.8	1.0	0.9	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8	1.0
	0.5	0.25	0.3	—	0.5	0.7	0.25	—	2.0
X_M [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$]	0.8	0.5	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	1.5
	0.8	0.7	0.85	—	0.5	0.7	0.75	—	2.0
S_0 [$\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$]	45	35	35	32	35	40	35	30	150
	45	30	35	—	35	40	35	—	150
Anomaly in 1959									
T_A [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$]	2.7	0.8	0.8	0.8	1.0	1.2	0.8	0.6	1.5
A_A [$\text{dpm} \cdot \text{g}^{-1}$]	13	16	16	15	18	18	13	17	13
	6	6	6	—	6	6	6	—	6
Anomaly in 1896									
T_A [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$]	—	1.5	0.8	1.0	1.0	1.5	0.8	0.8	—
A_A [$\text{dpm} \cdot \text{g}^{-1}$]	—	16	16	15	18	18	13	16	—

The upper and the lower rows for the same parameter indicate the ^{210}Pb - and ^{137}Cs -derived estimates, respectively. In core BW another anomaly with the age 1972 yr A.D. is assumed ($T_A = 1.0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ for both, and $A_A = 14 \text{ dpm} \cdot \text{g}^{-1}$ for ^{210}Pb and $8 \text{ dpm} \cdot \text{g}^{-1}$ for ^{137}Cs). After Taishi (1989)¹²⁾.

コア B5 と G2 は (Fig. 10, 12), ^{210}Pb および ^{137}Cs データに対して本数値解析が最もよく適用できた例である。図示されていないがコア B7 と KM についても同様である。コア B6 の ^{210}Pb 鉛直分布については (Fig. 11), 過去26年間に相当する最上部の堆積層が欠落しているという仮定¹¹⁾のもとに数値解析を行ったが, その結果はコア B5 等と同様良好であると思われる (^{137}Cs データは未測定)。図示されていないがコア G3 の ^{210}Pb 鉛直分布についても, 同様に過去35年間の欠落を仮定¹¹⁾して数値解析を行った (^{137}Cs 鉛直分布はデータ不完全なために解析不可)。コア B3 については, 先に述べた ^{210}Pb 鉛直分布の一般的な特徴である濃度一様区間を挟みこみず, 堆積異常層の存在に疑問を投げかけているようにみえる。しかし, 他のコアと同様に二度の堆積異常を仮定して行った数値解析は, データによく適合する結果を示す (Fig. 9)。これは, 異常時における ^{210}Pb 濃度を他のコアの場合とほぼ同じ値に設定したために, コア B3 では通常時の湖底面における ^{210}Pb 濃度との間に差がほとんどないからである。その結果, 見かけ上 ^{210}Pb 濃度一様区間が出現しないような分布が形成されたと考えられる。

湖心域のコアに対する数値解析は, 以上のように比較的良好な結果を示した。通常時の堆積速度 S_0 の値は $30\text{--}40 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ であり (Table 2), 概念的な ^{210}Pb 鉛直分布モデルから推定した場合と同様に, 湖心域での通常時の堆積速度はほぼ一様であると考えられる。湖底面での拡散係数 D_0 は $0.2\text{--}1 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$ となり, ^{210}Pb データによる結果が ^{137}Cs の場合よりも全体的に大きい傾向を示すが (Table 2), このような差はモデル上の問題であり実質的にはほぼ等しいと考えられる。有効拡散深度 x_M は $0.3\text{--}0.85 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ ($1.5\text{--}4 \text{ cm}$) であるが (Table 2), これも D_0 の場合と同様に, ^{210}Pb と ^{137}Cs との間で実質的な差はなく, また湖心域ではほぼ一様であると考えられる。堆積異常層の厚み T_A は, とくに東西測線西側の 90 m 等水深線で囲まれた湖盆底域で厚くなる傾向がみられるが, 1896年の異常層については, 東西測線上の東側 (コア B3) でも厚くなっている (Table 2)。

湖岸域の例として図示したコア G1 に対する数値解析結果 (Fig. 8) によると, 1959年の堆積異常は非常に厚い層 ($2.7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$) を形成したと考えられる (Table 2)。これは ^{137}Cs 鉛直分布の深度 $3\text{--}4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ 付近の濃度一様と見なせる区間を考慮したためであり, このときのパラメータの値を ^{210}Pb データに適用しても, ほぼ

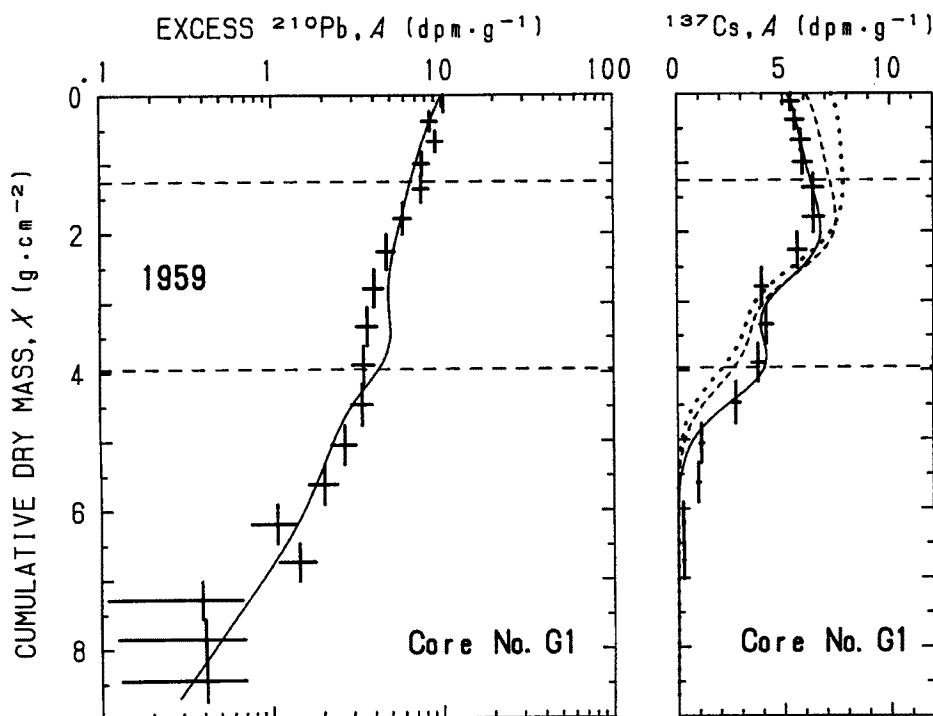


Fig. 8. Results of numerical evaluations for the ^{210}Pb (left) and ^{137}Cs (right) data in core G1 (solid lines). The estimates of parameters are shown in Table 2. Plus-like marks are the measured data with error ranges. Horizontal dashed lines show the calculated intervals of anomalies and between the lines the age in yr A. D. is indicated. Dashed and dotted curves on the right show integration effects on the ^{137}Cs profile for mean residence times of 2 and 5 yr. After Taishi (1989).¹²⁾

満足すべき結果が得られる (Fig. 8)。なお1896年の堆積異常については、 ^{210}Pb 分布下部におけるデータの信頼度が低いために計算不可能であった。図示しなかったが (^{137}Cs については Fig. 13 参照)、コア BW については1959年と1972年に堆積異常を仮定すると、 ^{210}Pb および ^{137}Cs データがよく説明できる。ここでも1896年の堆積異常はデータ不足のため計算できなかった。

以上の解析により湖岸域において推定された変数の値は、 S_0 が $45\text{--}150 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ 、 D_0 が $0.5\text{--}2 \text{ cm}^2\cdot\text{yr}^{-1}$ 、 x_M が $0.8\text{--}2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$ (3–5.5 cm) であり、コア G1 は湖心域の場合よりもやや大きい程度であるが、コア BW では明らかに大きくなっている (Table 2)、一方、 T_A は先に述べたようにコア G1 でとくに大きい値をとる。このように湖岸域で変数の値にバラツキがみられるのは、これらの地点における水理・堆積特性の局所的な影響のためであると考えられる。どちらの地点も陸域に近いので、まず河川流入の直接的な影響を蒙りやすいことに加えて、コア G1 地点は湖底段丘崖の直下に、またコア BW 地点は南湖からの北湖に流入する底層流の通過経路上に位置するので、それぞれ特徴的な堆積環境が形成されているものと思われる。

つぎに、 ^{137}Cs 鉛直分布に関して流域等周辺域からのフラックスの蓄積効果について検討する。一般に、 ^{137}Cs フラックスの蓄積効果が重要になるのは、水域面積に対する流域面積の比率が数十倍にもなる貯水池のような場合であると考えられている¹⁸⁾。琵琶湖ではこの比率が数倍程度であるので、長い滞留時間をもつ流域からの蓄積効果はさほど問題にならないと予測される。しかし、比較的短い滞留時間をもつと考えられる集水域

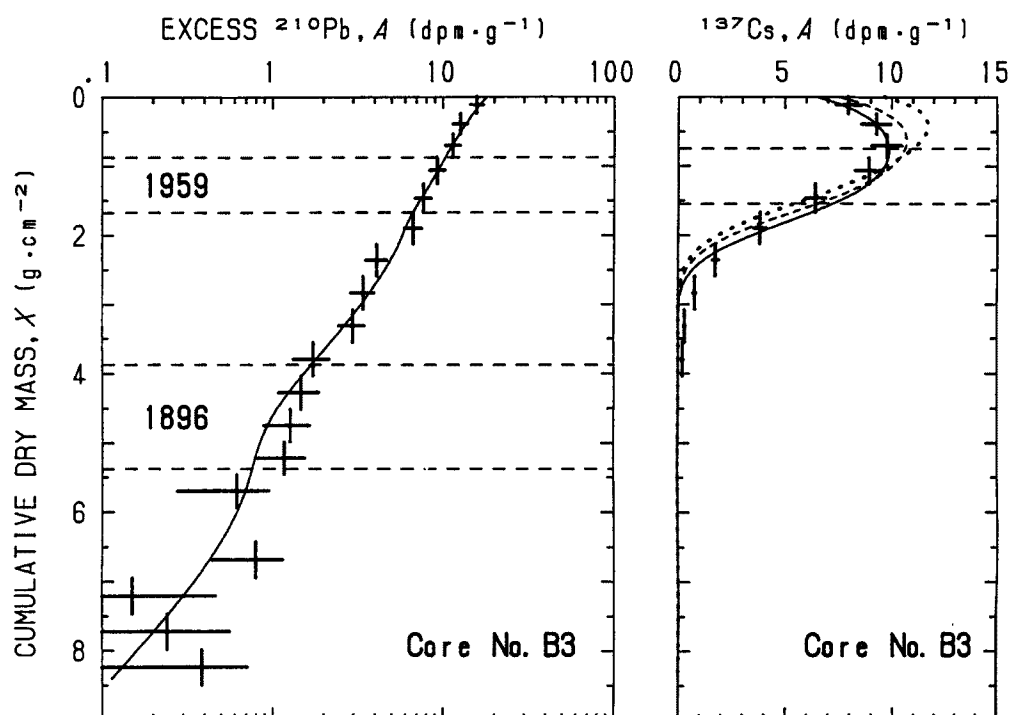


Fig. 9. Results of numerical evaluations for the ^{210}Pb (left) and ^{137}Cs (right) data in core B3 (solids lines). For the others see Fig. 8. After Taishi (1989).¹²⁾

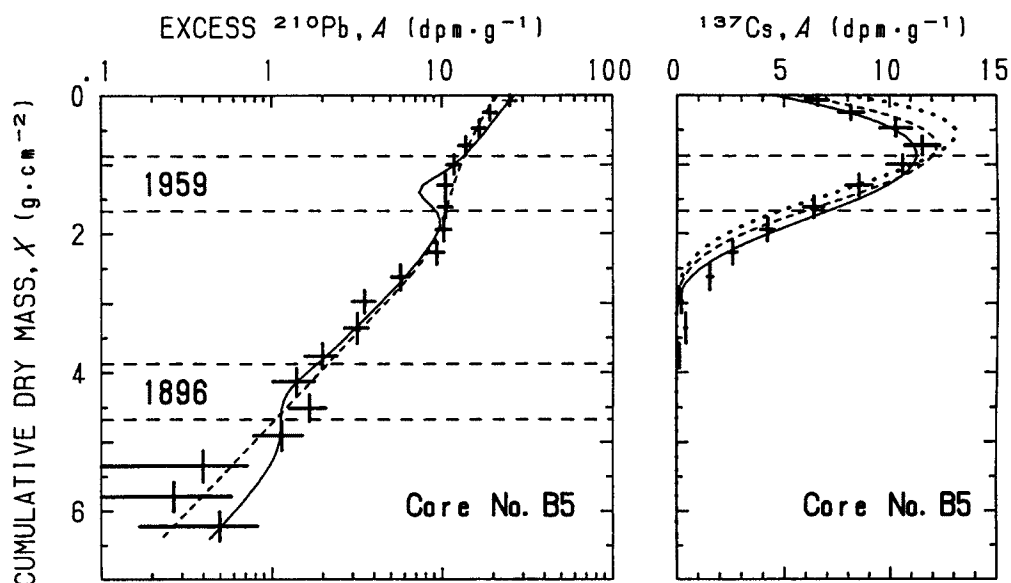


Fig. 10. Results of numerical evaluations for the ^{210}Pb (left) and ^{137}Cs (right) data in core B5 (solids lines). Dashed lines on the left is the result calculated for the ^{210}Pb data under the assumption of a steady state excluding anomaly effects. For the others see Fig. 8. After Taishi (1989).¹²⁾

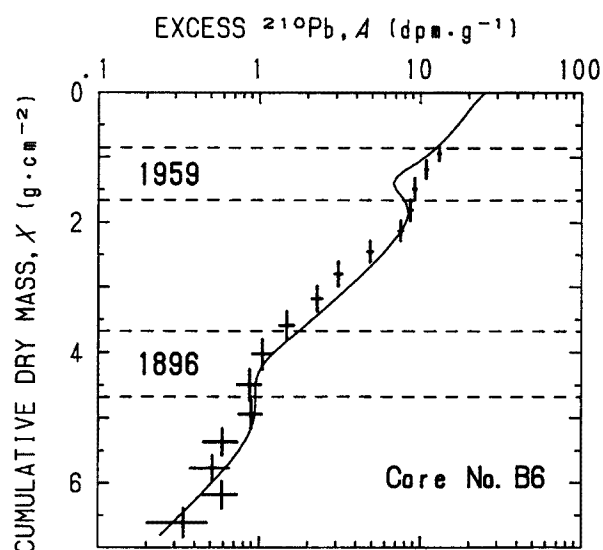


Fig. 11. Result of numerical evaluation for the ^{210}Pb data in core B6. The top layer is assumed to be truncated down to the depth corresponding to a period of 26 yr.¹¹⁾ For the others see Fig. 8. After Taishi (1989).¹²⁾

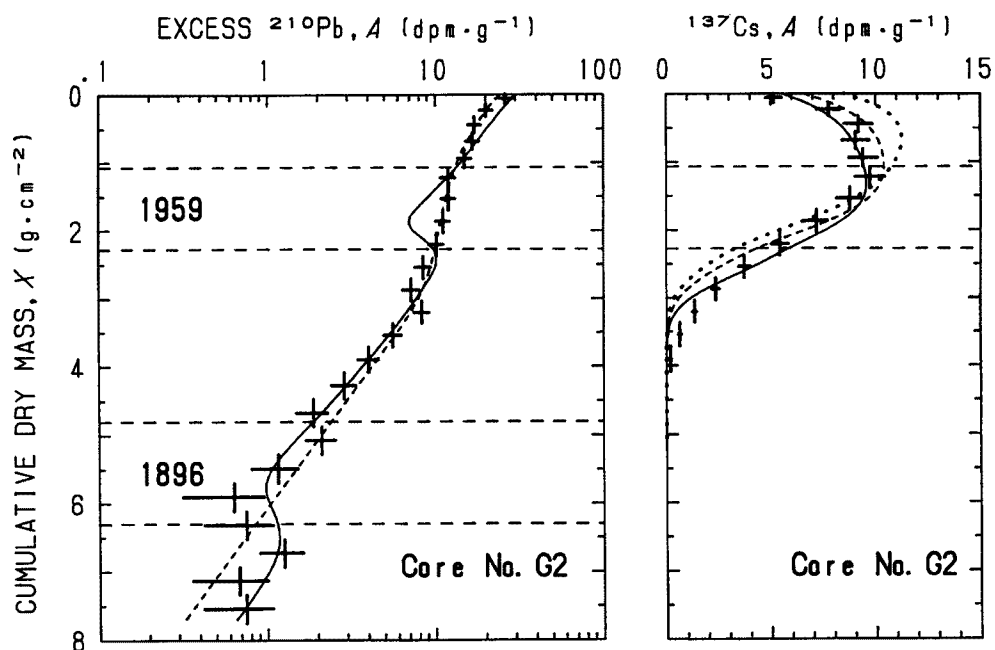


Fig. 12. Results of numerical evaluations for the ^{210}Pb (left) and ^{137}Cs (right) data in core G2 (solid lines). Dashed lines on the left is the result calculated for the ^{210}Pb data under the assumption of a steady state excluding anomaly effects. For the others see Fig. 8. After Taishi (1989).¹²⁾

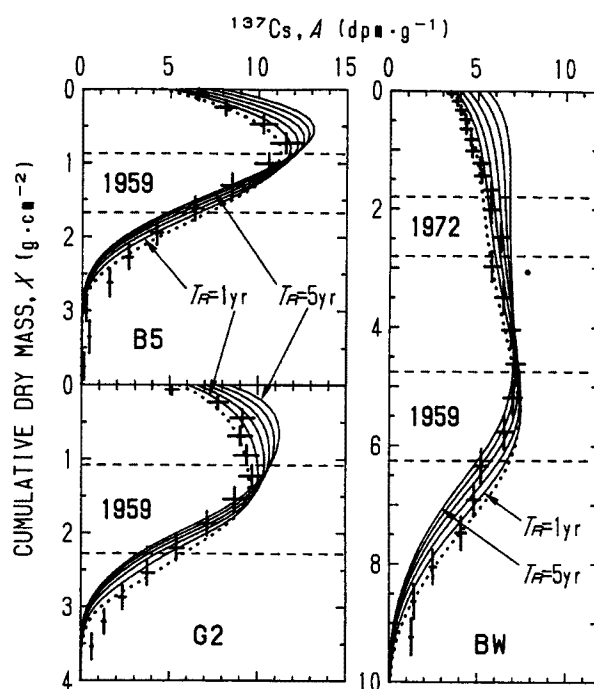


Fig. 13. Integration effects on the ^{137}Cs profiles in cores B5, G2 and BW, for various values of mean residence times $T_R=1, 2, 3, 4$ and 5 yr (solid lines). Dotted lines are the curves excluding these effects. After Taishi (1989).¹²⁾

からの ^{137}Cs の供給については検討しておく必要がある。

Fig. 13 は、周辺域における ^{137}Cs 平均滞留時間 T_R を 1 yr から 5 yr まで 1 年ごとに变化させ、式(8)によるフラックスを用いて計算した結果を、コア B5, G2, BW について示したものである。ただし他の変数については、すでに推定された Table 2 の値を用いた。Fig. 13 によると、 T_R の増加に伴い分布の上部ほど濃度が上昇し、したがって ^{137}Cs 濃度最大層準も上方へ移動していくが、 T_R が 2 年以内程度ならば ^{137}Cs データとそれほど変わらないことが示されている。 $T_R=2$ yr および 5 yr の場合について Fig. 8, Fig. 9 の ^{137}Cs 分布に例示したように、他のコアについても同様な結果が得られる。以上の結果から、流域あるいは浅水域からの ^{137}Cs フラックスの蓄積効果が、 ^{137}Cs 鉛直分布の形成に与える影響についてはほとんど問題にならないと考えられる。ただし、平均滞留時間が 2 年以下と短く、おそらく浅水域から ^{137}Cs が供給されている可能性がある。

5. 堆積速度の見積り¹²⁾

これまでの解析を通して、通常時における堆積速度は推定可能となったが、実用上有用と考えられる堆積速度は堆積異常効果も含まれたものである。そのような堆積速度 S_B を、下位の堆積異常層の中央深度 X を、その発生年からコア採取年までの年数 τ で除すことにより見積った： $S_B=X/\tau$ 。湖心域のコアでは、下位の堆積異常発生年が 1896 年であるので、 S_B は過去 90 年間余りにおける平均堆積速度を与えると考えられる。ただし湖岸域については、下位の堆積異常発生年が 1959 年であるので S_B は過去 20 数年間における平均堆積速度になる。

以上の方法より求めた各コアの平均堆積速度 S_B を Table 3 の最下位の段落に示す。湖心域では、 S_B は 40

Table 3. Sedimentation rates estimated in the previous and the present studies in Lake Biwa

Site ^{*1}	Water Depth, m	Sedimentation Rate mg·cm ⁻² ·yr ⁻¹	cm·yr ⁻¹	Applied Time Span or Depth	Method	References
D1	62.5	28	0.176	15 kyr B.P.	¹⁴ C dating	Yamamoto <i>et al.</i> (1974) ¹⁹⁾
P1	90	58	0.13	100 yr B.P.	²¹⁰ Pb dating	Matsumoto (1975) ⁴⁾
P2	70	48	0.10			
P3	5	47	0.18			
C1	10	>41	>0.40	0-5 cm	¹³⁷ Cs dating	Kamiyama <i>et al.</i> (1982) ⁵⁾
C2	30	13	0.26			
C3	70	37	0.16			
C4	90	19	0.14			
C5	73	39	0.12			
Y	28		>0.20			
SS	4		0.24			
A1	11	1.6 ^{*2}	0.42	0-8 cm	based on	Yamamoto <i>et al.</i> (1982) ⁶⁾
A5	43	1.3 ^{*2}	0.22		vertical	
A6	50	1.25 ^{*2}	0.19		changes in	
A7	56	1.1 ^{*2}	0.17		grain	
A9	78	1.0 ^{*2}	0.15		density	
D2	68	33	0.06	0.45 Ma B.P.	age-scaling	Taishi <i>et al.</i> (1986) ²⁰⁾
N1	70	33	0.152 ^{*3}	100 yr B.P.	²¹⁰ Pb dating	Nakamura <i>et al.</i> (1986) ⁷⁾
G1	31	42	0.06	6.3 kyr B.P.	K-Ah tephra	Inouchi (1987) ²⁾
G2	93	111	0.195			
G3	63	20	0.37			
B3	52	53	0.13	since 1896	numerical	the present study ¹²⁾
B5	83	49	0.16		evaluation	
B6	88	46	—		for ²¹⁰ Pb	
B7	92	52	0.17		and ¹³⁷ Cs	
G2	93	62	0.19		profiles	
KM	104	48	0.15			
G3	63	41	—			
G1	31	93	0.25	since 1959		
BW	35	220	0.48			

^{*1} for locations see Figure 1, ^{*2} relative values, ^{*3} a value at the sediment-water interface. Sedimentation rates in cm·yr⁻¹ are calculated by dividing the applied depth in cm by the time span in yr, so that the estimates are dependent on the depths or time spans. After Taishi (1989)¹²⁾.

$-60 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ となるが、東西測線上に限れば明らかに S_B は中央部で小さく、逆に岸に近い両端部で大きくなる傾向がみられる。通常時における堆積速度はほぼ一様であるので、平均堆積速度のこのような傾向は堆積異常効果によるものであり、堆積異常を形成する物質の供給源は流域あるいは浅水域にあることを示す。

ところで、我々の研究の発端となった sediment focusing については、 10^3 年オーダーの現象として琵琶湖湖心域でこの効果が認められるのに反して、100年程度のタイムスケールを対象とした本研究結果に関する限り否定的である。このように、focusing 効果がタイムスケールに依存する現象であると考えられることは、琵琶湖における堆積学上の今後の重要な問題点を提起しているように思われる。なお Table 3 には、琵琶湖における堆積速度の見積りに関する従来の研究結果^{2),4)-7),19),20)} も示したが、本研究で最終的に見積った平均堆積速度 S_B は、従来の見積り値に比べてやや大きい傾向がみられるものの、見積り方法の違い等を考慮すれば、妥当な範囲内にあると考えられる。

6. 表層混合の検討¹²⁾

一般に、湖底あるいは海洋底堆積物の表層における混合作用は、すでに述べたように、底面付近の水流による底質の巻き上げや、底棲動物による底質の攪乱によって起こると考えられている¹⁹⁾。琵琶湖湖心域においても、例は少ないが湖底近くの流速や底棲動物に関する調査・観測結果²¹⁾²²⁾が報告されている。そのなかで、底棲動物の鉛直分布に関して、少なくとも水深 40 m までの湖底域ではその棲息深度が表層部の 5 cm 以浅に限られていることが確かめられている²²⁾。この観測結果は、本研究における有効拡散深度の見積り値 1.5-5.5 cm にきわめて調和的であり、表層混合を引き起こす一つの要因が生物学的攪乱にあることを示唆する。

堆積物中の放射性核種のデータは、単に堆積速度の見積りだけではなく、表層混合に関する情報を得るためにも積極的に活用されてきた。そこでは、本研究のモデルに比べればかなり単純化されているが、やはり移流-拡散モデルを用いて拡散係数や拡散深度が見積られてきた。それらの研究事例^{13)-16),23)-29)}を示した Table 4 によれば、拡散係数の値でほぼ $10 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$ を境にして、従来の研究対象域を大きく二つのグループに分けることができる。そのうち拡散係数が $10 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$ よりも小さいグループは、深海底、大陸棚、大陸棚斜面、湖盆底といった比較的静穏な堆積環境下のものである。本研究で得られた拡散係数の値はこのグループに属し、したがって琵琶湖湖底表層は世界的な視野からみると、静穏な堆積環境下にあるといえる。

ところで、琵琶湖湖底表層の ^{210}Pb 鉛直分布は、堆積異常の存在を仮定しないで、定常状態での移流-拡散方程式[式(5)において左辺を零とおく]に従うと考えることも可能である。この場合の計算結果は (Fig. 10, Fig. 12 左図の破線)、堆積異常を考慮した本モデルの場合よりも、はるかに自然にまた適切にデータに適合するようにみえる。しかしながらこの場合、非常に大きな拡散係数が必要になり ($D_0 > 50 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$)、これは、上記のグループ分けに従うと、沿岸域、大陸棚峡谷、河口域といった相対的な活発な堆積環境からの拡散係数に匹敵する。琵琶湖湖底表層では、このような状況は考えられないので、 $50 \text{ cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$ を越えるような拡散係数の値は不合理であろう。さらに、この拡散係数の値は ^{137}Cs データに全く適合しない。このように、定常状態での移流-拡散モデルは、 ^{210}Pb データに限ればもっともらしい結果を与えるが、拡散係数の大きさから判断して不適当であり、このことは、堆積異常の存在を間接的に支持していると思われる。

7. まとめと今後の課題

琵琶湖湖底表層堆積物コアの γ 線スペクトロメトリを用いた ^{210}Pb および ^{137}Cs 年代測定により、短期間に多量の物質が湖底に蓄積する、いわゆる堆積異常に関連すると考えられる濃度一様の層準が、 ^{210}Pb 鉛直分布の二カ所に認められた。このような放射性核種の鉛直分布を解釈するため、概念的な ^{210}Pb 鉛直分布モデルおよび堆積異常を考慮した非定常移流-拡散モデルによる定量的な解析を試みた。

湖心域では、通常時の堆積速度は $30\text{--}40 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ と見積られればほぼ一様であると考えられる。堆積異常効果が包括された過去約90年間の平均的な堆積速度は、 $40\text{--}60 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ と推定され、東西測線上に限れば明らかに中央部で小さく岸に近い両端部で大きくなる傾向がみられた。通常時の堆積速度はほぼ一様であ

Table 4. Quantitative evaluations for activity profiles of radionuclides and the resultant estimates of parameters on interfacial mixing and sedimentation rates in the previous studies.

Authors	Mixing Type	Data	Locations & Environment	D $\text{cm}^2\cdot\text{yr}^{-1}$	z_M cm	Sedimentation Rate
Nozaki <i>et al.</i> (1977) ²³⁾	constant	^{210}Pb	Mid-Atlantic ridge, WD=2500 m	0.2	8	$0.003 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$
Robbins <i>et al.</i> (1977) ¹⁶⁾	constant	^{210}Pb , ^{137}Cs	Lake Huron, WD=60-90 m	3-6	1	$20-50 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$
Peng <i>et al.</i> (1979) ²⁴⁾	constant & exponential	^{14}C , ^{210}Pb	W.E.P. WD=1598 m	0.1	<7	$0.02 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$
Berninger <i>et al.</i> (1979) ²⁵⁾	two layers, constant	^{210}Pb	Long Island sound WD=15 m	30	2-3	$0.05 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$
Officer and Lynch (1982) ²⁶⁾ , Lynch and Officer (1984) ¹³⁾	constant	^{210}Pb	Lake Windermere Great Lakes Long Island sound	0.2-0.6 0.05-3 0.5-0.6	5-10 2.5-10 3-12	$0.4-0.8 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ $0.05-0.4 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ $0.05-0.1 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$
Christensen (1982) ¹⁵⁾	Gaussian	^{210}Pb	Green Bay	4-25	—	$0.08-0.4 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$
Carpenter <i>et al.</i> (1982) ²⁷⁾	two layers, variable	^{210}Pb	W.C.S. canyon open slope	50^{*1} 3^{*2}	— —	$300 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}^{*1}$ $50 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}^{*2}$
Nittrouer <i>et al.</i> (1984) ²⁸⁾	constant	^{234}Th	Washington conti. shelf, WD=80 m	50-140	8-10	$0.3-0.6 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$
Carpenter <i>et al.</i> (1985) ¹⁴⁾	two layers, variable	^{210}Pb	Great Puget sound WD=6-280 m	43^{*3}	2-22	$46-1200 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$
Kim and Burnett (1988) ²⁹⁾	two layers, constant	^{210}Pb	Peru margin WD=130-480 m	0.2-5	5-12	$0.01-0.2 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$

D : mixing coefficient, z_M : depth of mixing zone, WD: water depth, W.E.P.: western equatorial Pacific, W.C.S: Washington continental slope. *1 mean for 17 cores, *2 mean for 11 cores, *3 mean for 27 sites. After Taishi (1989)¹²⁾.

るので、平均堆積速度のこのような傾向は堆積異常効果によるものであり、堆積異常を形成する物質の供給源は流域あるいは浅水域にあることを示す。湖底表層での拡散係数や拡散深度も、それぞれ $0.2-2 \text{ cm}^2\cdot\text{yr}^{-1}$ および $1.5-5.5 \text{ cm}$ と見積られ、他の資料と比較等から、これらの値は第一次近似としては適切であり、また表層混合を引き起こす一つの要因が生物学的攪乱であることが示唆された。以上の解析結果から、下位および上位の堆積異常層は、それぞれ1896年の明治大豪雨および1959年の伊勢湾台風に関連し形成されたものである可能性が、かなり高くなった。

堆積異常の痕跡は、放射性核種の鉛直分布だけではなくて、堆積物中の物理量の鉛直分布にも残されていると考えられる⁸⁾⁹⁾。これらの物理量の定量的な解析からも、堆積異常層の存在を示す証拠が得られよう。今後は、このように多くの資料から堆積異常の存在を確認していく必要がある。さらに、堆積異常という突発的なイベント現象も包括された観点から、琵琶湖湖底の堆積過程を明らかにしていくことが求められよう。

参 考 文 献

- 1) 太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄：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、北大地物研究報告, 49, 1987, pp. 251-268.
- 2) 井内美郎：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, 1987, pp. 231-241.
- 3) Lehman, J. T.: Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment—the effect of sediment focusing, Quatern. Res., 5, 1975, pp. 541-550.
- 4) 松本英二： ^{210}Pb 法による琵琶湖湖底泥の堆積速度, 地質学雑誌, 81, 1975, pp. 301-306.
- 5) Kamiyama, K., S. Okuda and M. Koyama: Vertical distribution of ^{137}Cs and its accumulation rate in lake sediments, Jpn. J. Limnol., 43, 1982, pp. 35-38.
- 6) Yamamoto, A., M. Higashihara, T. Meguro and H. Taishi: 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, 1982, pp. 59-71.
- 7) 中村俊夫・中井信之・木村雅也・小嶋貞男・前田広人：琵琶湖堆積物中の放射性核種分布, 堆積学研究会報, 25, 1986, pp. 1-14.
- 8) 太井子宏和・奥田節夫・五十棲泰人・横山康二：琵琶湖湖底表層における堆積速度の見積りと突発的気象変動による堆積異常, 滋賀県琵琶湖研究所研究報告, No. 86-A04, 1987, pp. 91-97.
- 9) 太井子宏和・奥田節夫・五十棲泰人・星加章・志岐常正・柏谷健二・横山康二・井内美郎：琵琶湖湖底表層における放射性核種および物理量の鉛直変化特性, 京大水資源研究センター研究報告, 9, 1989, pp.25-43.
- 10) Maeda, H. and A. Kawai: Determination of organic acids in the lake sediments, Bull. Japan Soc. Fish., 52, 1986, pp. 1205-1208.
- 11) Taishi, H.: Recent sedimentation rate and anomalous sedimentation in Lake Biwa using a conceptual model of ^{210}Pb profiles in sediments, Jpn. J. Limnol., 50, 1989, 印刷中.
- 12) Taishi, H.: Numerical evaluation of the activity profiles of ^{210}Pb and ^{137}Cs and anomalous sedimentation in Lake Biwa, Jpn. J. Limnol., 50, 1989, 印刷中.
- 13) Lynch, D. R. and C. B. Officer: Nonlinear parameter estimation for sediment cores. Chem. Geol., 44, 1984, pp. 203-225.
- 14) Carpenter R., M. L. Peterson and J. T. Bennett: ^{210}Pb -derived sediment accumulation and mixing rates for the greater Puget Sound region, Mar. Geol., 64, 1985, pp. 291-312.
- 15) Christensen, E. R.: A model for radionuclides in sediments influenced by mixing and compaction, J. Geophy. Res., 87, 1982, pp. 566-572.
- 16) Robbins, J. A., J. R. Krezoski and S. C. Mozley: Radioactivity in sediments of the Great Lakes—post-depositional redistribution by deposit-feeding organisms. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 1977, pp. 325-333.
- 17) Katsuragi, Y.: A study of ^{90}Sr fallout in Japan, Papers in Meteorology and Gophysics, 33, 1983, pp. 277-291.
- 18) McCall, P. L., J. A. Robbins and G. Matisoff: ^{137}Cs and ^{210}Pb transport and geochronologies in

- urbanized reservoirs with rapidly increasing sedimentation rates, *Chem. Geol.*, 44, 1984, pp. 33-65.
- 19) Yamamoto, A., S. Kanari, Y. Fukuo and S. Horie : Consolidation and dating of the sediments in core samples from Lake Biwa, In S. Horie (ed), *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 2, 1974, pp. 135-144.
 - 20) Taishi, H., A. Yamamoto and S. Kanari : Age-scaling for the uppermost clayey layer in the 1,400 m -core sample from Lake Biwa—a preliminary study, *Jpn. J. Limnol.*, 47, 1986, pp. 101-108.
 - 21) 奥村康昭・遠藤修一：びわ湖における連続測流(Ⅰ)—測流の方法と流況の概要, *陸水学雑誌*, 46, 1985, pp. 135-142.
 - 22) 成田哲也：琵琶湖における水生貧毛類の鉛直分布, *日本陸水学会・第52会大会講演要旨集*, 1987, pp. 121.
 - 23) Nozaki, Y., J. K. Cochran, K. K. Turekian and G. Keller : Radiocarbon and ^{210}Pb distribution in submersible-taken deep-sea cores from project FAMOUS, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 1977, pp. 167-173.
 - 24) Peng, T. -H., W. S. Broecker and W. H. Berger : Rates of benthic mixing in deep-sea sediment as determined by radioactive tracers. *Quatern. Res.*, 11, 1979, pp. 141-149.
 - 25) Benninger, L. K., R. C. Aller, J. K. Cochran and K. K. Turekian : Effects of biological sediment mixing on the ^{210}Pb chronology and trace metal distribution in a Long Island Sound sediment core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 1979, pp. 241-259.
 - 26) Officer, C. B. and D. R. Lynch : Interpretation procedures for the determination of sediment parameters from time-dependent flux inputs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 1982, pp. 55-62.
 - 27) Carpenter, R., M. L. Peterson and J. T. Bennett : ^{210}Pb -derived sediment accumulation and mixing rates for the Washington continental slope. *Mar. Geol.*, 48, 1982, pp. 135-164.
 - 28) Nittrouer, C. A., D. J. DeMaster, B. A. McKee, N. H. Gutshall and I. V. Larsen : The effect of sediment mixing on Pb-210 accumulation rates for the Washington continental shelf. *Mar. Geol.*, 54, 1984, pp. 201-221.
 - 29) Kim, K. H. and W. C. Burnett : Accumulation and biological mixing of Peru margin sediments, *Mar. Geol.*, 80, 1988, pp. 181-194.