



Title	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
Author(s)	太井子, 宏和; TAISHI, Hirokazu; 井内, 美郎 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 251-268
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.251
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14173
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p251-268.pdf



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 ——

太井子 宏 和

京都大学理学部琵琶湖古環境実験施設

井 内 美 郎

工業技術院地質調査所海洋地質部

目 黒 鉄 雄

京都大学理学部琵琶湖古環境実験施設

(昭和61年11月25日受理)

**Continuous Seismic Reflection Sub-bottom Profiling with "Uniboom"
in the North Basin of Lake Biwa
—— the Structures of Sedimentary Layers and the Origin
of Prominent Acoustic Reflectors ——**

By Hirokazu TAISHI

Institute of Paleolimnology and Paleoenvironment on Lake Biwa, Kyoto University

Yoshio INOUCHI

Marine Geology Department, the Geological Survey of Japan

Tetsuo MEGURO

Institute of Paleolimnology and Paleoenvironment on Lake Biwa, Kyoto University

(Received November 25, 1986)

The sub-bottom sedimentary layers (a thickness of about 50 m below the lake-floor) of the North Basin of Lake Biwa have been surveyed by the continuous seismic profiler of "Uniboom". In the eastern marginal zone of the lake, two groups of buried terrace-like topography were discovered at the respective depths: 13-18 m and 38-54 m in depth below the water surface. The shallower and the deeper groups of them are distributed from River Echi to River Amano at a distance of 1-3 km and 3-5 km off the shore, respectively. This area almost agrees with a blank area of subaquatic terraces, which are continuously distributed in most of the marginal zone of the lake. The depths and locations of the buried terrace-like topography are in harmony with those of the subaquatic terraces at the boundaries where both of them meet with each other, and the deeper buried topography forms the inner structures of the subaquatic terrace off Nagahama. These show that the buried terrace-like topography are connected with the subaquatic terraces. In most of the central region of the lake, three or four sheets of prominent acoustic reflectors were observed. They are correlated to the volcanic ash layers interposed within the sedimentary layers, based on a comparison of the "Uniboom" record with the geologic columnar section of the 200 m-core sample taken in 1971. This result has an important sedimentological significance that the prominent acoustic reflectors are indicators of synchronous planes on "Uniboom" records. These reflectors show a tendency that, in the central region of the lake, the sediment depth increases with water depth. By the rough estimation of

sedimentation rates in mass from these data, it is implied that the phenomenon of sediment focusing has occurred on the bottom of the North Basin of Lake Biwa for at least, several or twenty thousands years.

I. はじめに

ユニブーム地層探査機（以下「ユニブーム」と略称する）は、浅海や湖沼などの地質調査用に開発された米国 EG & G 社製の小型音波探査装置である。探査深度は堆積深度で数 10 m、記録の解像能力は約 20 cm とされている。ユニブームは、大型のたとえばマルチチャンネル方式のエアガン探査機などよりも探査深度や多重反射の処理能力等の点で劣るのは止むを得ないことであるが、取り扱いがはるかに容易であり、また解像能力が高いなどの優れた性能を有していることが注目をあび、近年世界各地でその成果が発揮されている（たとえば、中尾・山下, 1978, 網走湖；森山・日高, 1981, 別府湾；Johnson *et al.*, 1982, オーストラリア大堡礁海域；Kang and Chough, 1982, 韓国 Gamagyang 湾；奥田ほか, 1986, 琵琶湖西岸）。

琵琶湖においても、1979 年以来京都大学琵琶湖古環境実験施設によって、また 1984 年に工業技術院地質調査所によって、全域的なユニブーム調査が行われてきた。これらの結果、湖底地形の起伏状況や湖底面下数 10 m までの堆積層の構造等に関して、多数の興味ある事実が示唆されたが、その中でもとくに、琵琶湖北湖の中央全域の堆積層中に連続性のよい強い音波反射面が何面か分布することが注目された。このような反射面は、琵琶湖湖心域の湖底表層数 10 m の堆積層について現段階ではもっとも信頼し得る精度で地質柱状図が得られている 200 m 掘削試料 (Yokoyama *et al.*, 1975) との比較によって、堆積層中に挟まれる火山灰層に対応すると、我々は推定してきた(太井子ほか, 1983；太井子, 1984；塩屋ほか, 1985；井内ほか, 1985, 1986)。この推定が確かになるならば、火山灰層は同時代面を指示すると同時に年代も既知であるので、ユニブーム記録は琵琶湖湖底の堆積層の形成や堆積環境の変遷等に関する研究にとって、きわめて貴重な資料となるであろう。

本報告では、まず、ユニブーム調査から得られた特徴的な記録をいくつか紹介し、その結果から推定される琵琶湖湖底表層堆積層の構造等に言及する。つぎに、200 m 掘削試料とユニブーム記録とのより厳密な対比を試みる。そのために、これまでは無視されていたユニブーム記録の水深の誤差を、まず正確に評価してみる。これは、湖水中における音波伝播速度をどのような値に設定すれば妥当であるか、という問題ときわめて密接に係わり合うことを示す。このように、いわばユニブーム記録の特性を明らかにすることによって、従来から問題としてきた堆積層中の顕著な音波反射面が火山灰層に対比される見込みがきわめて強くなったことを明らかにする。さらに以上の知見に基づいて、琵琶湖湖底における堆積学上の問題点の一つである sediment focusing について予察的に議論する。

II. 調査方法およびユニブーム記録の特性

琵琶湖は大津市堅田と守山市美崎とを結ぶ琵琶湖大橋を境に、広くて深い北湖（面積 623 km²、平均水深 41 m）と狭くて浅い南湖（面積 58 km²、平均水深 4 m）とに分けられる。ユニブーム調査は南湖についても実施したが、水深が浅いために現在のところ有効な資料が得られていないので、本報告では北湖の結果のみについて述べる。北湖の湖底地形の概要は、小谷 (1971) によれば以下のとおりである。湖底の起伏は水深 20 m 以浅の水域や島部の周辺では変化に富む部分もあるが、それ以深では一般になだらかな地形が支配的である。湖底の傾斜は一般に東側より西側の方が急であり、そのために東西方向の地形断面では最深部は西側に位置する。北湖の湖盆底は沖島から北北西方向に延びる鞍部地形によって、広くてやや深い北部湖盆底域（最大水深 94 m、今津町沖）と、やや浅くて狭い南部湖盆底域（最大水深 78 m、志賀町近江舞子沖）とに分けられる。なお琵琶湖の最大水深 104 m 地点は、北部湖盆底域に属するが、その中

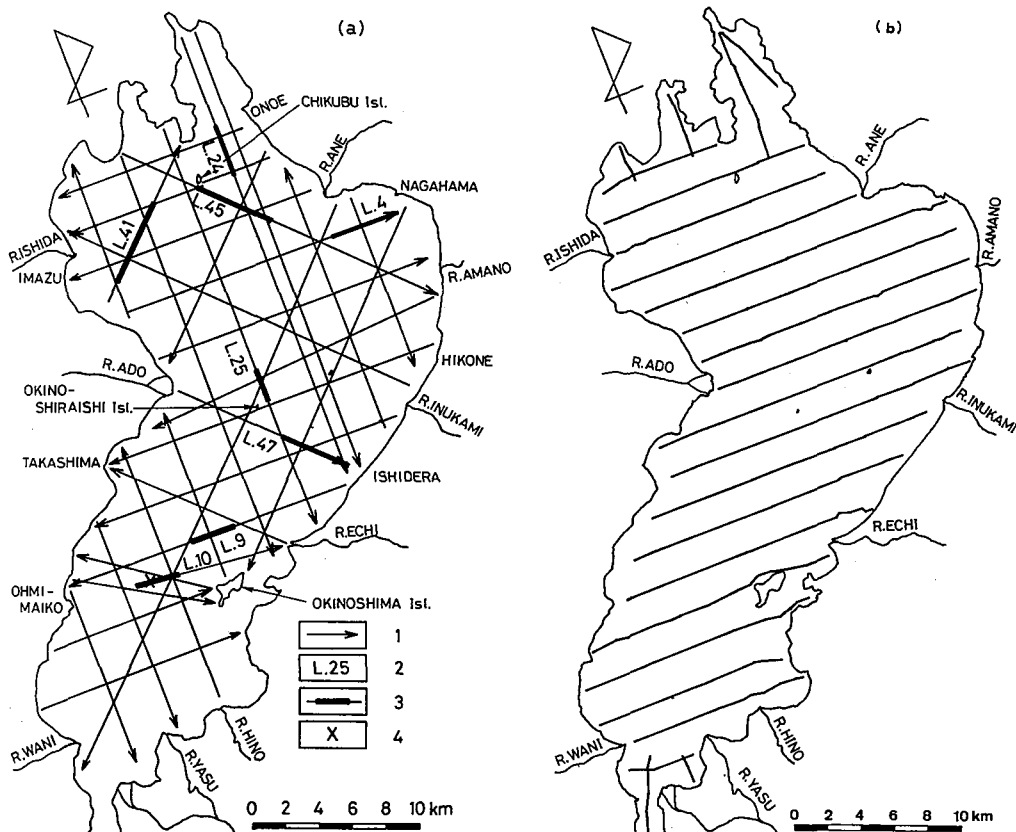


Fig. 1. Distribution of "Uniboom" survey lines in the North Basin of Lake Biwa (a) by Institute of Paleolimnology and Paleoenvironment on Lake Biwa, Kyoto University, and (b) by Marine Geology Department, the Geological Survey of Japan. 1 : direction in which "Uniboom" was towed ; 2 : line number of "Uniboom" survey ; 3 : locations of the "Uniboom" records exemplified in this report ; 4 : area of the 200 m- and 1,400 m- drilling sites.

心部から南に寄った水没島脇の凹地中にある。

琵琶湖北湖における全域的なユニブーム調査の測線配置は Fig. 1a (京都大学琵琶湖古環境実験施設による調査) および Fig. 1b (工業技術院地質調査所による調査) に示したとおりであり、測線の総延長距離はそれぞれ 540 km および 280 km に達する。ユニブーム記録の位置座標は、前者の場合には測線の起点から終点まで調査船を定速かつまっすぐに走らせたという仮定のもとに、適切な時間間隔で記録紙上にタイムマーカーを入れることにより、また後者の場合には電波測位によって決定した。

ユニブームシステムは、レコーダー (受信波の記録およびユニブームシステム全体の制御装置) とエネルギーソース (電気エネルギー発生装置)、そしてブーマー (双胴船に取りつけられた電気から音波へのエネルギー変換および音波発射装置) とハイドロフォン (8 素子からなる単一チャンネルの受信装置) から基本的に構成される。調査時には、Fig. 2 に示したような配置でブーマーとハイドロフォンとを並走させて曳航した。またブーマーから発射する音波は、エネルギーの強さを 300 J、発射間隔を 0.6–0.9 sec とした。なおユニブームシステムの動作原理

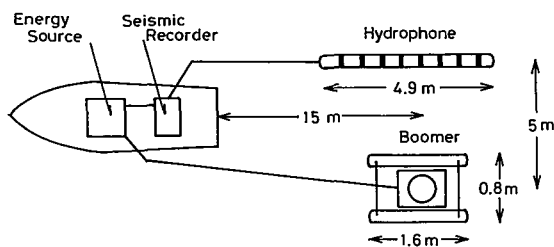


Fig. 2. Arrangement of "Uniboom" system under the survey.

等については、中尾・山下 (1978) や D'Olier (1979), 奥田ほか (1986) に詳述されているので、ここでは省略する。

ユニブーム記録の代表的な例を Fig. 3 に示す。まず深度目盛りは、音波伝播速度を $1,500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ ($= V_0$) と仮定することによって時間目盛りから変換されたものであり、以下ではこの深度目盛りを便宜的にユニブーム深度 Z_U と呼ぶことにする。水中での音波伝播速度 V_w は、IV節で議論するように V_0 よりわずかに小さいが、必要がない限り Z_U を採用してもさほど問題はない。また堆積層中の音波伝播速度 V_s についても、Horie and Tanaka (1983) によるエアガン探査から琵琶湖湖底堆積層上部 (水中も含む) では $1,480-1,550 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ と推定されており、さらに湖心域の限られた地点においてであるが、V節で V_s はほぼ $1,500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ であることが示されるので、以下では断わりのない限りユニブーム深度 Z_U を用いることにする。

ユニブーム記録の反射特性の一つに、ある反射面につき二つ以上の隣接した (多くの場合厚さ 1 m 以内) 反射記録が現われるということがある (Fig. 3 参照)。これは一つには、ハイドロフォンを適切な深さに保持して曳航することが非常に難しいために、ハイドロフォン~水面間等に生じる二次的な反射の結果であることが、ユニブームを一地点に固定しハイドロフォンの深さを変えて記録をとる実験により確かめられた。この結果、最上位に現われる反射記録が二次的な反射を伴わない、すなわち最短の伝播経路に沿ってハイドロフォンに到達した反射波に対応すると考えられるので、以下ではこれを反射面の記録として採る。もう一つユニブーム記録の反射特性として、水面との間に、あるいは時に堆積層中の境界面間等に発生する多重反射の問題もあるが、以下では多重反射の疑いのある記録はすべて議論の対象から外して、

III. ユニブーム記録の紹介と湖底表層堆積層の構造および湖底地形

前節で例示した Fig. 3 のユニブーム記録は、琵琶湖北湖南部湖盆底の東側緩斜面下部 (L. 10; Fig. 1a 参照) から得られたものであるが、ここではまず、堆積層中に上方から A, B, C, D と記号を付した四つ強く連続性のよい反射面が描かれていることが注目される。各反射面は湖底面の傾斜に応じて湖盆底に向かって緩やかに傾いていると同時に、湖底水深の増加とともに反射面の堆積深度が大きくなっている。このことは、IV節で議論するように、sediment focusing と呼ばれる堆積現象が琵琶湖湖底で起こっていることを示唆する。このユニブーム記録でもう一つ注目されるのは、200 m 掘削地点の東方約 700 m に正

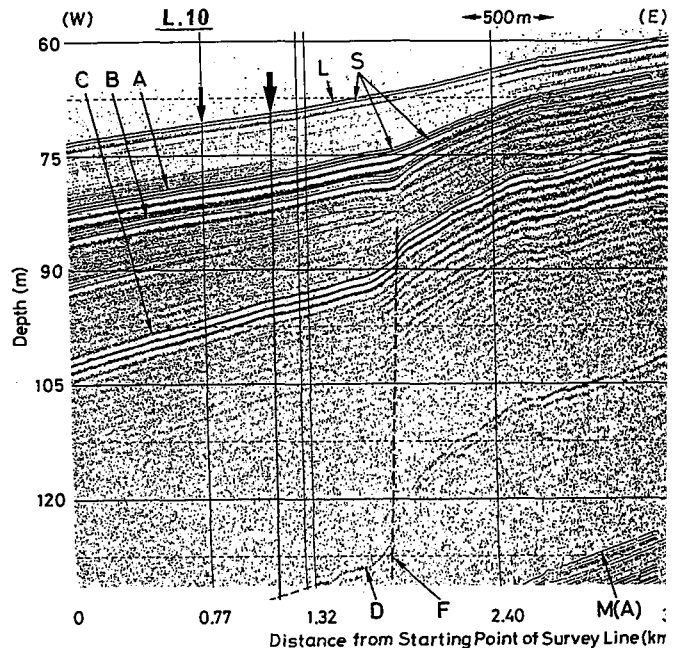


Fig. 3. "Uniboom" record (L. 10) in the eastern lower part of the gently sloping lake-floor in the southern lake basin. L: lake floor; A, B, C and D: prominent acoustic reflectors; M (X) multiple record of X; S: secondary reflection; F: fault; bold and thin arrows: the points nearest to the 200 m- and 1,400 m-drilling sites. Depth scale is based on "Uniboom" depth Z_U . For location see Fig. 1a. These notations and comments are also applied to Figs. 4, 5, 6, 7, 8, 9 and 10.

層が見られることである。この断層は反射面 C, D を切っているが、下位にある反射面 D の方が鉛直変位量がより大きいので、過去何回かの活動により変位が累積された断層であると考えられる。またこの断層面を境にして、湖心域側の上盤側で堆積層が急に厚くなっていることも注目される。なおこの断層は、その位置や、湖底表層近くまで堆積層が切られている状況などから判断して、Horie and Tanaka (1983) によるエアガン探査結果でも認められた、長さ約 4.5 km で NE-SW 方向に分布する断層に一致する。

Fig. 3 のユニブーム記録を標識的な音波反射面層序として採用することによって、反射面 A, B, C の分布範囲を琵琶湖北湖のほぼ全域にわたって追跡することができる。Fig. 4 は琵琶湖北湖北部湖盆底の東側緩斜面 (L. 45 ; Fig. 1a 参照) における湖底の等水深線にほぼ平行な測線下のユニブーム記録である。ここでは、反射面 C は、100-500 m の水平間隔と 3 m 前後の比高をもつ波状の構造を示す。このような反射

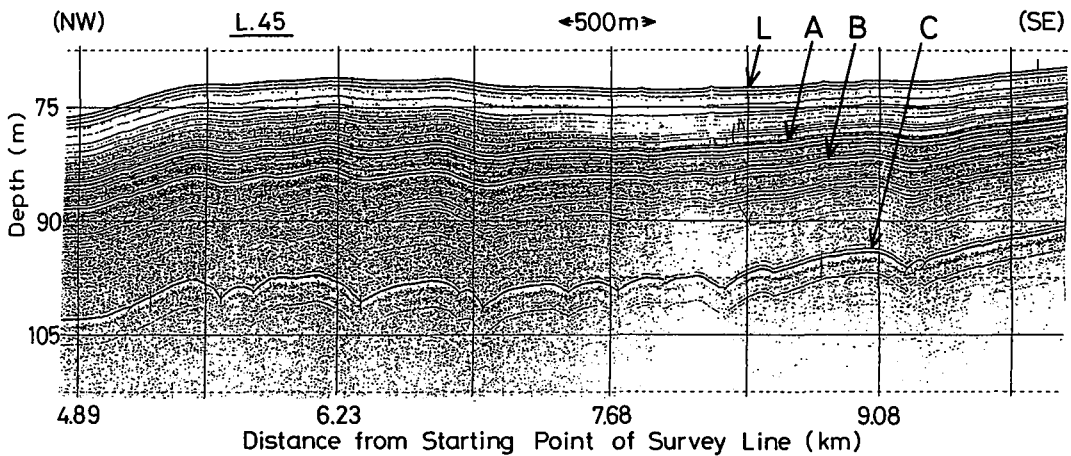


Fig. 4. "Uniboom" record (L. 45) in the northern part of the gently sloping lake-floor in the northern lake basin.

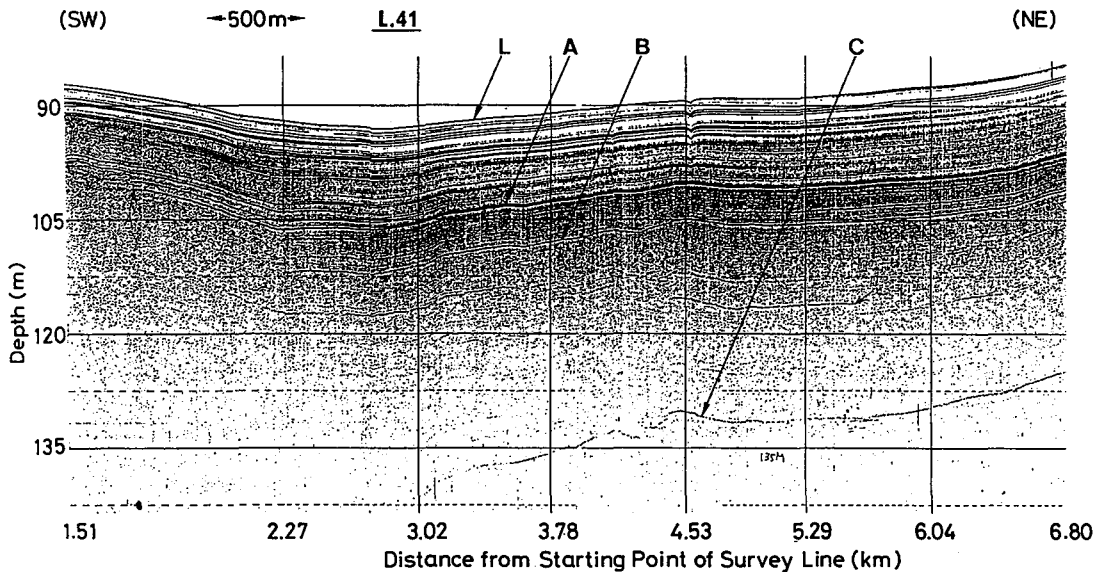


Fig. 5. "Uniboom" record (L. 41) in the area of the maximum water depth in the northern lake basin.

面 C の特徴的な構造は、竹生島の南から姉川河口沖の水域に限って認められる。反射面 A, B は、C の影響によると思われるかすかな起伏をもつが、全体的にみれば湖底面と同様にきわめて平坦で、つぎに示すのは、琵琶湖北湖北部湖盆底 (L. 41 ; Fig. 1a 参照) におけるユニブーム記録である (F)。この記録では、反射面 C の記録は非常に弱く (深いために反射波のエネルギーが弱いと思われる)、深点より西側では記録に現われてこない。また反射面 B も最大水深点付近で記録が急に弱くなり、側で消滅してしまう。反射面 A についても、最大水深点より西寄りのところで同様なことが起こって、このように反射面の記録が消滅するのは、反射エネルギーの減衰による単なる機械的なものなのか、あるいは反射面自身が消滅しているのかは不明である。なお反射面 A の上位にも何枚かの強い反射面があるが、このような反射面の存在は北部湖盆底域の特徴の一つである。この反射面がどのような堆積物質の違いによるのかは、現在のところ資料がない。

Fig. 6 は沖の白石北東方の南北方向 (L. 25 ; Fig. 1a 参照) の地層断面を示すユニブーム記録である。ここでは沖の白石を構成する岩体の一部が湖底面上に現われているが、湖底面や各反射面は窪むようにこの岩体に接しており、その窪みの規模は北側でより大きくなっている。このような地形あるいは構造は、たとえば橋脚洗掘のように水流による侵食作用を連想させるが、一方では各反射面が湖と調和的なことから堆積速度が周囲よりも相対的に小さいことによる堆積地形の可能性もあり、その機構を明らかにすることは今後の重要な研究課題の一つである。

Fig. 7 に示した沖島北方沖の東西方向 (L. 9 ; Fig. 1a 参照) のユニブーム記録は、琵琶湖北湖の湖盆域を分かつ鞍部地形面下の横断面を表わす。ここでは、堆積層は中央部で盛り上がるような構し、また反射面は連続的ではなくて細かく切断されたように乱されている。このようなユニブーム特徴は、この鞍部地形の成因に係わる重要な資料を提供していると考えられる。これは、琵琶湖北湖の湖盆の成因の問題にも関係すると思われるので、他の資料も加えて別の機会に論じたい。

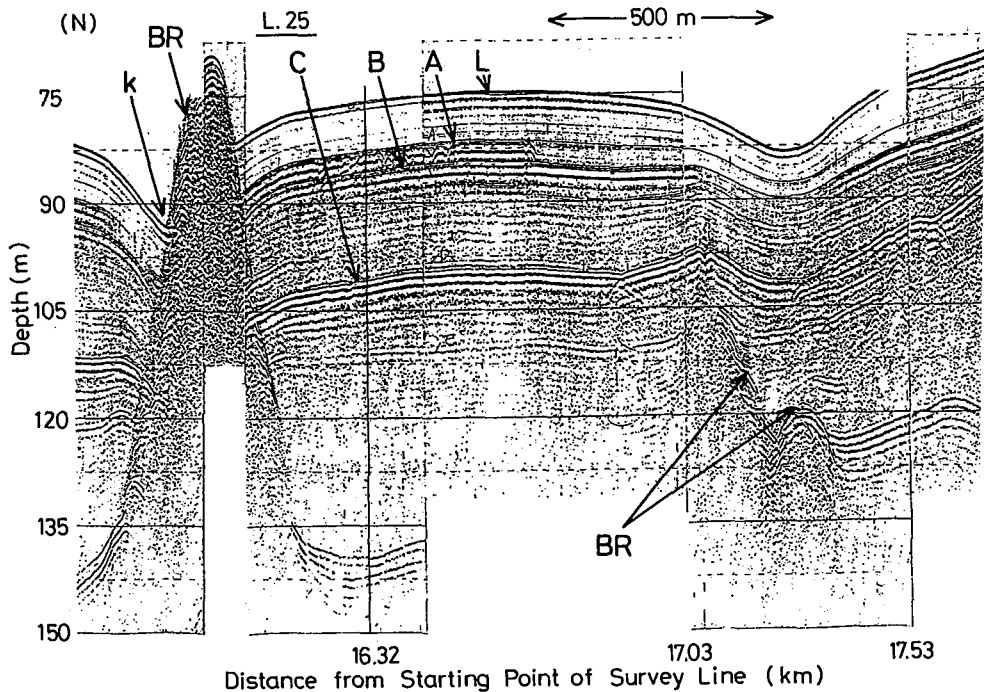


Fig. 6. "Uniboom" record (L.25) in the southern part of the gently sloping lake-floor in the northern basin. BR : basement rock surface ; k : sublacustrine kettle hole (after Kotani, 1971).

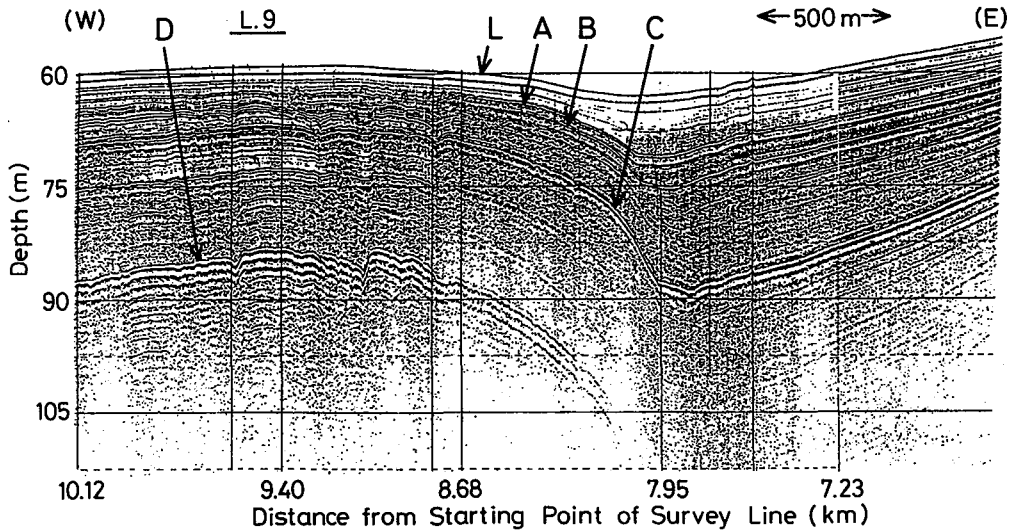


Fig. 7. "Uniboom" record (L. 9) in the part north of the Okinoshima Islet.

以下に示す三枚の図は、琵琶湖東岸の湖岸域から沿岸域にかけのユニブーム記録である。Fig. 8は、彦根市南西部石寺沖の湖岸線に直交する測線 (L. 47; Fig. 1a 参照) のユニブーム記録であるが、深度 15–30 m 付近と 45–75 m 付近の堆積層中に段丘状の埋没地形が認められる (上位のものを BT_1 、下位のものを BT_2 とする)。このうち BT_2 の方が、より大規模で二–三段からなる。また反射面との上下関係は、上方から B, BT_1 , C, BT_2 の順となっている。

Fig. 9は長浜市沖合 (L. 4; Fig. 1a 参照) のユニブーム記録であるが、深度 30–60 m 付近に四段ほどからなる埋没性の段丘状地形が認められる。これは、規模の類似性や深度、そして後で示す段丘状地形の平面分布 (Fig. 11 参照) から判断して、Fig. 8の BT_2 と一連のものであると考えられる。ちょうどこの位置の湖底面は湖底段丘 (小谷, 1971) ST_M になっており、 BT_2 の最上段のものはその前麓斜面の一部を形成していると同時に、 BT_2 全体が ST_M の内部構造をなしているとも考えられる。反射面 A, B, C は BT_2 とつぎたし (abut) の関係にあり、また BT_2 の下部は反射面 C の下位の堆積層に続いているので、 BT_2 は反射面 C よりも古いと考えられ、同時に BT_2 (あるいは ST_M) は、たとえば断層のように構造的な要因によって形成された地形ではないことが分かる。なおここでは、Fig. 8の BT_1 に相当する埋没性段丘状地形は見当たらないが、ほぼその深度に湖底段丘 (小谷, 1971) ST_N が存在する。

埋没性段丘状地形の記録は、北東岸の尾上から姉川河口北部にかけての沖合にも見れるが、その南北方向の測線 (L. 24; Fig. 1a 参照) 下のユニブーム記録を Fig. 10 に示す。この図では、深度 45–60 m と 70–80 m の二箇所埋没性段丘状地形の記録が描かれている。この地形と反射面との上下関係については、反射面 A, B が上位の段丘状地形を覆うことしか分からない。また、この水域の埋没性段丘状地形の記録は姉川河口沖で途切れている (Fig. 11 参照) ので、先述の BT_1 や BT_2 との関連について現段階では不明である。

以上例示した埋没性段丘状地形について、今回のユニブーム調査結果から、そのエッジの位置と深度とを地図上にプロットすれば Fig. 11 のようになる。この図から、 BT_1 および BT_2 は、愛知川河口北方沖から天野川河口沖にかけて、離岸距離にしてそれぞれ 1–3 km および 3–5 km のところを岸に並行して分布し、深度は南西側ほどより深くなっていることが分かる。また BT_2 は石寺沖合で、湖心域側に張り出した格好になっている。Fig. 11 には小谷 (1971) による湖底段丘のエッジの位置と水深も同時に描いたが、

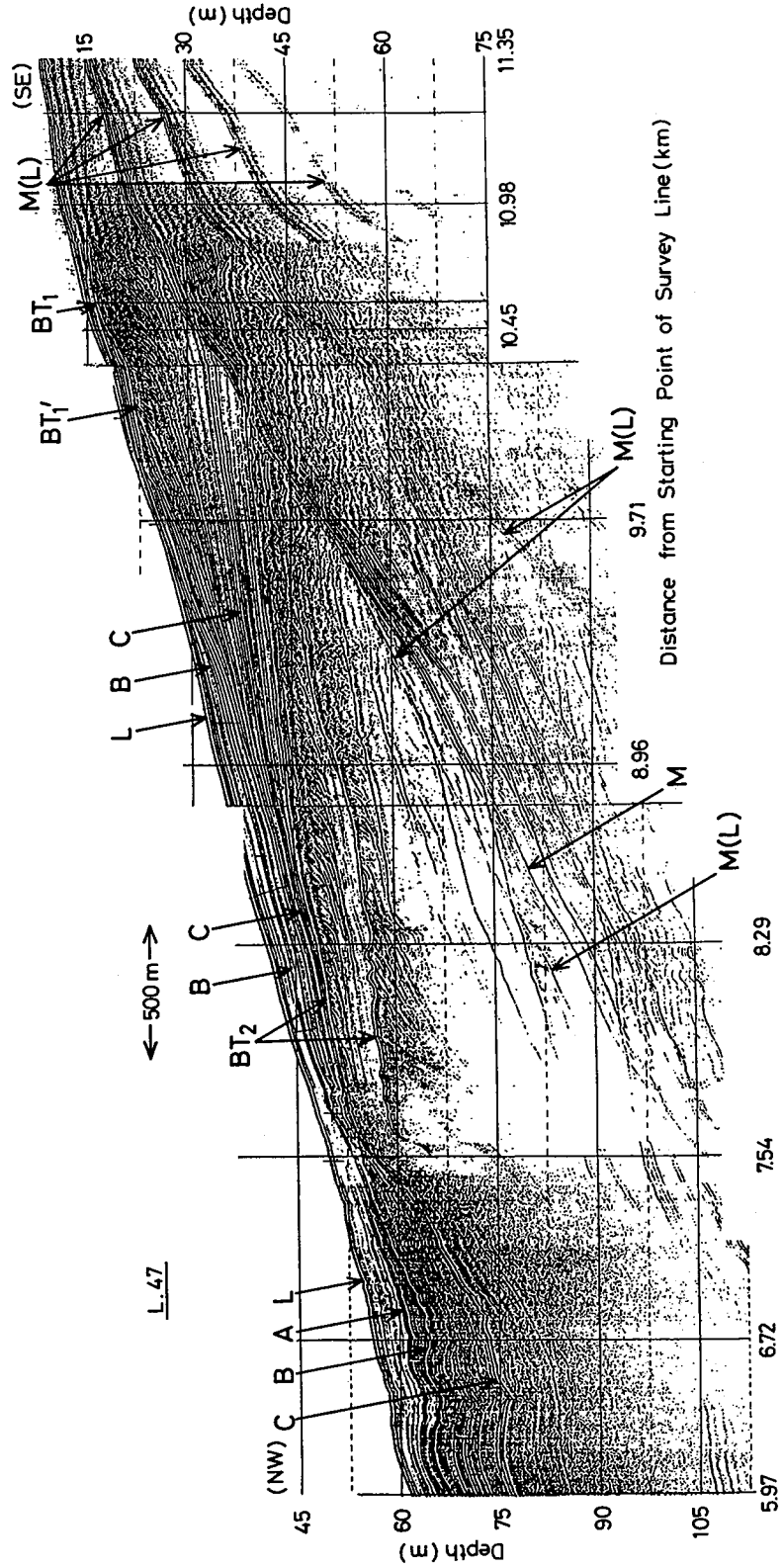


Fig. 8. "Uniboom" record (L. 47) off Ishidera lying in the southwest part of Hikone. BT₁ (and BT₁') and BT₂; the shallower group of buried terrace-like topography and the deeper one, respectively.

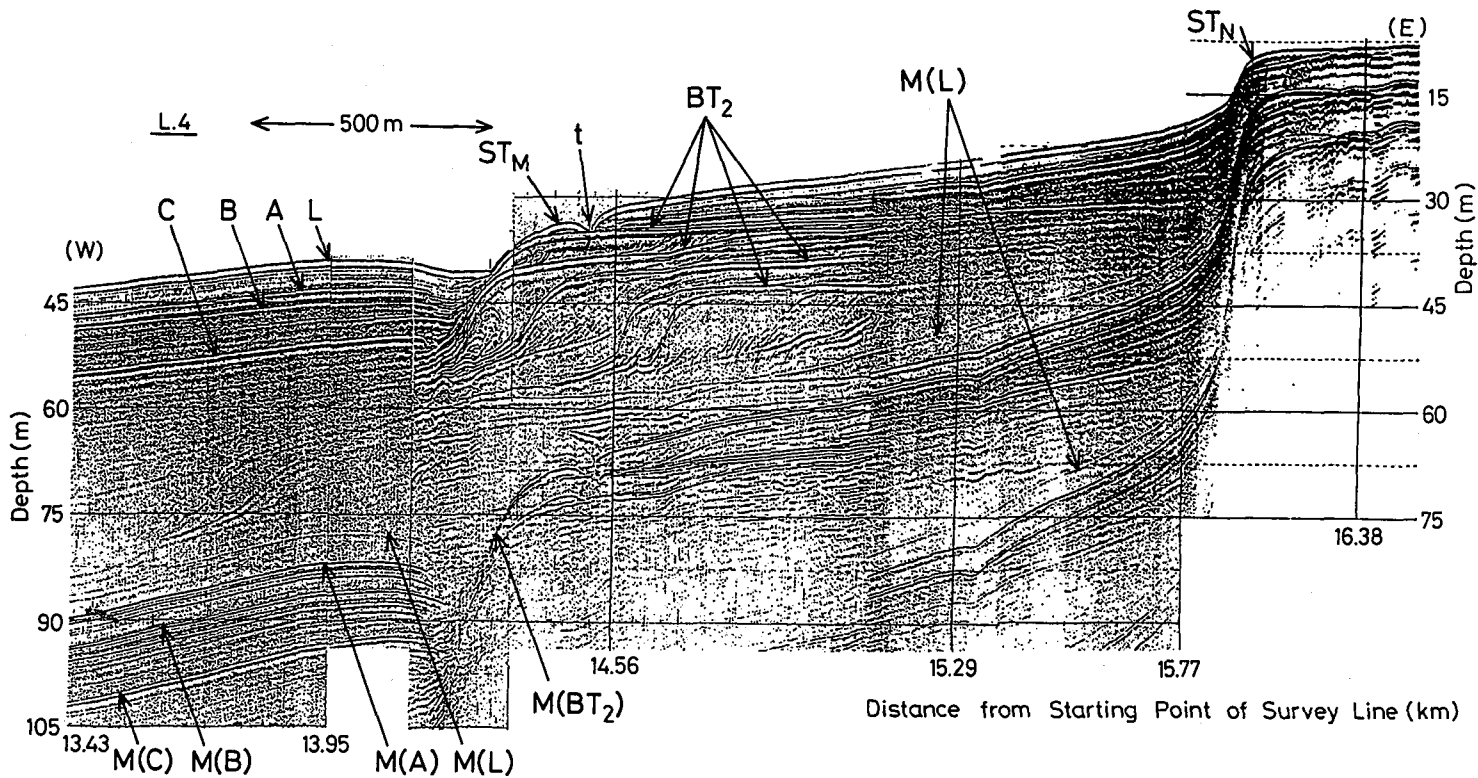


Fig. 9. "Uniboom" record (L. 4) off Nagahama. BT₂: the deeper group of buried terrace-like topography; ST_M and ST_N: subaquatic terraces (after Kotani, 1971); t: lacustrine trench (after Kotani, 1971).

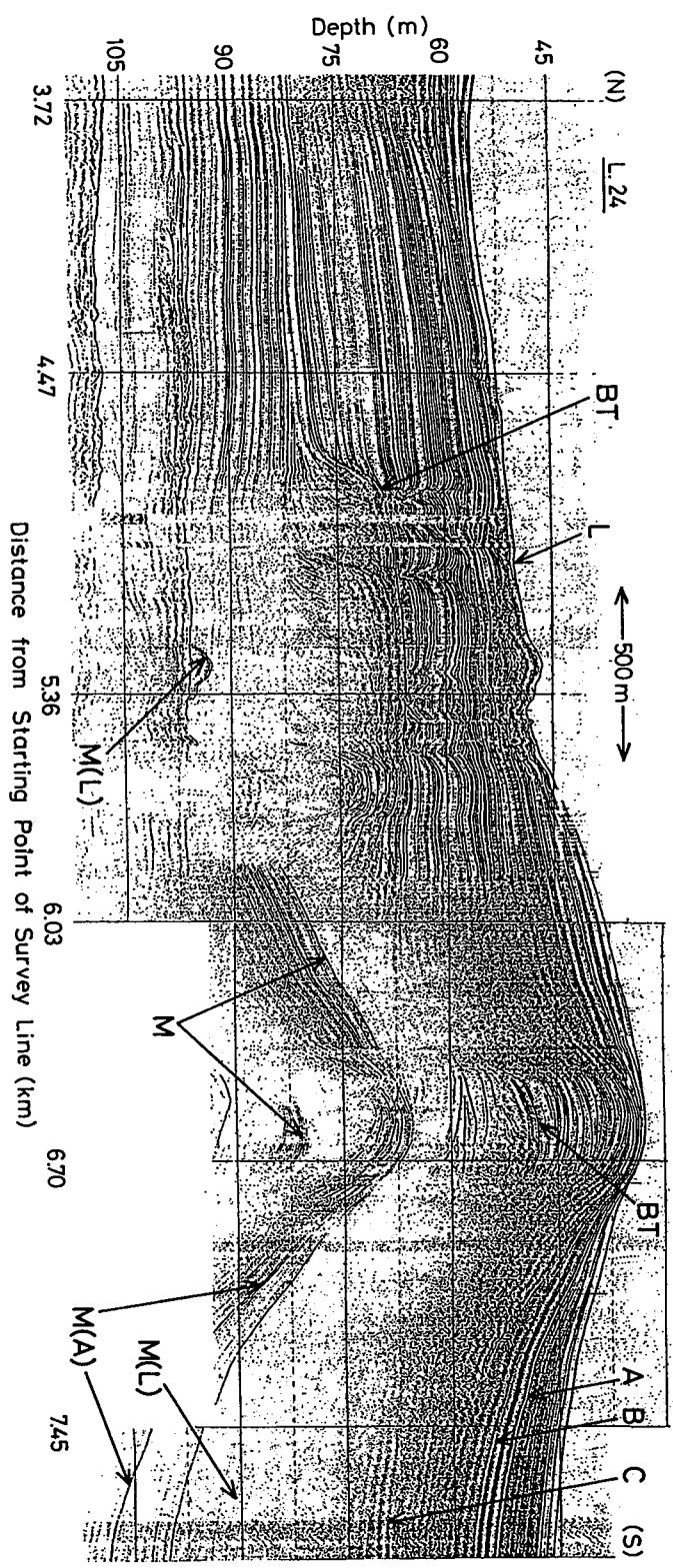


Fig. 10. "Uniboom" record (L. 24) off Onoe. BT : buried terrace-like topography.

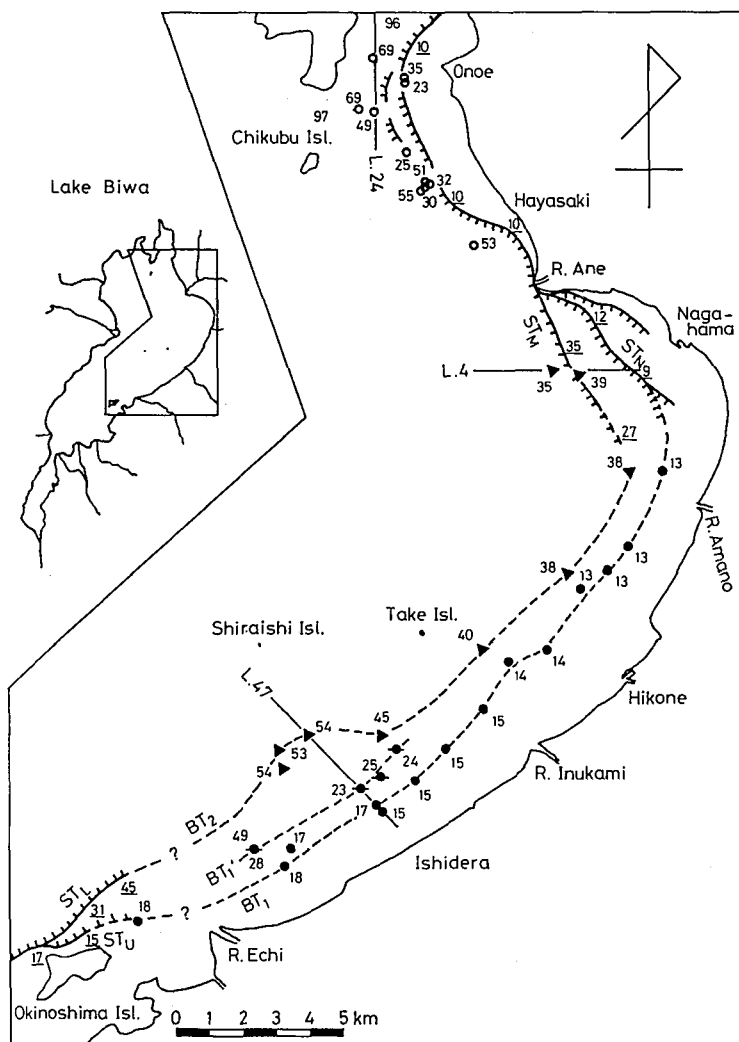


Fig. 11. Areal distribution of buried terrace-like topography and correlations with subaquatic terraces (after Kotani, 1971), in the eastern marginal zone of the North Basin of Lake Biwa. Numerical values show the depths below the water surface at the edge levels of the steps (subaquatic terraces, underlined). Only the uppermost step is shown in terms of BT_2 .

11月、埋没性段丘状地形の典型的なユニブーム記録が得られた石寺沖合の水深40.5m地点において、湖底面下26.8m長の柱状堆積物試料を採取したことを付け加えておく。

IV. ユニブーム記録の水深テストと水中音波伝播速度

琵琶湖北湖中央のほぼ全域に分布する強く連続性のよい反射面A, B, C(反射面Dの分布域は沖島北方沖のみに限られる)の由来を掘削試料との比較から明らかにするためには、少なくともユニブーム水深 Z_0 を補正して、湖底までの水深を正確に見積ることが必要不可欠である。そのため、我々はこれまでユニブーム記録の水深テストを何回か行ってきたが、それらの結果を要約すると以下のとおりである。

BT_1 や BT_2 が分布する水域は湖底段丘のちょうど空白域に相当している。そこで、湖底段丘が途切れている天野川河口沖から長浜市沖の水域に着目すると、埋没性段丘状地形は小谷(1971)による湖底段丘につながるようである。このことは、Fig. 9のユニブーム記録でも述べたように、 BT_2 が湖底段丘 ST_M の内部構造をなしていると考えられることから推察されよう。愛知川河口沖では、埋没性段丘状地形は沖島北麓から延びてくる湖底段丘とFig. 11に示したように結合されると想定されるが、両者の関係については天野川河口北方沖の場合ほど明らかでない。

以上で述べた埋没性段丘状地形に関する解釈は、現段階ではあくまでユニブーム記録だけに基づいたものである。今後は、より実証的な証拠を得ることによって埋没性段丘状地形の確認やその成因を明らかにしていく方針である。なお、その第一歩として、琵琶湖古環境実験施設では1986年

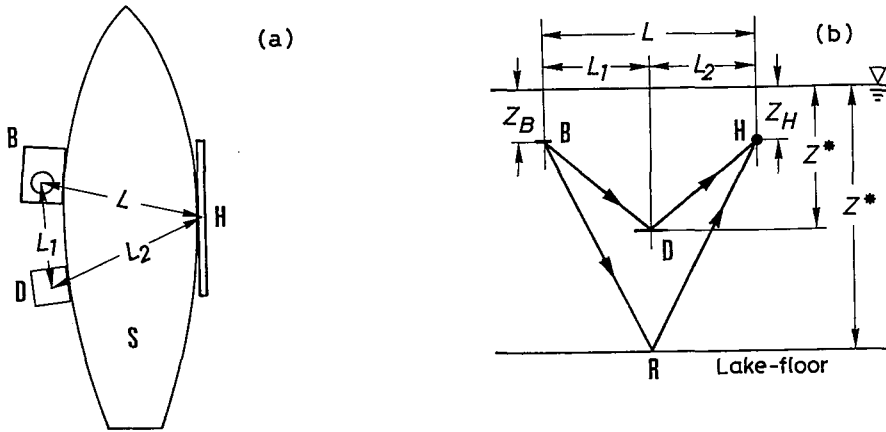


Fig. 12. A method of bathymetric test ; (a) arrangement of Boomer (B), hydrophone (H), depth plate (D) and survey ship (S), and (b) typical propagation paths of acoustic sound in water from Boomer through depth plate or lake-floor to hydrophone. R : reflection point of acoustic sound on the lake-floor.

まず Fig. 12 に、アンカーで固定した調査船の右舷にハイドロフォンを左舷にブーマーを配し、ブーマーの後方でスチール製の深度板を 5 m 間隔ごとに降下させることにより行った水深テストの一例を示す。最短の音波伝播経路長 (Fig. 12b 参照) を $2P$ 、水中音波伝播速度を V_w とすれば、ユニブーム水深 Z_U は $P = \alpha Z_U$ という簡単な方法で更正することができる。ここで $\alpha (= V_w / V_U)$ はほぼ一定な値をとり (0.95–0.98, $V_w = 1,425\text{--}1,470 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$)、平均で 0.97 ($V_w = 1,455 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$) である。したがってユニブーム水深 Z_U は、Fig. 12b を参考にして、関係式

$$Z^* = (\sqrt{(2\alpha Z_U)^2 - L^2} + Z_B + Z_H) / 2 \quad (1)$$

によって、水深 Z^* に変換することができる。ただし、 L はブーマー～ハイドロフォン間隔、 Z_B と Z_H はブーマーおよびハイドロフォンの深さである。なお水中音波伝播速度 V_w が上記のような値をとることについては、琵琶湖の平均的な水温条件を考慮すれば説明がつく。

V. ユニブーム反射面と火山灰層との対比

今回、ユニブーム水深の更正方法が明らかになり、また以下で述べるように 200 m 掘削地点にかなり近いところでも 1,400 m 掘削地点と一連のユニブーム記録が得られたという新たな状況を踏まえて、ここではユニブーム反射面と火山灰層との対応の問題に一応の区切りをつけてみたい。

掘削作業がまだ続行されていた 1983 年 5 月 24 日、1,400 m 掘削地点周辺のユニブーム調査を行ったが、そのうち、掘削塔の南約 50 m 地点を通る東西測線のユニブーム記録がすでに例示した Fig. 3 である。200 m 掘削地点は 1,400 m 掘削地点の東約 350 m に位置するが、本測線は、1,400 m 掘削作業占有域を示す半径 500 m 地点も通過しているので、ほぼ 200 m 掘削地点の近傍 (誤差はおよそ 100 m 以内) を通っていると思われる。このように Fig. 3 のユニブーム記録によって、1,400 m および 200 m 掘削地点で火山灰層との対応の問題を考察することが可能になる。ただ残念なことに、ユニブームの探査深度範囲である最上部数 10 m 程度の厚さの 1,400 m 掘削試料は採取率が低かったために、火山灰層の深度が精度良く決まらなかった (横山, 1986)。しかし 1,400 m 掘削地点の近傍では掘削に先立つ事前調査が 1981 年 9 月に行われ、その時採取された 12 m 長の掘削試料中に二層の火山灰が確認されたので、1,400 m 掘削地点についてはこの事前掘削の試料を採用することにする。

事前掘削試料の火山灰層をユニブーム反射面に対応させた結果を、Table 1 に示す。この表に示した反

射面 A, B の堆積深度は、堆積層中の音波伝播速度 V_s を $1,500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ と仮定して計算したものであるが、事前掘削で得られた火山灰層の堆積深度との対応はきわめて良好である。これは反射面 A, B が火山灰層に対比されることと同時に、最上部 10 m 程度の堆積層内での V_s の値はほぼ $1,500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ であることを示す。

200 m 掘削地点については、まず湖底水深を検討してみる。事前掘削地点の湖底水深 ($Z^* = 68.4 \text{ m}$; Horie, 1983) については、(1)式から $\alpha = 0.96$ ($V_w = 1,440 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$) が得られる (Table 2)。この α の値を採用して(1)式により 200 m 掘削地点のユニブーム記録から水深を求めると 67.2 m となるが、これは 200 m 掘削地点の公式の水深値 65.2 m (Horie, 1972 参照) よりも 2.0 m だけ過大で

ある (Table 2)。一方(1)式を用いて $Z^* = 65.2 \text{ m}$ になるように α を逆算すると $\alpha = 0.93$ ($V_w = 1,395 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$) となり、これは前節で述べた α の値の範囲よりも小さすぎて不相当である。以上の結果は、200 m 掘削地点の水深値 65.2 m が -2 m ほどの誤差を含んでいることを暗示する。つぎに 200 m 掘削試料の火山灰層と反射面 A, B を、堆積深度で比較すると両者が一致しないことは明らかである (Table 2)。200 m 掘削地点は事前掘削地点とは水平距離にしてわずか 350 m 程度しか離れておらず、しかも Fig. 3 のユニブーム記録からも分かるように、両掘削地点の堆積層の音響的な特性はほぼ同じであると思われるにもかかわらず、200 m 掘削地点で火山灰層とユニブーム反射面との間にこのような不一致が生じるのは不合理であると考えられる。

以上に述べた 200 m 掘削地点における水深値に対する疑問点とユニブーム反射面との対応に関する矛盾点を合理的に解決するための一つの方法は、200 m 掘削試料の深度零基準面を約 2 m 下方にずらすことである。200 m 掘削試料の最上部 2.9 m は堆積物が採取されなかった (Yokoyama *et al.*, 1975) ので、このような深度基準面の変更は他になんら不都合を生じさせるものではない。このような考えに基づいて、200 m 掘削地点の湖底水深および火山灰層の堆積深度を変更した結果が、*印つきで Table 2 に示されている。この結果、反射面 A, B は、事前掘削地点の場合と同様に、二つの火山灰層 BB 15 および BB

Table 1. Correction of "Uniboom" depth Z_U , and correlation between the prominent reflectors and the volcanic ash layers, using the preparatory core sample. α : the ratio of V_w/V_U , where V_w is sound velocity in water under natural conditions and V_U is $1,500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$.

Preparatory core sample		"Uniboom" record	
Water depth of the lake-floor (m)		α	
68.4		0.96	
Volcanic ash layer Sediment depth(m)	Prominent reflector Name	Sediment depth(m)	
7.8	A	8.0	
11.2	B	11.2	

Table 2. Correction of "Uniboom" depth Z_U , and correlation between the Prominent reflectors and the volcanic ash layers (after Yokoyama *et al.*, 1975), using the 200m-core sample. The original data on depth are modified to the values with asterisks. α : see Table 1.

200-m core sample			"Uniboom" record		
Water depth of the lake-floor (m)			α		
65.2			0.96		
67.2*			0.96		
Volcanic ash layer		Prominent reflector			
Name	Thickness (cm)	Sediment depth (m)	Name	Sediment depth (m)	
BB15	2.5	10.0	A	7.8	
BB23	2.0	13.4	B	11.0	
BB51	1.5-2.0	24.9		22.9*	
BB55	44.0	26.0	C	24.6	
BB85	2.0-3.0	37.1		35.1*	
BB151	5.5	62.3		60.3*	
BB153	5.0	62.4		60.4*	
BB163	25.5	65.8	D	63.8*	
BB165	2.0-3.0	66.7		64.7*	

BB15=Ah (6.3 kyrBP); BB23=U-Okii (9.3 kyrBP); BB55=AT (21-22 kyrBP) (after Yokoyama *et al.*, 1980, Machida and Arai, 1983, and Ishida *et al.*, 1984)

23 にきわめて良好な精度で対比されることが分かる。したがって以下では、200 m 掘削試料の堆積深度については、このように-2.0 m を補正した値を使うことにする。

200 m 掘削試料の反射面 C の堆積深度付近には、隣接して出現する二つの火山灰層 BB 51 および BB 55 がある (Table 2)。これらのうちのどちらに反射面 C が対比されるかは必ずしも現段階では明らかでないが、BB 51 の厚さは 2 cm 以下と薄いのにに対して BB 55 は 44 cm の厚さをもつことを考慮すれば、音波の周波数による透過・反射特性からみて、深いところにある薄層からの反射波のエネルギーはかなり減衰されその記録を得ることが困難になると考えられるので、ここでは反射面 C を火山灰層 BB 55 に対比させておく。またこの方が、ユニブーム反射面と火山灰層との堆積深度差が小さくて対比の精度が良い。反射面 D の堆積深度 (ただし外挿値) 付近にも四つの火山灰層が密集するが、BB 163 以外はみな 6 cm 以下の薄い火山灰層である (Table 2)。反射面 C の場合と同様な理由により、反射面 D を四つの中ではもっとも厚い火山灰層 BB 163 に対比させる。

以上の議論により、ユニブーム反射面 A, B, C, D は 200 m 掘削試料中の火山灰層に対比させられる見込みが強くなり、その結果、これらの反射面はユニブーム記録上で同時代面を指示するという、きわめて重要な堆積学的意義をもつことになったと言えよう。なお反射面 A, B, C に対比させた火山灰層 BB 15, BB 23, BB 55 は、横山ほか (1980) や石田ほか (1984) により、それぞれ年代の既知な広域火山灰 (町田・新井, 1983 参照) である (鬼界-1) アカホヤ火山灰 (Ah, 6.3 kyrBP), 鬱陵-隠岐火山灰 (U-Ok, 9.3 kyrBP), 始良 Tn 火山灰 (AT, 21-22 kyrBP) であることがすでに明らかにされている (Table 2 参照)。

このように、堆積層中の火山灰層が音波探査記録によって把握された例としては、琵琶湖のほかにオーストラリア大堡礁海域 (Johnson *et al.*, 1982) や長野県野尻湖 (鈴木ほか, 1985) がある。しかし一方では、堆積物試料採取により火山灰層の存在が確認された (安川ほか, 1975) にもかかわらず、そのユニブーム記録が得られなかった長野県木崎湖 (京都大学琵琶湖古環境実験施設による調査, 未発表) の例もある。これは、ユニブームの性能や地層による音響的な特性について、まだ十分に把握・解明されていない部分があることを示し、今後の検討課題としたい。

VI. 反射面の堆積深度分布と sediment focusing

全体としてみれば堆積物蓄積の場とみなし得る湖沼において、そこに搬入される堆積物粒子が最終的には湖盆の最大水深域へと集積される現象は sediment focusing と呼ばれており、その結果、堆積速度は水深とともに増大し湖盆底域で最大に達することになる。Lehman (1975) は、sediment focusing の現われ方が湖盆の断面形状に大きく依存することを、幾何学的なモデルを用いることによって予見した。その後、円錐形状の湖盆をもつグアテマラのある小湖沼では sediment focusing が効果的に起こっていることが sediment trap 法により例証され (Deevey *et al.*, 1977)、また堆積速度が水深にほぼ比例して増大することがアメリカ合衆国の小湖沼で Pb-210 年代測定法により確認された (Evans and Rigler, 1980)。さらに Håkanson (1982) は、スウェーデンの大湖沼においても、河川流入の影響が卓越する湖岸域を除いた中央域では堆積速度は水深とともに増加することを示し、これは風波による底質の巻き上げと再移動の結果であると解釈した。このように、sediment focusing はいくつかの湖沼で確認されており、それぞれの湖沼の堆積過程や堆積機構の解明に重要な役割を果たしている。

しかしながら、これらの研究はすべて湖底の最表層、すなわち最近の堆積物に着目されたものであるが、本節で議論しようとする琵琶湖湖底の sediment focusing の問題は、過去数千年間ないし 2 万年間の堆積物を対象とするものである。琵琶湖が現在のように深くて広い湖になったのは、60 万年余り前 (Taishi *et al.*, 1986) あるいは約 40 万年前 (横山, 1986) のことであると考えられている。それ以来琵琶湖は、200 m 以上にも及ぶ厚い堆積物を湖底に蓄積させてきた (Yokoyama and Takemura, 1983) わけであるが、このような長い歴史をもつ琵琶湖湖底での堆積物蓄積の過程や機構を究明していくための一つの手掛かりと

して, sediment focusing に着目することはきわめて有意義な方策であると思われる。以下では, 過去数千年あるは2万年間に琵琶湖湖底で sediment focusing が起こっているか否かを予察的に議論する。

ユニブーム調査結果から得られた顕著な音波反射面の堆積深度の平面分布のうち, 反射面 A と C に関しては Fig. 13a, b のようになる。反射面 A, B は年代の分かっている火山灰層 Ah, AT にそれぞれ対応づけられるので (Table 2 参照), Fig. 13 の各図は, 従来より伝統的に用いられている層厚を年代差で除すことによって得られる "堆積速度" H の相対値に関する平面分布を与えるとも解釈できる。これらの図から, 水深 40-50 m より深い琵琶湖北湖の中央域では, 湖底が深くなるほど同時代面を指示する反射面の堆積深度も大きくなる傾向を示す。すなわち sediment focusing の効果が一応現われていることを示唆する(以上の傾向は反射面 B や反射面間の層厚についても同様である)。この傾向は, とくに琵琶湖北湖の北部湖盆底域の東側緩斜面において典型的にみられる。

しかしながら, 湖底堆積層は圧密により下位の層ほど単位体積当たりの堆積物の実質量は増大するのみならず, 平均的にみれば圧密の程度は水深の増加に伴ってより弱くなる²⁾と考えられるので, "堆積速度"

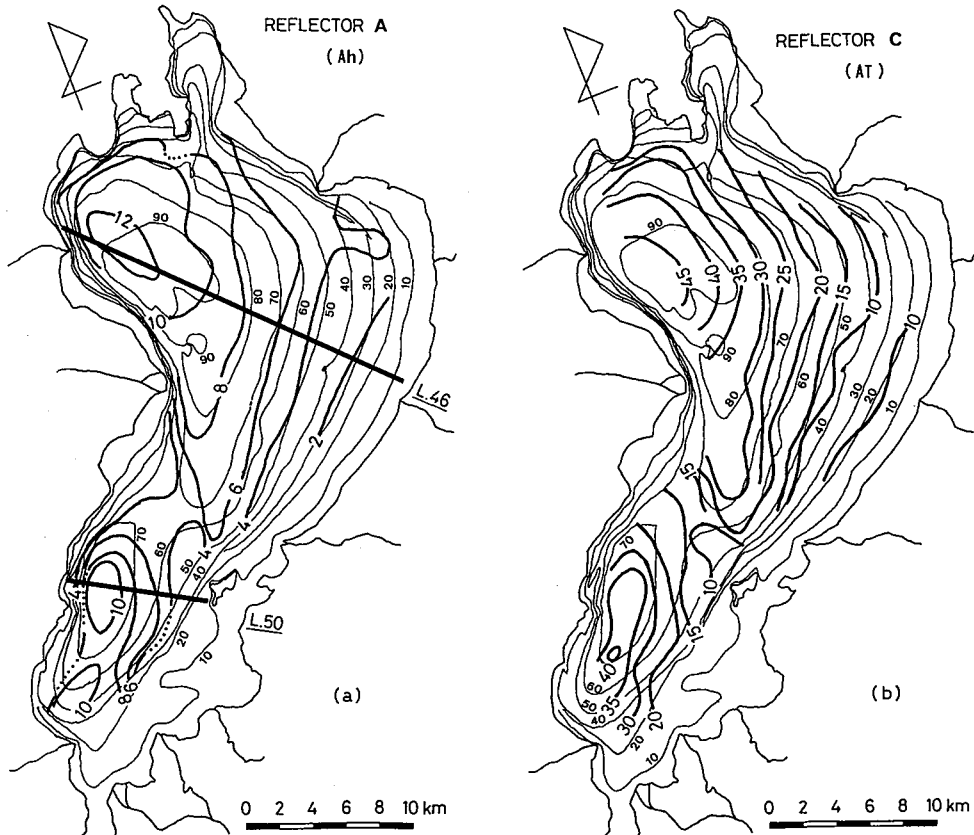


Fig. 13. Areal distributions of the sediment depths in meters (bold contour lines), (a) for the reflector A (or the volcanic ash layer Ah) and (b) for the reflector C (or the volcanic ash layer AT) in the North Basin of Lake Biwa. Acoustic velocity in sedimentary layers is assumed to be $1,500 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$. Thin contour lines show water depth in meters.

注) 未発表資料に基づいたものであるが, 湖底表層 50-70 cm についてはこの傾向が顕著にみられる。しかも, たとえば, 水深 30 m では堆積深度 50 cm で ρ_B が $1.4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ を越えるが, これは 1,400 m 掘削試料 (水深 68.4 m) ではおよそ 10 m の堆積深度における ρ_B の値 (TAISHI *et al.*, 1986 参照) に匹敵する。このことから, 堆積深度数 10 cm 以上においても, ρ_B の水深による同様な傾向が続いているものと推定される。

H はこのような圧密の影響を受けてしまい、様々な堆積深度や場所の堆積速度を相互に比較するのに不適切である。sediment focusing を厳密に議論するためには堆積層の圧密の影響が排除された堆積物粒子そのものの堆積速度を知る必要があり、そのような堆積速度として、ここでは単位時間および単位面積当たりに湖底面に正味沈積する堆積物粒子の乾燥質量 S を導入する (S は $ML^{-2}T^{-1}$ の次元を持ち、速度の次元 LT^{-1} とは異なるけれども、ここでは便宜的に堆積速度と呼ぶ)。堆積層の圧密量をかき密度 (間隙水を含む) ρ_B で代表させるならば、 S は次式から求まる。

$$S = H [\rho_s (\rho_B - \rho_w) / (\rho_s - \rho_w)] \quad (2)$$

ただし ρ_s および ρ_w は、それぞれ堆積層の粒子密度および間隙水密度であり、どちらも一定と仮定して差支えない。

以下では Fig. 13a に示したように、北部湖盆地と南部湖盆地から NW-SE 方向の代表的な測線 (それぞれ L. 46, L. 50) を一本ずつ選んで、堆積速度 S と水深の関係を探る。また琵琶湖北湖の南北両湖盆地はともに、湖の南北中心線より西側に偏っていることを考慮して、ここでは最大水深点の北西側と南東側とを区別する。まず L. 46 と L. 50 における各反射面の堆積深度および反射面間の層厚の水深による変化は、Fig. 14a および Fig. 15a のようになる。この図によれば、堆積深度や層厚は最大水深点ではほぼ最大に達するが、北部湖盆地では堆積深度等最大域が最大水深点のやや北西側に移っているように思われる。なお水深は、 $\alpha = 0.97$, $L = 5$ m, $L_B + L_H = 1$ m として(1)式によりユニブーム水深から変換した。

つぎに(2)式により堆積速度 S を求めるためには、堆積層のかき密度 ρ_B (または含水率) の鉛直分布が各水深で分かっている必要はないが、現在のところ琵琶湖でそのような資料が得られているのはごく限られた地点である (Yamamoto *et al.*, 1974, 200 m 掘削地点; Yamamoto *et al.*, 1981, 1982, 安曇川と犬上川とを結ぶ測線上 15 地点の湖底最表層 10-20 cm; Taishi *et al.*, 1986, 1,400 m 掘削地点; 井内ほか, 1986, 長浜市沖合 4 km 地点の 20 m 長掘削試料)。湖底表層 1 m 以内については ρ_B の鉛直分布に関する未公表資料がいくつかあるので、これらも含めて今考えている堆積深度までの妥当な ρ_B の平均値の範囲を水深ごとに想定してみると、L. 46 および L. 50 に対してそれぞれ Fig. 14b と Fig. 15b のようになる。

以上の ρ_B を用いて反射面 A および反射面 C に

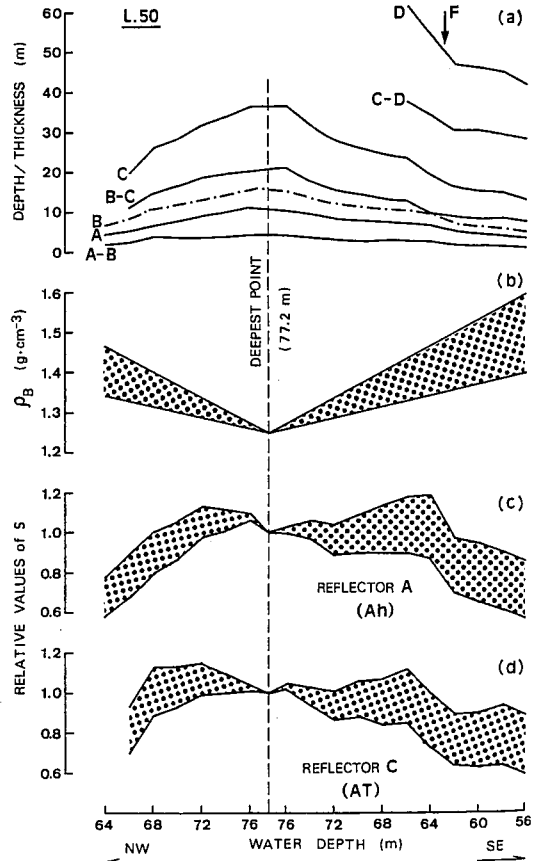


Fig. 14. Estimation of sedimentation rate in mass for water depth along L. 46 in Fig. 13a. (a) : changes in sediment depths of the reflectors (A, B, C and D) and in sediment thicknesses between the reflectors (A-B, B-C and C-D); (b) : change in the range of bulk density ρ_B in the uppermost several tens meters of the sedimentary layer; (c) and (d) : changes in the ranges of relative values of sedimentation rates in mass, S , for the reflectors A and C, respectively. These comments and notations are also applied to Fig. 15. F : fault (see Fig. 3).

ついて(2)式により S を計算し (ρ_s と ρ_w についてそれぞれ $2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ および $1.00 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ を仮定する), 各水深の堆積速度を最大水深点におけるそれとの比として表わすと, 反射面 A に対しては Fig. 14c および Fig. 15c, また反射面 C に対しては Fig. 14d および Fig. 15d のような結果を得る。これは, 過去数千年あるいは 2 万年くらいの間の琵琶湖湖底における堆積物の蓄積に関して, sediment focusing の効果が現われていることを強く示唆する。とくに湖盆底域の南東側緩斜面では, 堆積速度は水深ときわめて良好な相関関係をもつ。ただし最大水深点の北西側では, 堆積速度はなお大きい傾向が認められ, これは, ρ_B の想定が妥当でなかったのか, あるいは湖盆底域が西岸に近いための影響が現われているのか, さらには最大水深点で代表される湖盆底域の変遷を物語るのか, 今後の問題点である。また L. 50 では, 正断層 (Fig. 3 参照) の湖心域側で堆積速度が急に大きくなっているが, これは長いタイムスケールにおける sediment focusing の成因を明らかにする上で, 一つの手掛かりになると考えられる。

以上で議論したように, 過去数千年あるいは 2 万年といった長いタイムスケールでは, sediment focusing が琵琶湖湖底の中央域で起こっていることはほぼ確かであると思われる。しかしこれに関する実証的な資料が乏しいことや, さらには sediment focusing の原因となる堆積機構や, またそのような堆積過程を明らかにしていくことの意義を考えるならば, 今後の調査研究はますます重要なものになるであろう。

謝辞 この報告をまとめるにあたって, 数々の有益な御援助と貴重な御意見をいただいた京都大学理学部琵琶湖古環境実験施設の堀江正治教授に深く感謝の意を表します。

文 献

- DEEVEY, E. S., H. VAUGHAN and G. B. DEEVEY, 1977. Lakes Yaxha and Sacnab, Peten, Guatemala: planktonic fossils and sediment focusing. *Interactions between Sediments and Fresh Water*, ed. by H. L. GOLTERMAN, Junk, The Hague, 189-196.
- D'OLIER, B., 1979. Side-scan sonar and reflection seismic profiling. *Estuarine Hydrography and Sedimentation*, ed. by K. R. DYER, Cambridge University Press, Cambridge, 57-86.
- EVANS, R. D. and F.H. RIGLER, 1980. Measurement of whole lake sediment accumulation and phosphorus retention using lead-210 dating. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **37**, 817-822.
- HÅKANSON, L., 1982. Bottom dynamics in lakes. *Sediment/Freshwater Interaction*, ed. by P. G. SLY, Junk, The Hague (*Hydrobiologia*, **91**), 9-22.
- HORIE, S., 1972. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene (First Edition)*, 93pp.
- HORIE, S., 1983. Technical report on deep drilling of Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, Vol. 11, ed. by S. HORIE, 11-22.

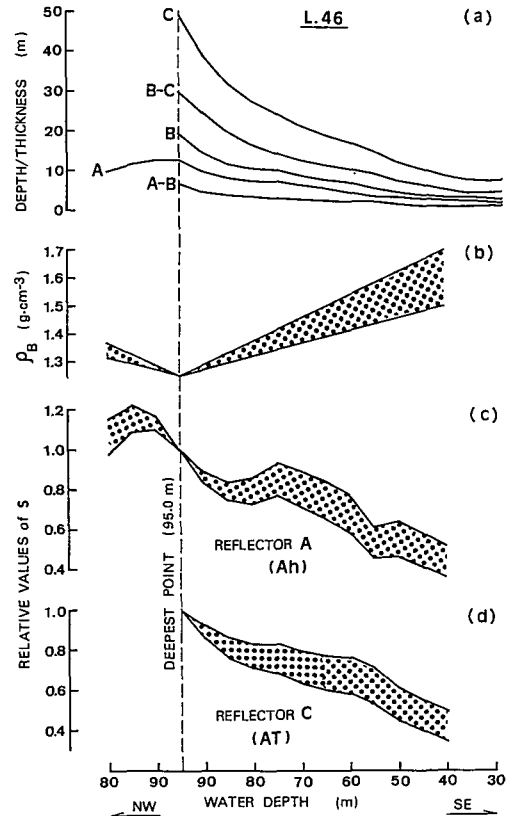


Fig. 15. Estimation of sedimentation rate in mass for water depth along L. 50 in Fig. 13a.

- HORIE, S. and S. TANAKA, 1983. On the investigation of the lake basin structure by air gun method (II). *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol. 11*, ed. by S. HORIE, 5-10.
- 井内美郎・横田節哉・齋藤文紀・村上文敏・中尾征三・竹内三郎・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, 環境庁, 74.1-74.20.
- 井内美郎・中尾征三・横田節哉・村上文敏・齋藤文紀・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, 環境庁, 64.1-64.14.
- 石田志朗・笹嶋貞雄・横山卓雄・竹村恵二, 1984. 近畿・中国地方の遺跡に関連する火山灰層. 古文化財の自然科学的研究, 古文化財編集委員会, 同朋舎出版, 940-951.
- JOHNSON, D. P., D. E. SEARLE and D. HOPLEY, 1982. Positive relief over buried post-glacial channels, Great Barrier Reef Province, Australia. *Mar. Geol.*, **46**, 149-159.
- KANG, H. J. and S. K. CHOUGH, 1982. Gamagyang Bay, southern coast of Korea: sedimentation on a tide-dominated rocky embayment. *Mar. Geol.*, **48**, 197-214.
- 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, 滋賀県, 125-175.
- LEHMAN, J. T., 1975. Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing. *Quatern. Res.*, **5**, 541-550.
- 町田洋・新井房夫, 1983. 広域テフラと考古学. 第四紀研究, **22**, 133-148.
- 森山善蔵・日高 稔, 1981. 別府湾基礎調査 (I) —(2)ユニブーム地層探査機による別府湾の海底堆積物の構造. 大分大学教育学部紀要 (自然科学), **5**, 35-53.
- 中尾欣四郎・山下武男, 1978. ユニブーム地層探査機による網走湖の湖底堆積構造. 陸水学雑誌, **39**, 61-65.
- 奥田節夫・平野昌繁・太井子宏和・横山康二, 1986. 琵琶湖西岸における過去の崩壊に関連した湖底地形調査 (序報). 京都大学防災研究所年報, **29B-1**, 355-365.
- 塩屋藤彦・松岡弘和・井内美郎, 1985. ユニブームによる始良テフラ以降の琵琶湖の堆積層厚について. 地質学会講演要旨集, 241.
- 鈴木一久・井内美郎・公文富士夫・近藤洋一・小林雅弘・後藤昌徳・松岡弘和, 1985. 野尻湖底堆積物の音響層序. 地質学会講演要旨集, 68.
- 太井子宏和, 1984. ユニブーム地層探査機による琵琶湖湖底表層の堆積構造. 地理学会講演要旨集, **25**, 32-33.
- 太井子宏和・目黒鉄雄・堀江正治, 1983. ユニブーム地層探査機による琵琶湖湖底表層の地形及び堆積構造の紹介. 陸水物理研究会・水文学研究会合同研究会講演要旨集, 1-3.
- TAISHI, H., A. YAMAMOTO and S. KANARI, 1986. Age-scaling for the uppermost clayey layer in the 1,400 m-core sample from Lake Biwa—a preliminary study. *Jpn. J. Limnol.*, **47**, 101-108.
- YAMAMOTO, A., M. HIGASHIHARA, T. MEGURO and H. TAISHI, 1981. On properties of bottom sediments and sedimentation processes in Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol. 9*, ed. by S. HORIE, 73-93.
- YAMAMOTO, A., M. HIGASHIHARA, T. MEGURO and H. TAISHI, 1982. On properties of bottom sediments and sedimentation processes in Lake Biwa (II). *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol. 10*, ed. by S. HORIE, 59-71.
- YAMAMOTO, A., S. KANARI, Y. FUKUO and S. HORIE, 1974. Consolidation and dating of the sediments in core samples from Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol. 2*, ed. by S. HORIE, 135-144.
- 安川克巳・山本淳之・堀江正治, 1975. 湖底堆積物のコアサンプリングとその物理的性質の研究 (その1). 日本の氷期の諸問題, 式正英編, 古今書院, 4-9.
- 横山卓雄, 1986. 琵琶湖深層試錐中の火山ガラスの屈折率測定値からみた現琵琶湖堆積物の火山灰層序. 地質学雑誌, **92**, 653-661.
- YOKOYAMA, T. and K. TAKEMURA, 1983. Geologic column obtained by the deep drilling from the bottom surface of Lake Biwa, Japan. *IPPCCE Newsletter*, **3**, ed. by S. HORIE, 21-23.
- 横山卓雄・中川要之助・竹村恵二・林田明, 1980. 琵琶湖深層試錐からみた中期更新世. 第四紀研究, **19**, 185-201.
- YOKOYAMA, T., S. HORIE, N. FUJI, N. HANDA, S. KANARI, A. YAMAMOTO and K. YASKAWA, 1975. Comments on columns of the 200 m-long core sediments from Lake Biwa and mutual relations of the samples used for various analyses. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol. 3*, ed. by S. HORIE, 81-93.