

## 宍道湖西部域の湖底地形と堆積層

田村嘉之\*・中海・宍道湖自然史研究会\*

### Topography and Sedimentary layers of the western part of Lake Shinji by echosounding

Yoshiyuki Tamura and Nakaumi-Shinjiko Research Group

#### Abstract

The western part of Lake Shinji was surveyed by SH-20 echosounder to determine the topography and sediment layers to a depth of about 20m. Here, the Hii River Delta develops eastward, forming a subaquous channel with natural levees on both sides. By comparing the present results with the bottom topography surveyed during 1962-63 by the Geographical Survey Institute, the Hii River Delta is shown to have prograded eastward about 1.5km. Several reflected layers are discovered in the bottom sediments. These layers increase in number toward the river mouths. To determine the composition of these reflectors, a 1.4m long sample was taken by gravity coring and was studied by soft-X Ray and grain size analyses. Two coarse layers were identified, which correspond to the reflected layers. These two layers are assigned to be flood deposits at A. D. 1934 and A. D. 1635, respectively. The rate of sedimentation is evaluated at 2-3mm/y (before 1635), 3-4mm/y (between 1872 and 1934) and 7mm/y (after 1934).

**Key words** : Lake Shinji, Hii River Delta, size analysis, flood deposits, echo-souder.

#### はじめに

中海・宍道湖自然史研究会(略称 N. S. R.)は、1982年以來、一連の研究(その1~その12)をおこない、中海・宍道湖の湖底地形や底質についての基礎資料を蓄積してきた(三梨ほか, 1988; 徳岡ほか, 1990など)。宍道湖の湖底地形と堆積層については、1987年にアトラスデソ20型精密水深測定器(クルップ社製)およびユニブーム(EG&G社製320-1型)を用いた音響探査がおこなわれた。この時の調査では、宍道湖全般の湖底地形および堆積層についての探査がなされ、報告された(三梨ほか, 1988)。この時に用いたユニブームは、深度50mまでの状態や大きな構造をすることができる反面、浅い部分の情報を得ることが困難であった。その後、SH-10型(およびこれを改良したSH-20型)底質探査装置(千本電機株式会社製)を用いることによって、中海(徳岡ほか, 1991)および宍道湖の堆積層では、特に20m以浅の

状態をよく把握できることが明らかになった。本研究では、SH-20型底質探査装置を用いて宍道湖西部を調査した結果を記載する。また、湖底下堆積物中に見られる反射層が斐伊川の河口に近いほど多く記録されることが明らかになったので、その反射層と斐伊川から運搬される堆積物とのかかわりについて述べる。

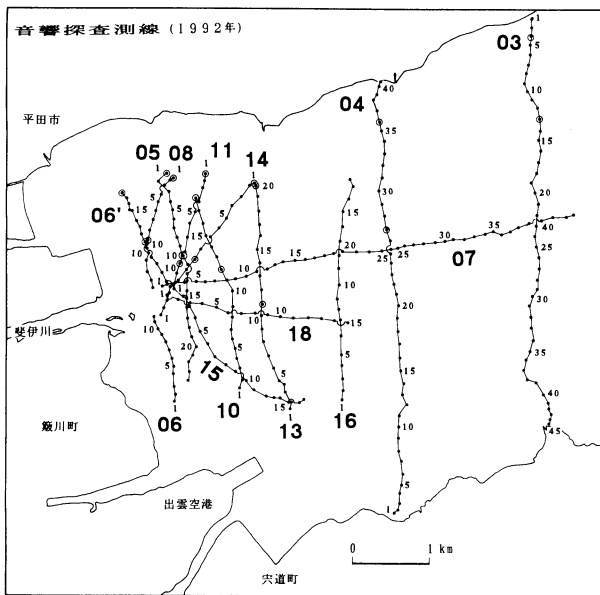
#### 調査方法

調査は、1992年7月14日、25日、8月20日の3日間に宍道湖西部において島根県水産試験場三刀屋分場の「はるかぜ」を使用しておこなった。船位の決定はGPSプロッタ・JLU-121P(日本無線株式会社製)により行った。調査測線を第1図に示す。湖底地形および湖底下堆積物については、島根県水産試験所三刀屋分場所有の精密音波探査装置SH20型(千本電機株式会社製)を用いて調査を行った。

#### 湖底地形

SH-20型の記録から読み取った水深をもとに斐伊川デルタおよびその周囲の湖底の等深線図を作成した(第2

\* 島根大学理学部地質学教室  
Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University,  
Matsue 690, Japan.



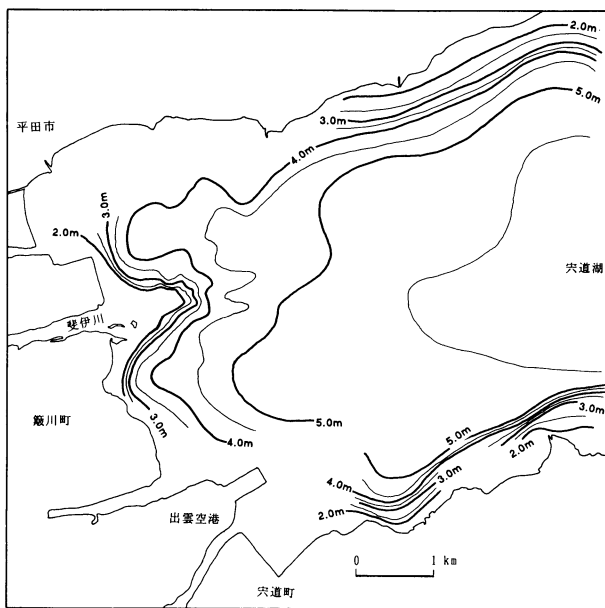
第1図 調査地域における音響探査測線  
 ○●●●●○ は第8図の断面図の区間

図). ただし、今回の水深の記録は、東京湾平均海面 (T. P.) への補正を行っていない。

1. 現在の地形

調査地域は斐伊川河口デルタの突出部にあたり、東側に緩く傾斜していて、湖底平原に移化している。さらに南側に湖の最深部を持っている。調査地域の地形は、大きく3つに区分することができる (第3図-A)。

a) 頂置面 水深が2 m以浅、傾斜はほとんどなく平均0.05度である。測線05, 06, 06' および07の記録をみる

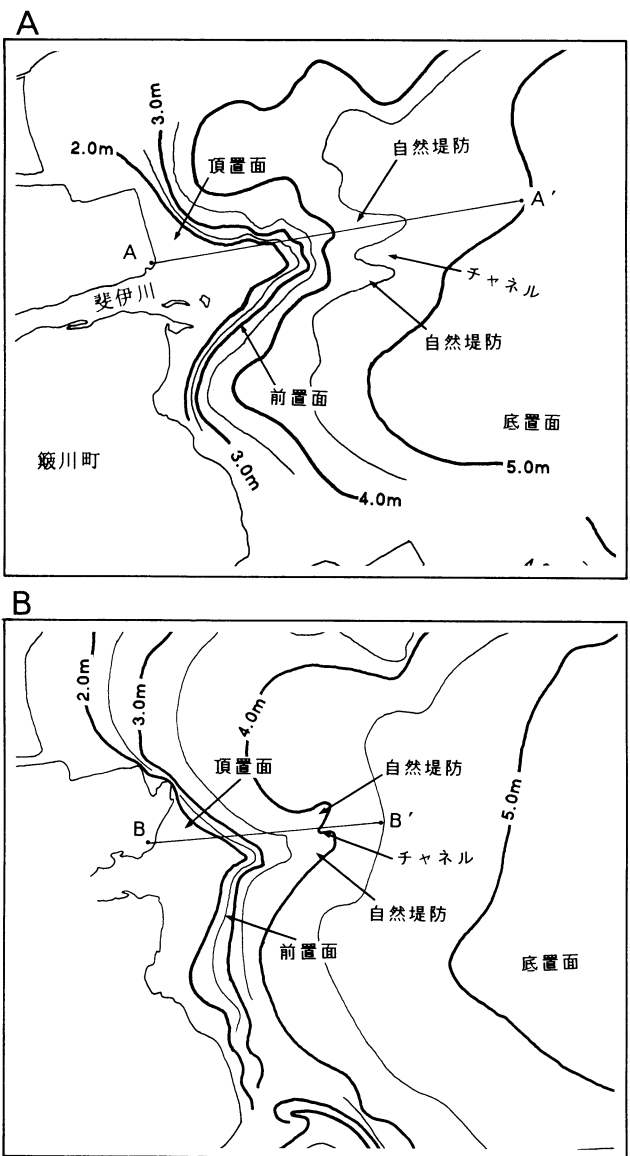


第2図 宍道湖西部の湖底地形

と、この部分はほとんど平坦な地形をなし、斐伊川の流路の延長部と考えられるような凹部をみることができない (第4図-1)。一方、国土地理院発行の5万分の1地形図でも記載されているが、水面上に河口州 (mouth bars) を見ることができる (第3図-A)。

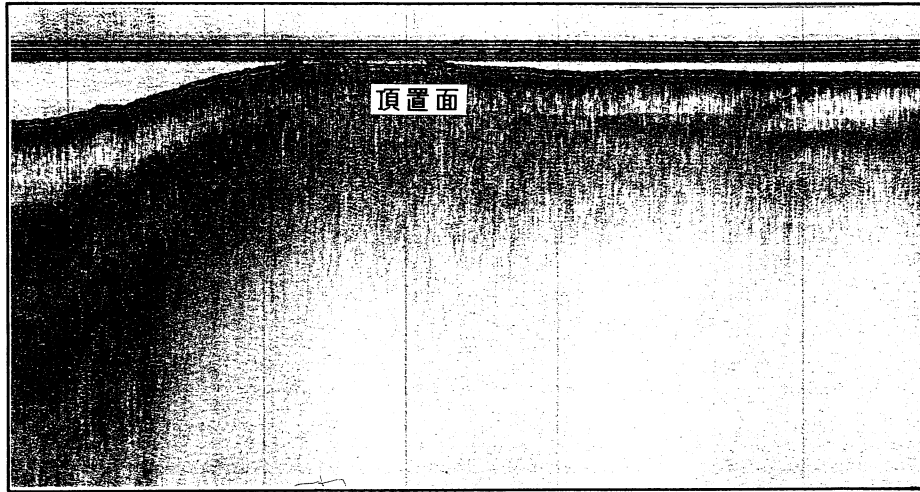
b) 前置面 水深が2~4 m、傾斜が平均0.38度である。測線07で見られるように、東方へ非常に緩やかな傾斜をなした部分である。また、頂置面と同様に斐伊川の流路の延長部と考えられるような凹部をみることができない (第4図-2)。

c) 底置面 水深が4 m以深、傾斜が平均0.04度である。この部分では斐伊川のチャンネルの延長と考えられ

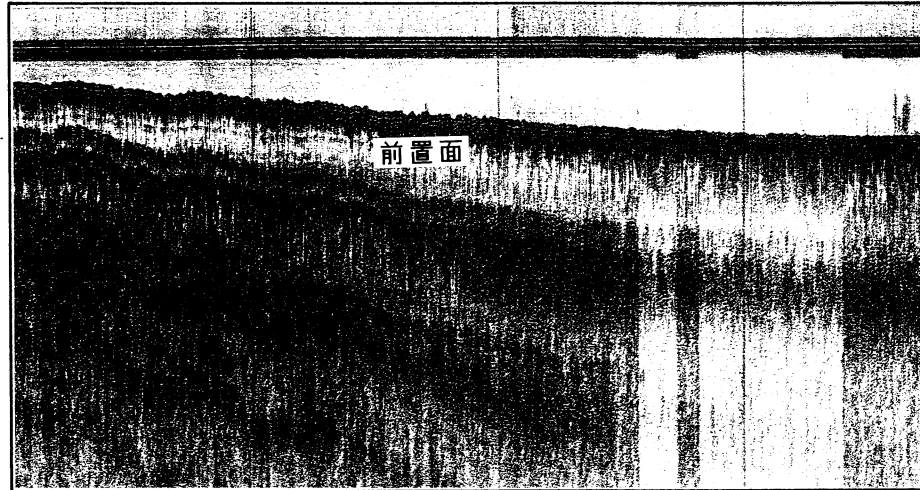


第3図 斐伊川デルタ周辺域における地形とその名称  
 (A) 1992年  
 (B) 1962-63年の湖沼図を加筆

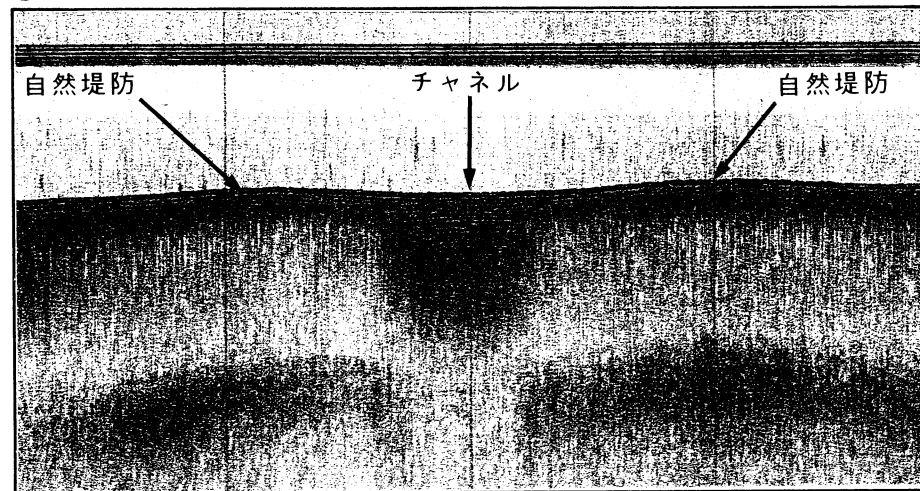
1



2



3



第4図 音響探査で記録された代表的な湖底地形

- 1) 斐伊川デルタの頂置面 (測線08及び09)
- 2) 斐伊川デルタの前置面 (測線07)
- 3) 斐伊川デルタの底置面 (測線10)

るチャネルと自然堤防が形成されている（第4図-3）。自然堤防は、北側の方が明瞭でチャネル部との差は最大50cmである。自然堤防は東北東および南東方向へ、チャネルは東南東に伸び、消滅している（第3図-A）。

## 2. 30年間の地形変化

上記で明かにされた湖底地形を1962-63年測量の国土地理院による1万分の1湖沼図と比較してみる（第3図）。図に示したように、斐伊川河口から斐伊川デルタ突出部の末端部までの距離は、1962-63年では1.5km（B-B'）で、1992年では約3km（A-A'）に達している。また、過去30年間（1962, 63年から1987年）の水深変化をみると、現在の地形では自然堤防に当たる部分および、北岸の小河川の延長部で、水深の浅化が著しい（第5図）。後者の部分は非常に限られた地域でのみの減少であるが、前者は斐伊川デルタの前面に水深の浅化域が広く分布している。

## 湖底下堆積物

### 1. 音響探査記録

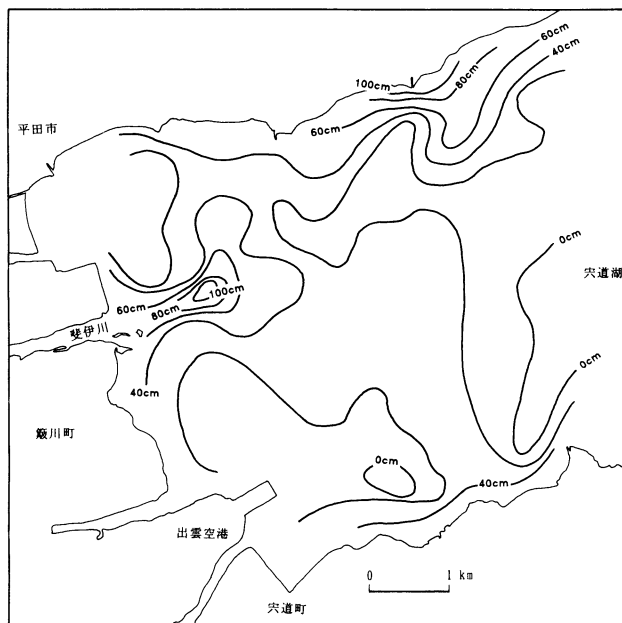
本調査でおこなった音響探査記録の測線を第1図に示す。調査地域の北部では洪水成堆積層と考えられる明瞭な反射面（同層の反射面の存在はすでに中海・宍道湖自然史研究会ほか（1985）でも明かにされている。）の記録を得ることができた。一方、南部は散乱層の存在により記録は不明瞭であった。散乱層の分布を第7図に示す。散乱層の分布については、1987年の調査でも記録されている（三梨ほか、1988）。1987年の散乱層の分布と今回の分布とを比較すると、全体としてはあまり違いが認められない。しかし、調査地域の北西部では1987年に認められた散乱層が今回の調査では認められなかった。このことは、音響探査機の性格の違いを反映していると考えられ、浅い部分の堆積物の記録としては、今回使用したSH-20型精密音響探査機がより優れているといえる。そこで、今回の調査では比較的浅い部分の堆積物の特徴について、とくに散乱層の少ない部分の記録について記載する。記録及びその解析図を第8図に示す。

#### A. HI9203

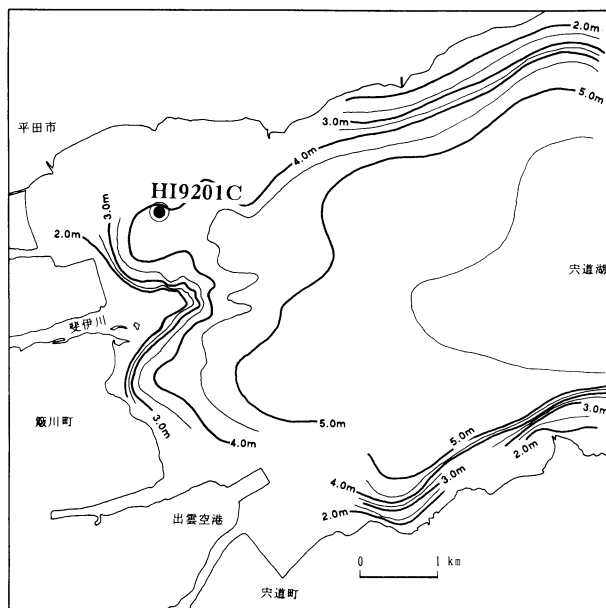
反射面の記録は合計13枚である。この中で特に強い反射面の記録は、[2], [3], [4], [6], [10], [12]である。音響基盤とその上位の反射面との関係はアバット不整合である。散乱層は11付近から湖心側で出現し、湖底面まで達している。4付近では湖棚が記録されている。

#### B. HI9204

反射面は合計8枚記録されている。強い反射面は[5]と[6]で、よく連続している。それ以外の反射面は非常



第5図 宍道湖西部における過去30年間の水深差  
国土地理院1962-63年の湖沼図と三梨ほか（1988）の  
湖底地形図との比較

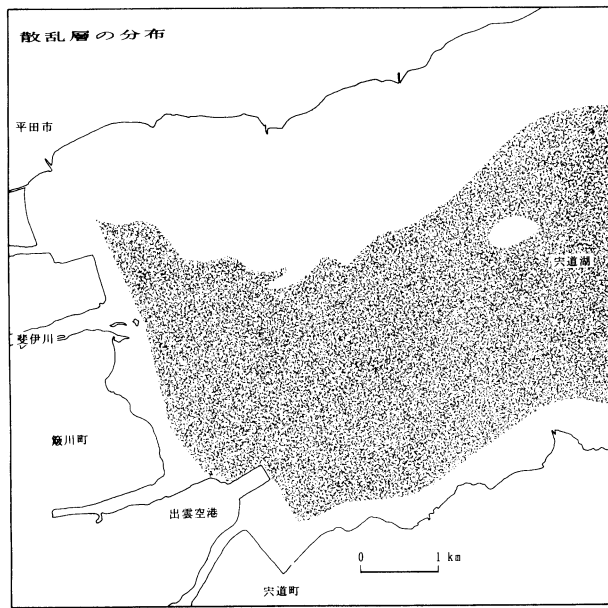


第6図 柱状採泥地点 (HI9201C)

に弱く、連続性も悪い。音響基盤はやや不明瞭であるが、湖心に向かって深くもぐり込んでいる。散乱層は、29から湖心に向かって深度6.5m以深にかけて存在する。音響基盤と反射面はアバット不整合の関係にある。

#### C. HI9205

反射面は合計8枚記録されている。強い反射面は[2], [5], [6], [7], [8]である。音響基盤の記録はやや不明瞭で、ほぼ深度7m前後で一定している。また、北



第7図 音響探査の結果明かになった散乱層の分布

側（1付近）では深度10mまでもぐり込んでいる。この音響基盤とその上位の反射面とは一部アバットの関係であるが、北側では不整合である。散乱層は、10よりも湖心側に存在する。

D. HI9206'

反射面の記録は合計6枚である。これらの中で強い反射面は、①, ③, ⑥である。全体として反射面の連続性はよい。音響基盤の記録は明瞭で、湖心に向かって深度が増している。この音響基盤と上位の反射面とはアバット不整合である。散乱層は18より湖心側で出現している。散乱層の深度は、15～18の間は深度6m前後であるが、15より湖心側では4.5m前後である。

E. HI9208

反射面の記録は合計8枚である。これらの中で強い反射面は連続性がよい。音響基盤の記録は不明瞭で、2より湖心側では記録されていない。音響基盤と上位の反射面との関係はアバット不整合である。散乱層は3より湖心側で出現している。散乱層の深度は3～6の間は深度5～6mで、6より湖心側では深度4～5mと湖底面まで達している。

F. HI9210

反射面の記録は合計6枚である。①以外の反射面の記録は非常に弱い。音響基盤は12から北側にかけて非常に明瞭に記録されている。音響基盤と上位の反射面との関係はアバット不整合である。散乱層は12より湖心側で出現し、深度は約4.5mで湖底面まで達している。

G. HI9211

反射面の記録は合計4枚である。①および②の反射面が非常に強く記録されている。音響基盤は8から北側で、その深度は北に向かって浅くなり、1から2にかけて湖底面まで達している。音響基盤と反射面との関係はアバット不整合である。散乱層は8より湖心側に出現し、湖底面まで達している。

H. HI9213

反射面の記録は合計6枚である。①, ⑤および⑥の反射面は非常に強く記録されている。音響基盤の記録は14より北側で明瞭に記録され、その深度は北側ほど浅く、20付近では湖底面に達している。音響基盤とその上位の反射面とは不整合の関係である。散乱層は14より湖心側で出現し、湖底面にまで達している。

I. HI9214

反射面は合計6枚である。①以外の反射面の記録は非常に弱い。音響基盤は8付近から北側で明瞭に記録され、その深度は北に向かって浅くなり、1～4の間では湖底面にまで達している。音響基盤とその上位の反射面との関係はアバット不整合である。散乱層は9より湖心側で出現し、湖底面にまで達している。

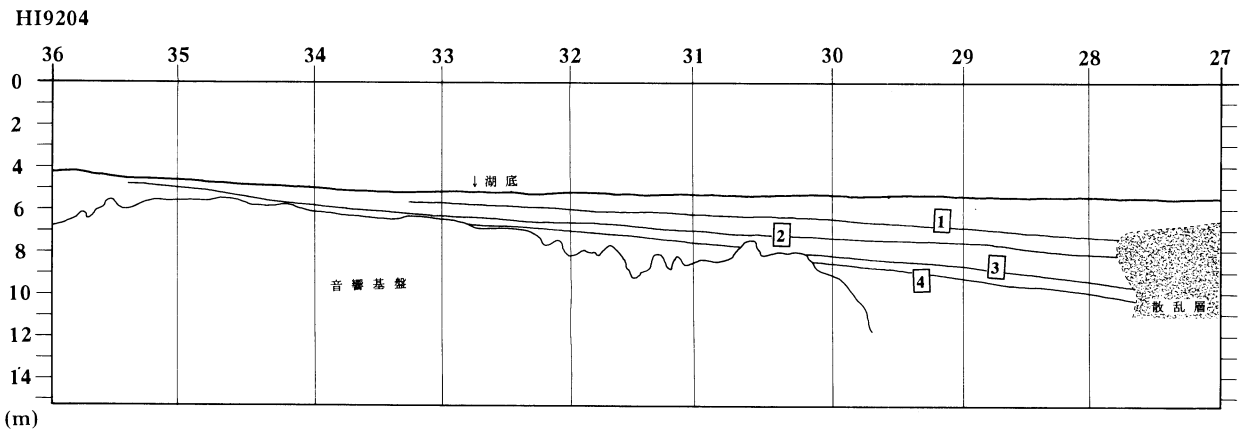
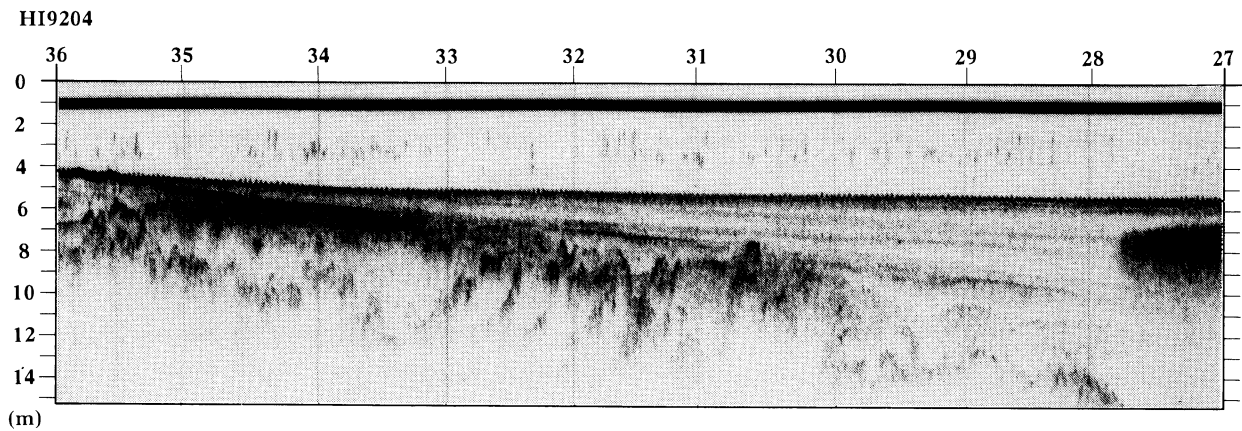
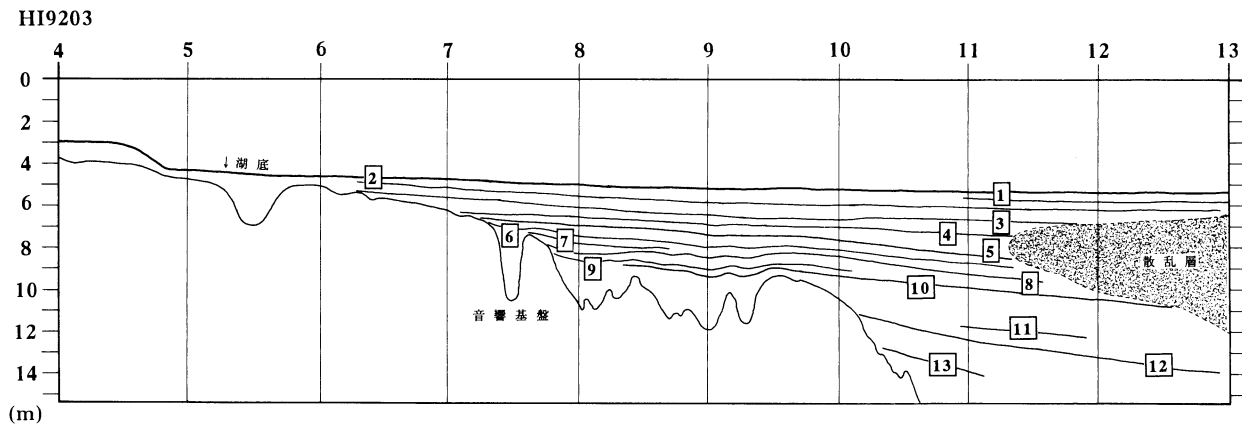
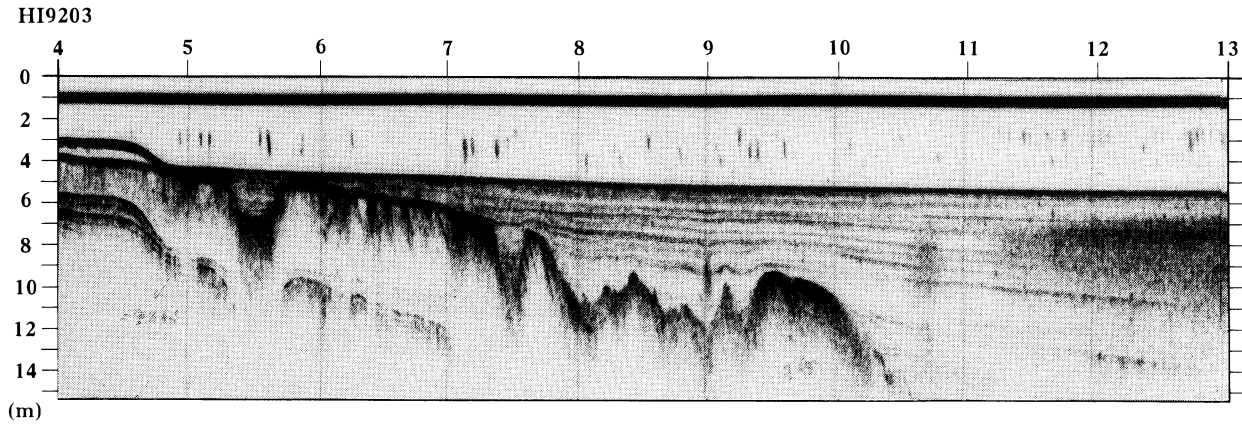
これまで記載されてきたように、北側で記録されている反射面の枚数は場所によってことなる。しかし、反射面の数は河川の河口に近いほど多く、しかも明瞭に記録されている。このことから、反射面は洪水の際に形成された堆積層を示すと考えられる。

2. 柱状採泥による湖底下堆積層の検出

音響探査によってもたらされた記録が実際の堆積物ではどの様に見られるのかを確認する目的で、音響探査によって明瞭に洪水成堆積層が記録されているポイントを選んで、柱状採泥をおこなった（第6図）。この柱状採泥には、島根大学理学部地質学教室所有の松本式柱状採泥器を使用した。使用したパイプは、全長2mの亚克力製である。今回の採泥では長さ約130cmを採取することができた。この試料は縦に半割され、化石の有無、堆積構造などの肉眼観察の後、1つは長さ25cm、厚さ1cmのプラスチックケースに整形して、軟X線写真の撮影を行い、残りは保存用試料とした。また、もう一方の試料は1cm毎に分割し、粒度分析をそれぞれ行った。軟X線写真つ粒度分析の結果をそれぞれ第9、10、11図に示す。

今回使用した粒度分析器は、本教室所有の粒度分析器SK-LASER 7000S（セイシン工業株式会社製）で行った。試料はあらかじめ1cm毎に分割されたものを使用した。試料の粒度分析は、まづ炭質物の除去するためにH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>処理後行った。

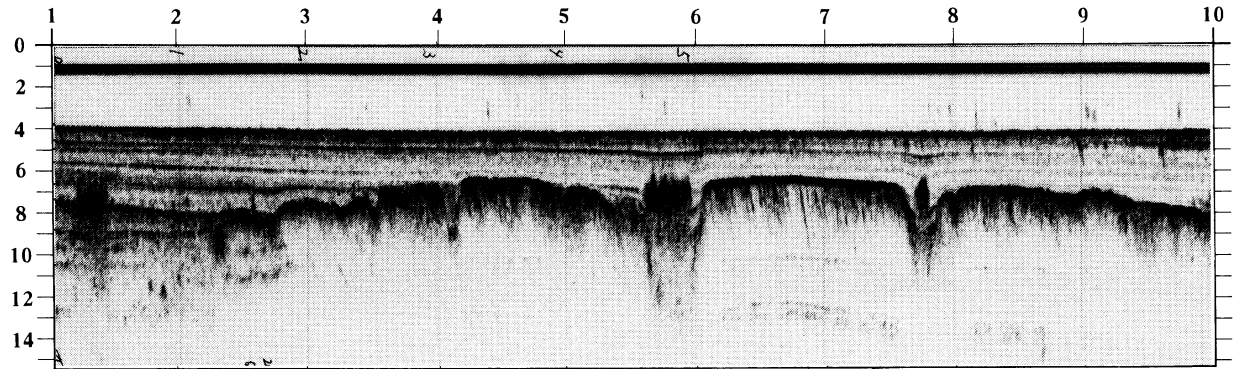
柱状採泥によって得られた堆積物は全てシルトサイズ



第8図-1 SH-20型音響探査機による記録とその解析図。それぞれの区間は第2図を参照。

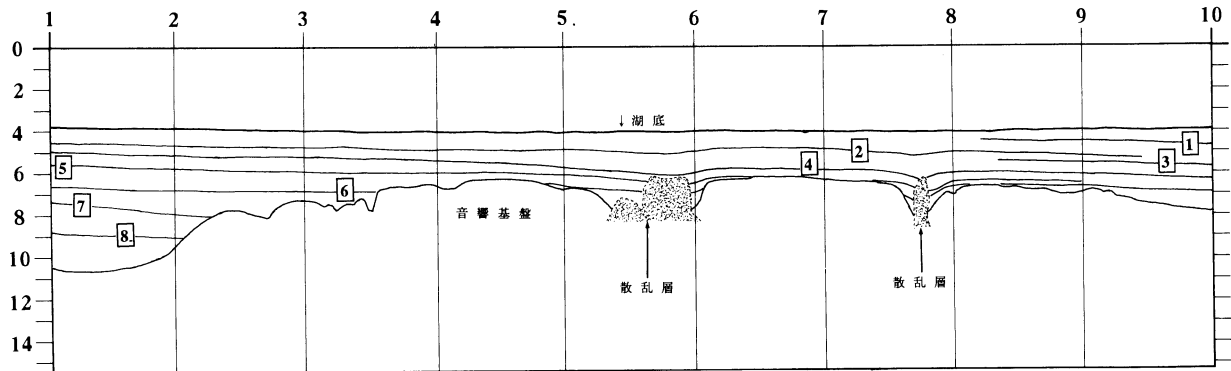
①~⑬は反射面を示す。第8図-3は HI9208 の矢印は、柱状採泥地点を示す。

HI9205



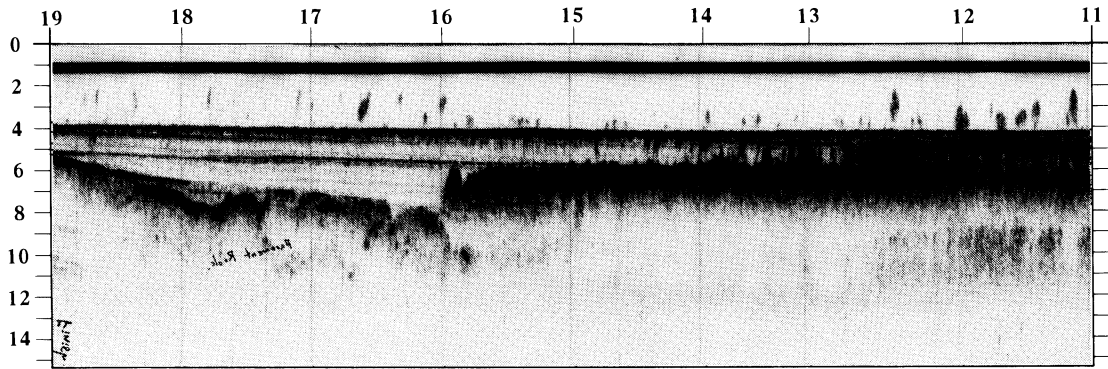
(m)

HI9205



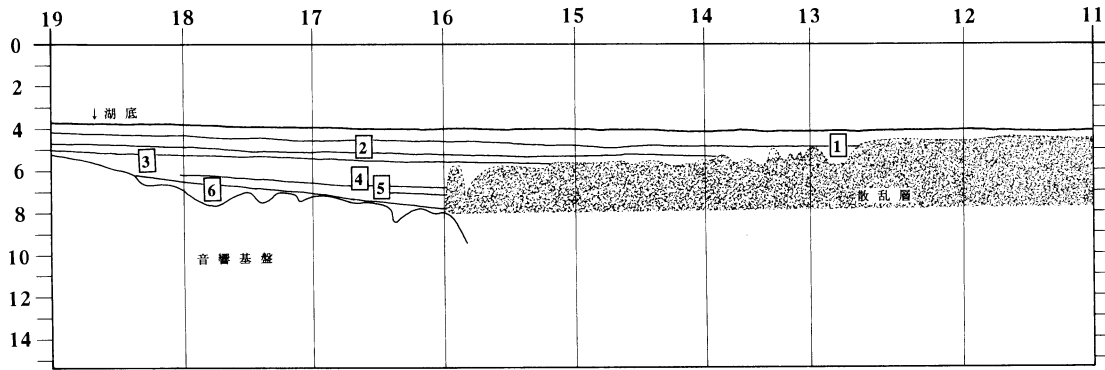
(m)

HI9206'



(m)

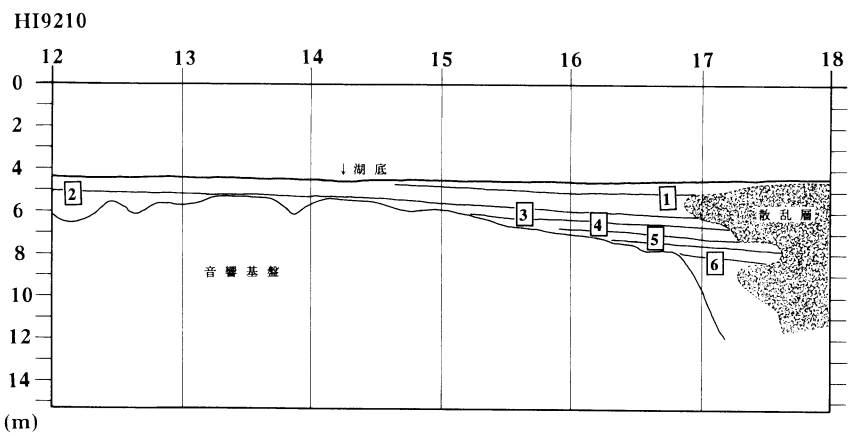
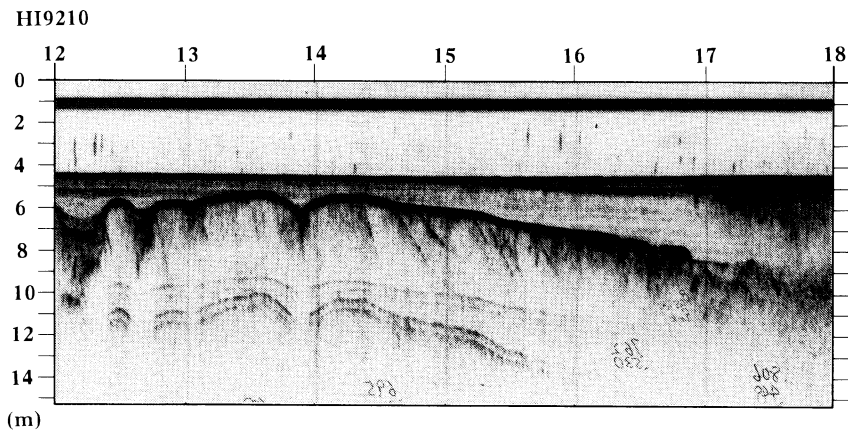
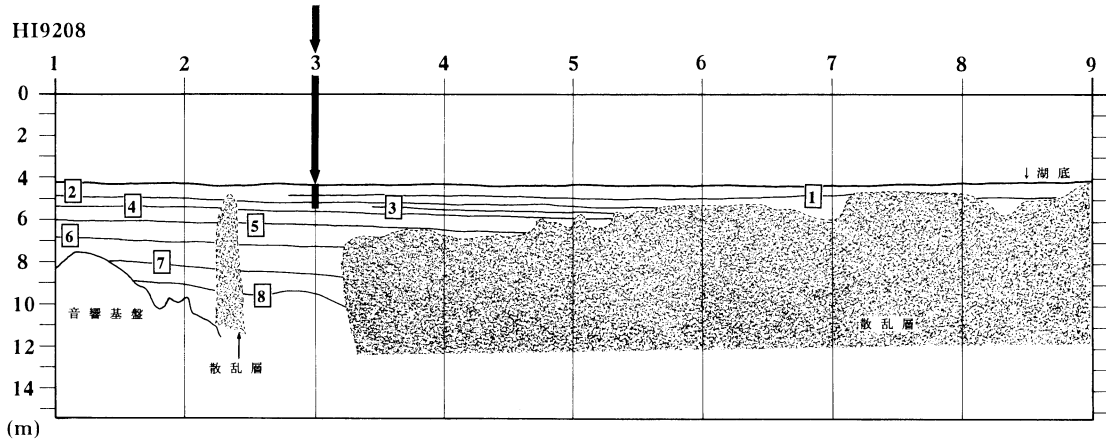
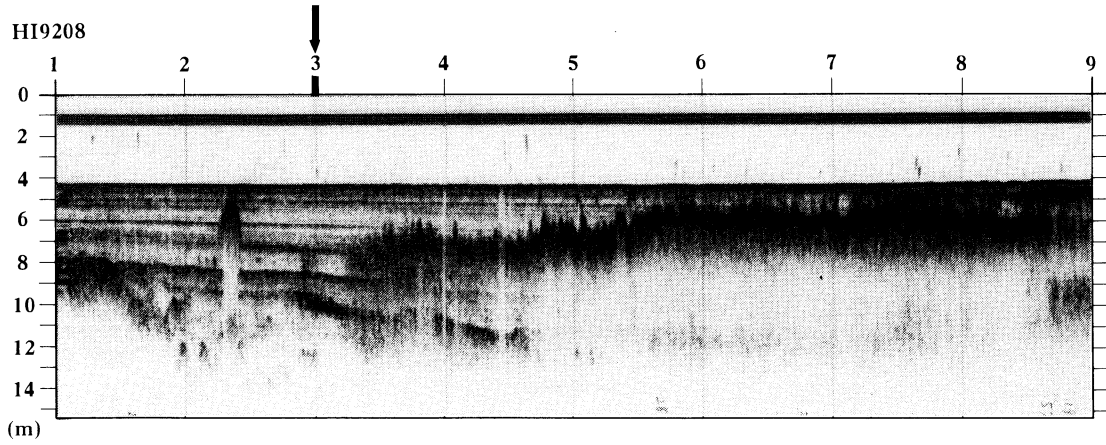
HI9206'



(m)

第8図-2

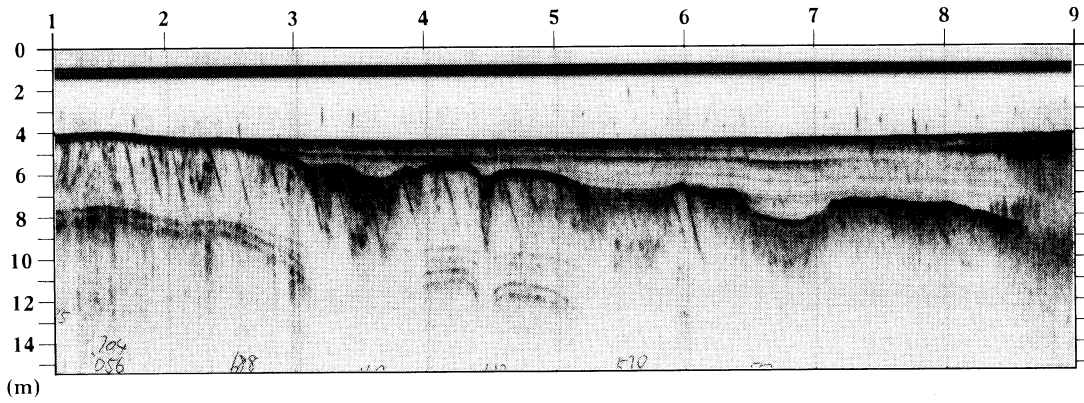




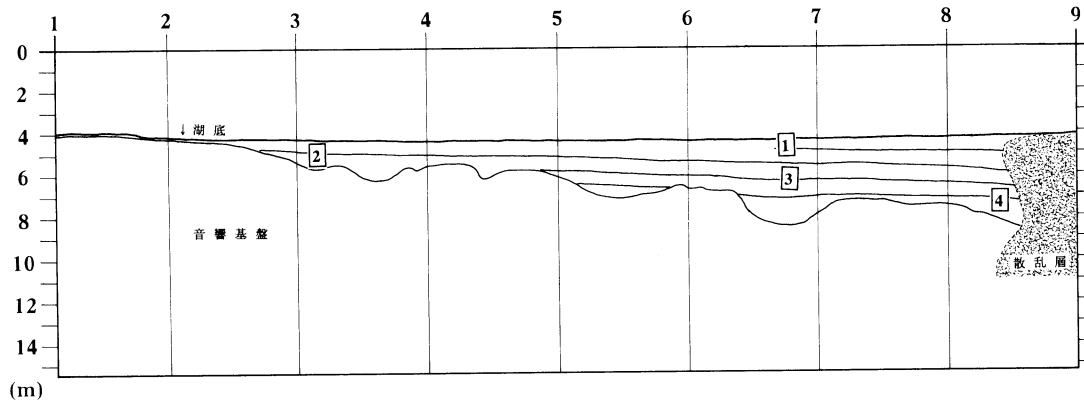
第8図-3



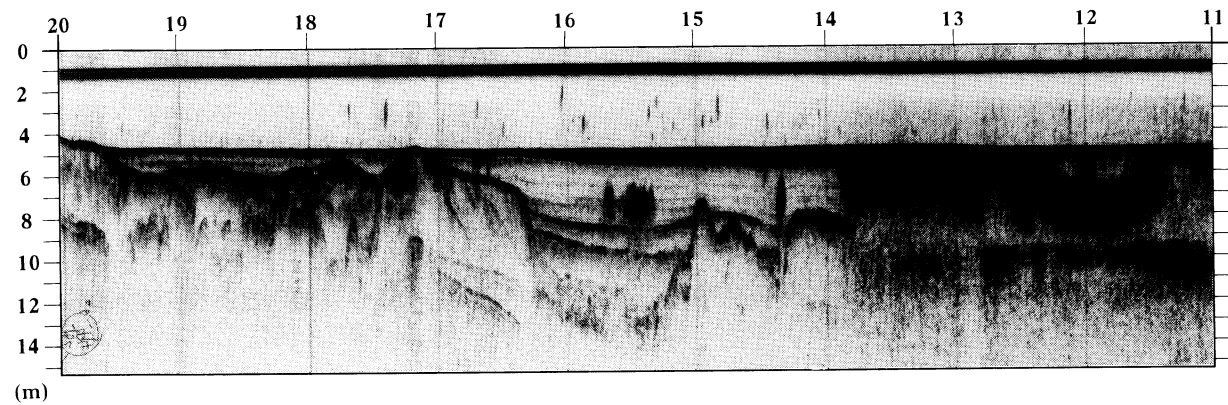
HI9211



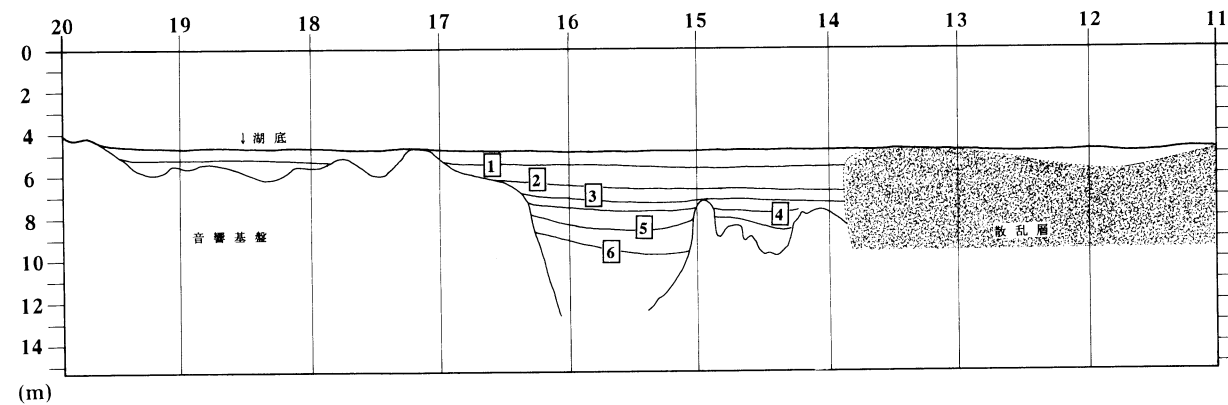
HI9211



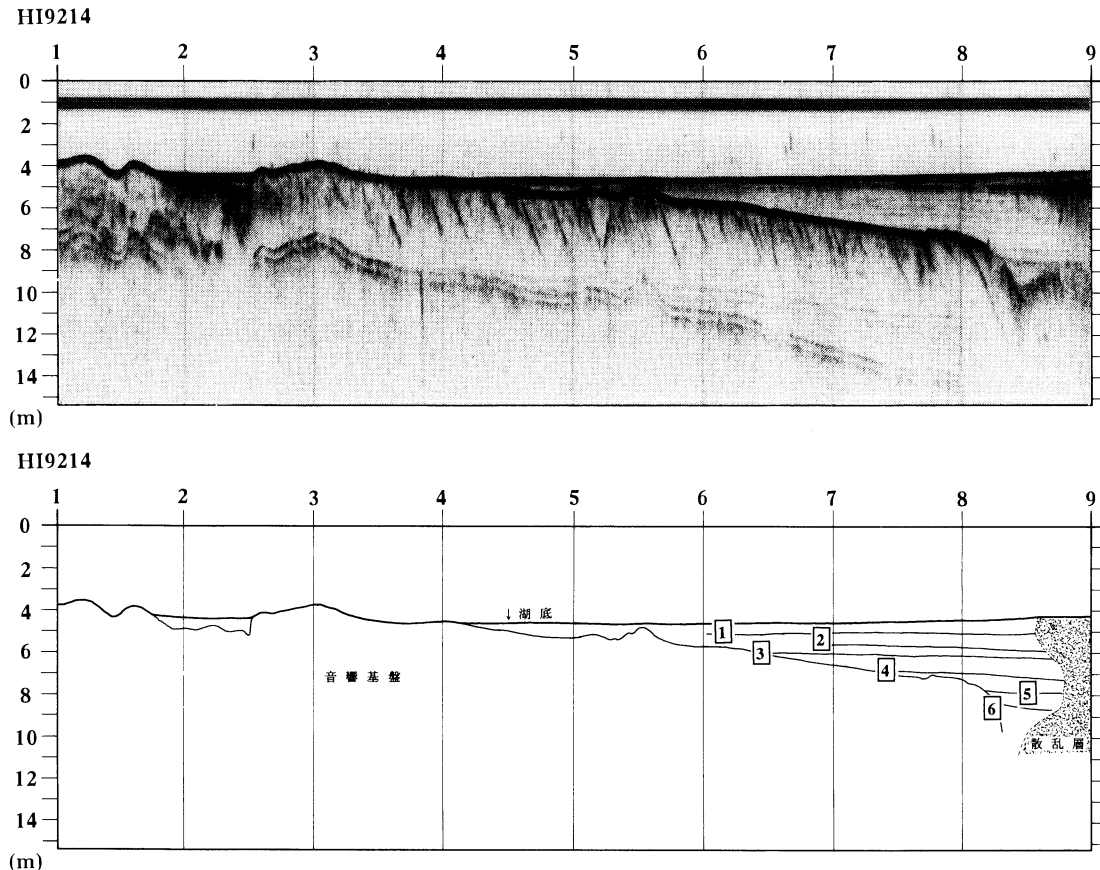
HI9213



HI9213



第8図-4



第8図-5

に相当するものでことが粒度分析から明らかになった。この中でも、4つの平均粒径値のピークが見られる。それぞれ下位から、123cm (④)、41cm (③)、23cm (②)、7cm (①)である。このうち、音響探査による記録と比較すると、反射面の①と②が、平均粒径値の③と④にそれぞれ対応していると考えられる(第7, 11図)。その他の特徴としては、72cm付近より下位(以下C層)では7.5~8.0φの間で変動しているが、40cm付近より上位(以下A層)では平均粒径値が6.5~7.0φの間で変動している。また、40~70cmの間(以下B層)では徐々に平均粒径値の増加をみることができる。

音響探査によって得られる堆積物の記録の特徴として、反射面が強く記録する原因として堆積物の粒度が粗粒であることが知られている。今回の場合も粒度分析による平均粒径値のピーク、③と④がそれぞれ①と②に相当することから、粗粒な堆積物によるものと考えられる。この粗粒堆積物は、斐伊川から運び込まれたもので、かなり大きな洪水時の堆積物と考えられる。

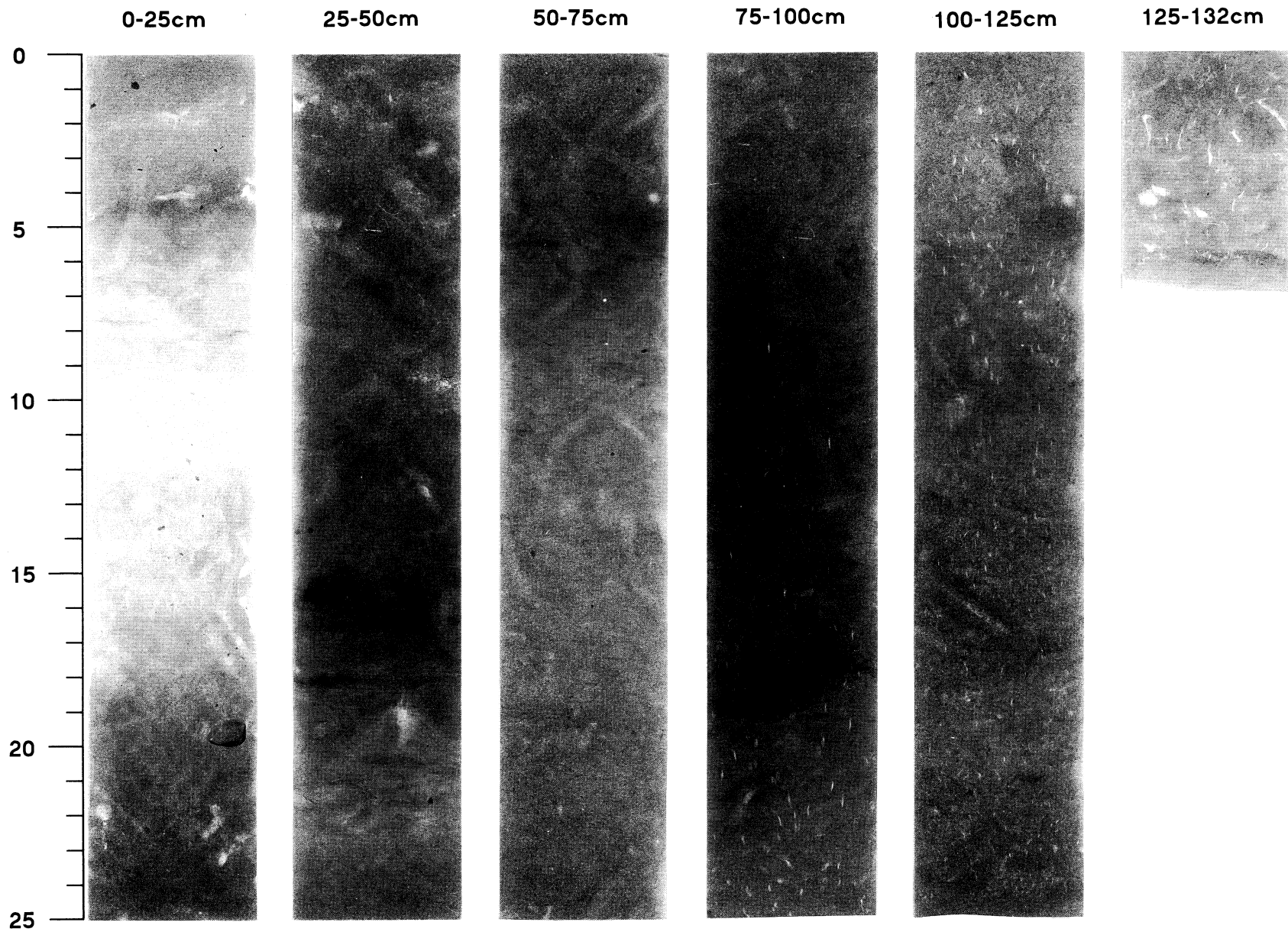
また、B層でみられる平均粒径値の増加は、いわゆる三角州のプログランドーションにもなった上方粗粒化現象によるものと考えられる。すなわち、この柱状試料の上部は三角州の前進を示すものと推測される。このこ

とから、C層から下位は河川の影響の少ない場、B層から上位は河川の影響を徐々に強く受けていったと考えられる。

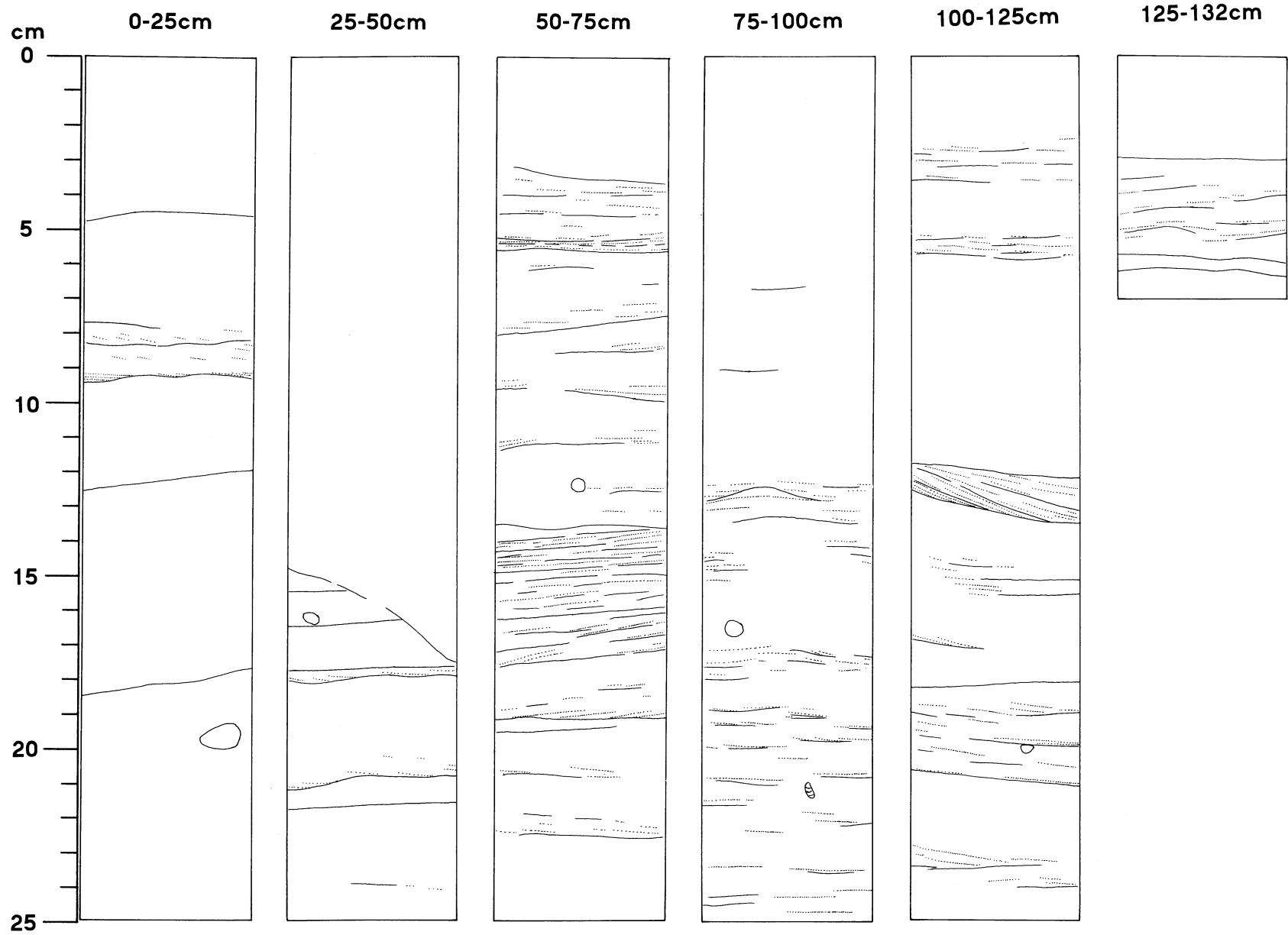
### 3. 反射面の示す年代と洪水堆積物

上述した堆積環境変化と歴史的なイベント、特に川違えや大洪水といった記録と比較検討していく。この地域にデルタの影響を及ぼす時期(B層より上位)としては、斐伊川の流路が現在の流路とほぼ同じ位置の時と考えられる。斐伊川史(長瀬, 1950編)によると、天保11年(1840年)以降の流路に相当すると考えられる。また、A層で平均粒径の変化がみられないことから、デルタのプログランドーションがほぼ停止状態になったと考えられる。この現象は、明治30年(1897年)に砂鉄生産からもたらされる流砂の規制、それ以降の河床掘削による堆積物の運搬量および堆積量の減少、そして湖岸線の前進があまりみられない(出雲工事事務所, 1977)こととよく調和的である。

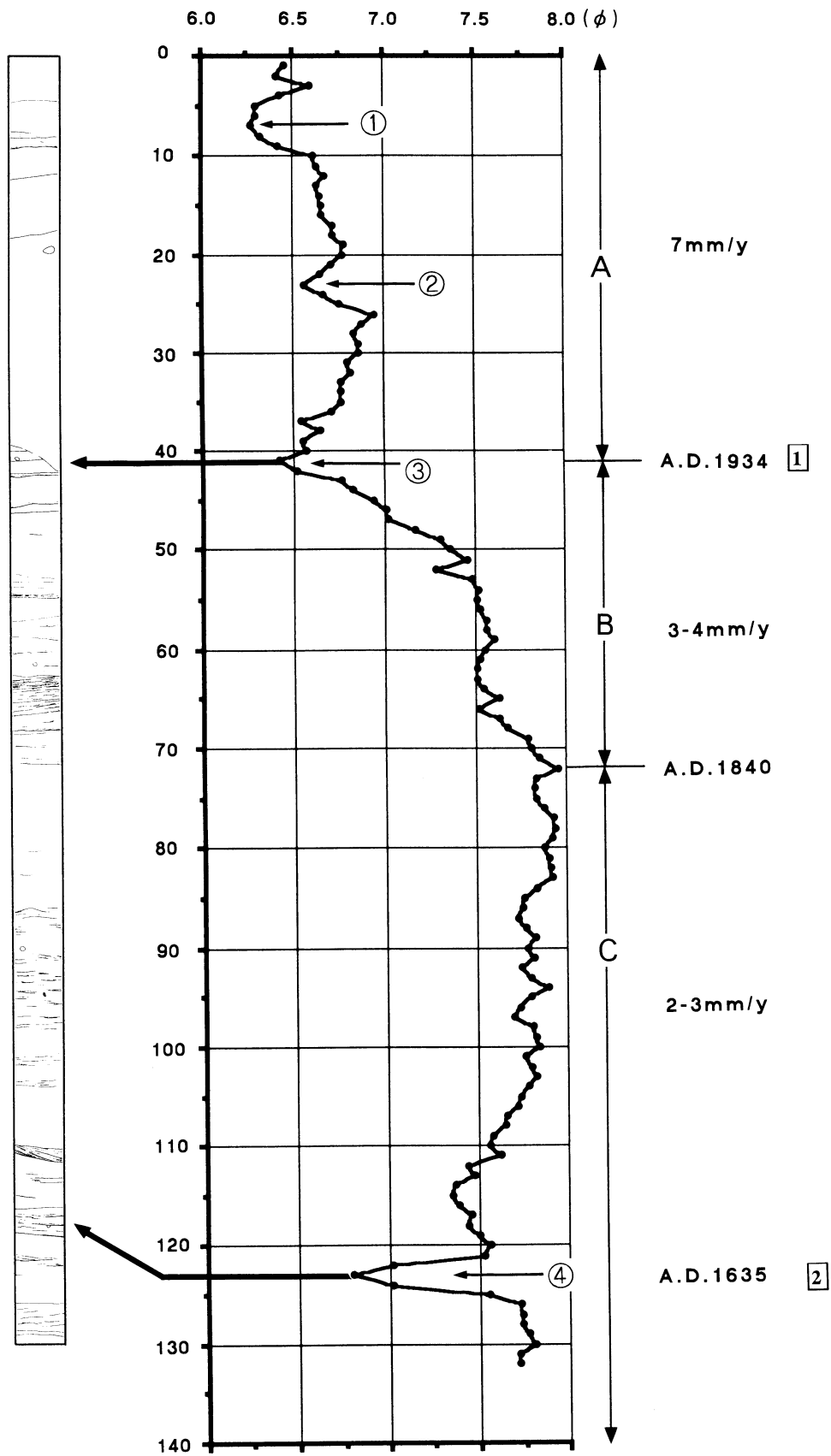
以上のことから、反射面①および②の年代を推測する。反射面①はA層の下位にみられることから、1900年初頭と考えられる。この時期の大洪水の記録としては、昭和9年(1934年)があり、その洪水時のものと考えられる。これから推定されるA層の堆積速度は、約7mm/



第9図 柱状採泥された堆積物の軟X線写真。採泥地点は第6図及び第8図-3を参照



第10図 第9図の軟X線写真のスケッチ



第11図 柱状採泥された堆積物の平均粒径値の鉛直変化（鉛直方向の単位はcm）  
 ①～④は平均粒径値のピークを，[1]と[2]は第8図-3のHI9208の解析図における反射面をそれぞれ示す。

年となる。この値は、玉井（1986MS）で求められた Pb-210 法による年代測定のうち、地形的に同じで、デルタに近接した SJ85-5 の 6.7mm/年とほぼ一致する。

反射面②はB層の下面より約55cm下位に見られることから、天保11年より以前と考えられる。この時期より以前の大洪水の記録としては、かなり多く存在する（出雲工事事務所，1977ほか）。そこで、C層の平均粒径値から推定すると、このC層は現在の湖心部に相当すると考えられる。玉井（1986MS）の Pb-210 法による年代測定のうち、湖心部の SJ85-13 における堆積速度、約 2～3 mm/年を元に計算すると、B層の下面が約270年～180年前、約1580～1670年に相当する。この時期には、寛永16年（1635年）の斐伊川東流を引き起こした大洪水がある。渡辺ほか（1988）によると、この時期の珪藻遺骸群集では淡水棲種が優勢であることを報告し、その深度を湖心部では約85cmに設定している。すなわち、今回の採泥地点はより斐伊川の河口に近いことから、より深い部分に出てくると考えられ、そのことと調和的である。以上のことから、この反射面は1635年頃と推定できる。

**謝辞** 宍道湖の調査に際して、島根県水産試験場三刀屋分場の中村幹雄氏には調査船「はるかぜ」を使用させていただき、あわせて船の操作についても便宜を計っていただいた。心からお礼を申し上げます。

## 文 献

- 出雲工事事務所，1977：地域社会と河川の歴史（Ⅱ），92p.
- 三梨 昂・後藤慎二・大西郁夫・高安克己・徳岡隆夫・渡辺正巳・安間 恵・松岡弘和・中原昌樹・水野篤行・井内美郎，1988：宍道湖の湖底地形と堆積層．山陰地域研究（自然環境），4，43-54.
- 三梨 昂・徳岡隆夫編，1988：中海・宍道湖—地形・底質・自然史アトラス．島根大学山陰センター，115p.
- 長瀬定市編，1950：斐伊川史．斐伊川史刊行会，654p.
- 中海・宍道湖自然史研究会，1985：中海・宍道湖自然史研究—その4．アトラスデソ20による宍道湖湖底の音波探査—．付宍道湖湖底状況図の作成．島根大学地質学研究報告，4，127-132.
- 玉井英典，1986：宍道湖湖底堆積物の年代測定．昭和60年度島根大学理学部地質学科卒業論文．
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂，1990：中海・宍道湖の地史と環境変化．地質学論集，36，15-34.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・米元正一・安間 恵・後藤慎二・園田 巖・鹿島 薫：中海北西部（本庄工区）の湖底地形と堆積層．山陰地域研究（自然環境），7，23-38.
- 渡辺正巳・中海・宍道湖自然史研究会，1988：中海・宍道湖自然史研究—その8．中海・宍道湖より得られた柱状試料の花粉分析—．島根大学地質学研究報告，7，25-32.