

堆積相より見た浜名湖の堆積過程と古環境

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 大塚, 謙一, 木宮, 一邦 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10297/272

堆積相より見た浜名湖の堆積過程と古環境

大塚謙一*・木宮一邦**

Paleolimnological Environment and Sedimentary
Processes of Hamana Lake, Central Japan
—Preliminary Results of Sedimentary Facies Analysis of the Lake
Floor Boring Samples—

Kenichi OTSUKA* and Kazukuni KIMIYA**

Sedimentary facies study by means of X-ray radiography and grain size analysis was carried out on the lake floor boring core samples, 85H-1, 85H-2, and 85H-3 of Hamana Lake in Tokai Region of central Honshu, Japan. The results indicate that the sedimentary facies are related to such factors as postglacial transgression processes, the manner of supply and the nature of sediments, and particularly the structure of the lake water circulation system.

The sediments of Hamana Lake can be classified into two groups of well laminated sediments and homogeneously mixed ones. These features are susceptible paleolimnological bottom environment designators, indicating either an oxygen-deficient condition of stagnant saline bottom water due to brackish meromictic stratified water structure, or well developed water circulation with active benthic biological mixing of sediments respectively.

Holocene under-water sedimentation was initiated by sandy facies bearing gravels during the postglacial transgression in Hamana Lake. Thereafter, sedimentary facies was generally changed from homogeneous silt to laminated silt, reflecting the change of water environment from surface circulation layer to oxygen-deficient stagnant bottom water. Until about 6,300 B.P., rapid supply of sands formed a sand bar topography between the northern and southern part of the lake, then sands buried the southern lake area. In the course of filling up, the facies changed from laminated sand and silt to homogeneous silty sand or well sorted sand. This means that the level of the lake floor rose again above the boundary layer between the bottom stagnant water and the surface circulation layer. Laminated silt deposition continues in the northern basin area, except from about 3,000 B.P. to 500 B.P. In this period Hamana Lake was under fresh water environment with well-developed circulation system judged from diatom assemblage, and homogeneous silt deposited in the northern basin.

1987年3月23日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.
** 静岡大学教育学部地学教室 Institute of Geosciences, School of Education, Shizuoka University, Shizuoka 422.

I. はじめに

浜名湖は基本的には後氷期の海進により浸食谷地形が水中に没したために形成されたものと考えられる。ゆえに後氷期の海進の様相、また、歴史時代から現在へ至る海水準の変動が湖自体の態様、環境の変化の主要な要因であったであろう(嶋・向坂, 1976)。また東海地方の大河川である天竜川の河口に近いため、海岸線沿いに運搬される大量の碎屑性堆積物による様々な堆積現象が、湖やその周辺の環境に大きな影響を与えていたものと思われる(加藤, 1957; 井関・加藤, 1962)。さらに東海地方に起る巨大地震、そして津波も湖の変化を引き起すものであったことが史実として伝えられている(佐々木, 1927)。

湖水環境から見ると、浜名湖は海水準とほぼ同じ水面高度を保持していたと考えられるため、種々の要因により湖口が開き、また閉じることにより湖水環境が海水-汽水-淡水と変化しやすい。また現在では汽水湖として、閉塞的な最奥部に最深部を持つ湖盆が位置するため、夏期には極端な無酸素停滞水が湖心域に生じる(Yoshimura and Wada, 1938; 阿井・戸田, 1968; Ikeya and Handa, 1972; 上村・伏見, 1979; 1980; 静岡県水産試験場浜名湖分場, 1980)。この様な湖水環境は堆積環境、そして堆積相にどの様な影響を与えていているであろうか。

我々は幸いにもこの様な汽水湖としての浜名湖の起源と地史的変遷を解明することを目的とした、浜名湖の湖底ボーリング計画による試料を研究する機会に恵まれた(池谷ほか, 1987)。予備的な結果ではあるが、ある程度の展望を得ることができたので、ここに報告する。

II. 謝辞

本研究は、「浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究」の一環として行なわれたものであり、研究を実施するにあたっては科学技術振興会を使わせていただいた。関係者各位並びに、研究の一端に加わる機会を与えて下さった静岡大学理学部地球科学教室の池谷仙之助教授に心から感謝します。また同教室の岡田博有教授、新妻信明助教授には草稿を検討していただきと共に数々の御批評をいただいた。栃木県立小

山南高校教諭の阿久津浩氏には貴重なケイ藻化石のデータの引用を許していただいた。静岡大学理学部地球科学科4年の遠藤実君、磐田郡福田町立福田小学校教諭の山崎由紀子さん、(株)静岡情報処理センターの遠藤美恵子さんにはデータの解析等につき御助力をいただいた。以上の方々に深く感謝します。

III. 浜名湖湖底ボーリングについて

先に述べた様に浜名湖は最奥部に最深部を持つ複雑な地形を示している。図1に示す様にボーリングは最深部の地点(水深12m)の、85H-1, そこから南方へ向かって85H-2および85H-3(いずれも水深5m)の3地点で行なわれた。IKEYA and HANDA(1972)によると最奥の湖心部では泥、南部の浅所では砂が分布している。つまり85H-1は現在の泥の堆積の中心地、85H-2は現在の泥と砂の分布の境界付近、85H-3は砂の堆積地の性格を代表している。掘削深度は85H-1で、16m強、85H-2で約42m、85H-3で約51mであり、それぞれのボーリングの最下部は砂礫質となっている。

IV. 研究方法

4-1. 研究試料

我々は浜名湖湖底ボーリング試料の共同研究において、堆積学的研究の分野を担当し、主に堆積物試料の粒度分布、およびX線ラジオグラフによる微堆積構造の解析を行なった。

研究試料は図2に示すように分割された。X線ラジオグラフ用には中央部のR-X部分(厚さ1cm, 幅5cm, 長さ20cm)をプラスチック製のケースに入れたものを使用した。粒度分布の分析のためには図2のR-2dの部分を使用し、全体で1サンプルとしている。つまり粒度分布の結果はほぼ5cm毎(実際には4cm厚の部分)の堆積物の性質をひとまとめに表しているものである。

4-2. 粒度分布の分析法について

堆積物の粒度分布の分析は、粒径4φより粗いものはふるい法、4φより細かいものはピペット法を用いた。分析試料はまず90°Cの恒温乾燥炉で乾燥し、秤量後、湿式ふるい法により4φより粗いものと細

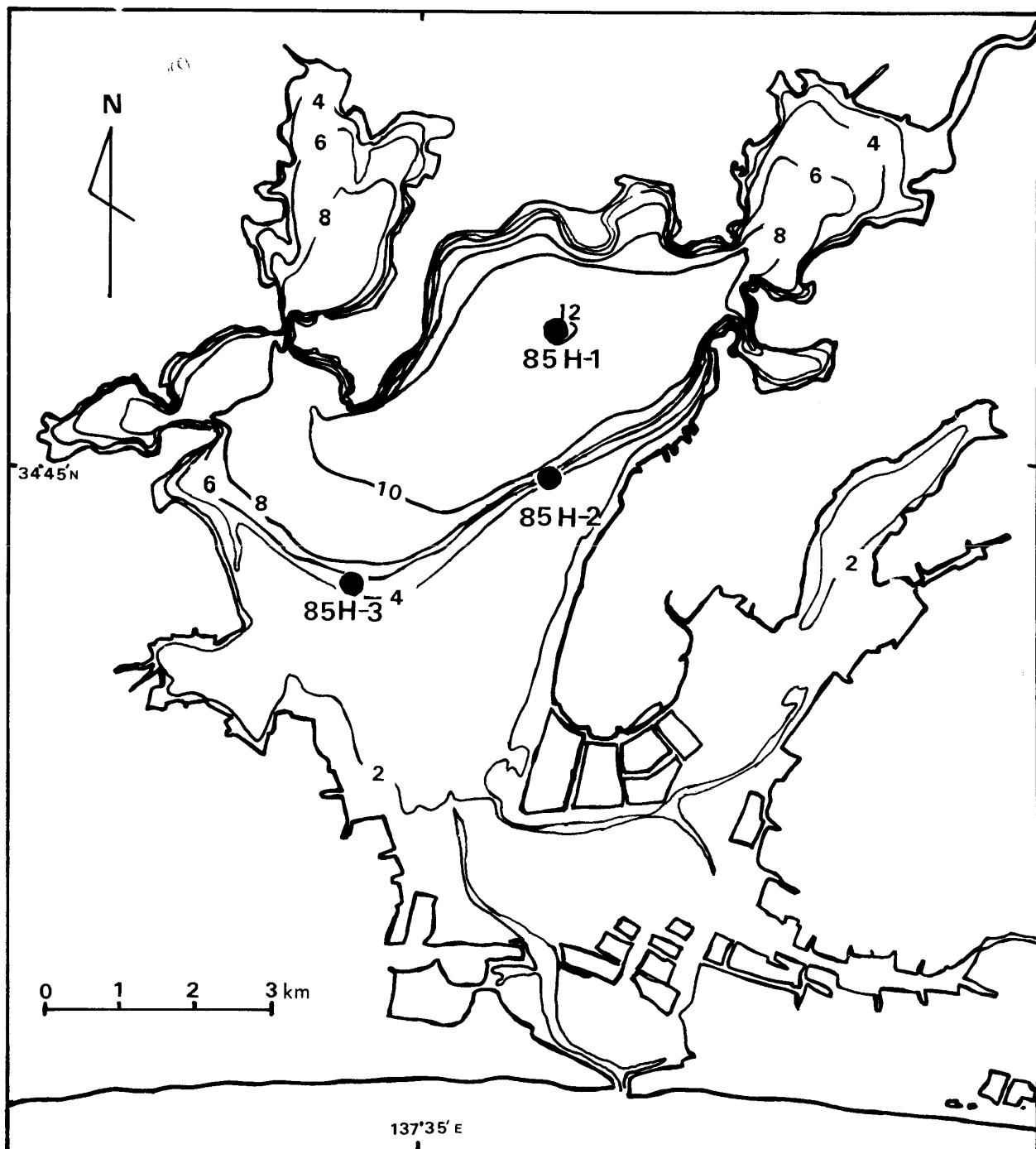
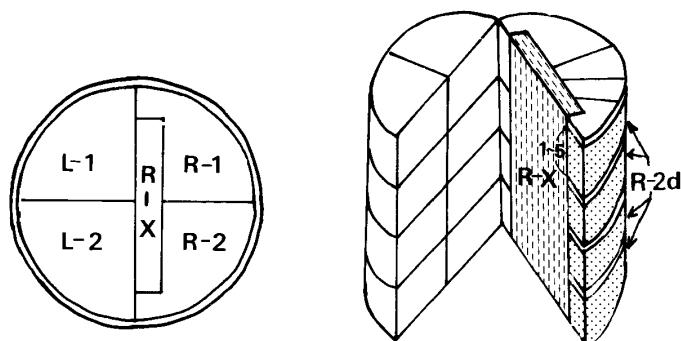


図1 浜名湖の地形と湖底ボーリング地点。

図2 ボーリング試料の分割法と粒度分析, X線ラジオ
グラフに使用した部分。

かいものを分け、粗いものは1 ϕ 每にふるい分けし、秤量した。4 ϕ より細かいものはデカンター法により2回塩ぬきをした後、同じく1 ϕ 每にピペット法により測定した。粒度分析結果から粒径積算曲線を描き、Inman (1952) により、中央粒径値 $Md\phi$ 、平均粒径値 $M\phi$ 、こう汰度 $\delta\phi$ 、歪度 Sk を算出した。

4-3, X線ラジオグラフについて

前記のプラスチックケース (5 cm × 1 cm × 20 cm) に採取した堆積物試料を使用し、ソフテックス GMW 特型により基本的に 50Kvp, 5mA で撮影を行なった。細粒堆積物については、ソフテックスフィルム FG または FR を、砂質のものについては HS または 100 を使用した。最適露出時間は堆積物の性質により大いに異なる。今回は堆積物の性質に応じて40秒から250秒までの露出時間を採用した。採取された全試料につき X 線写真を撮影し、微堆積構造の解析を行なった。

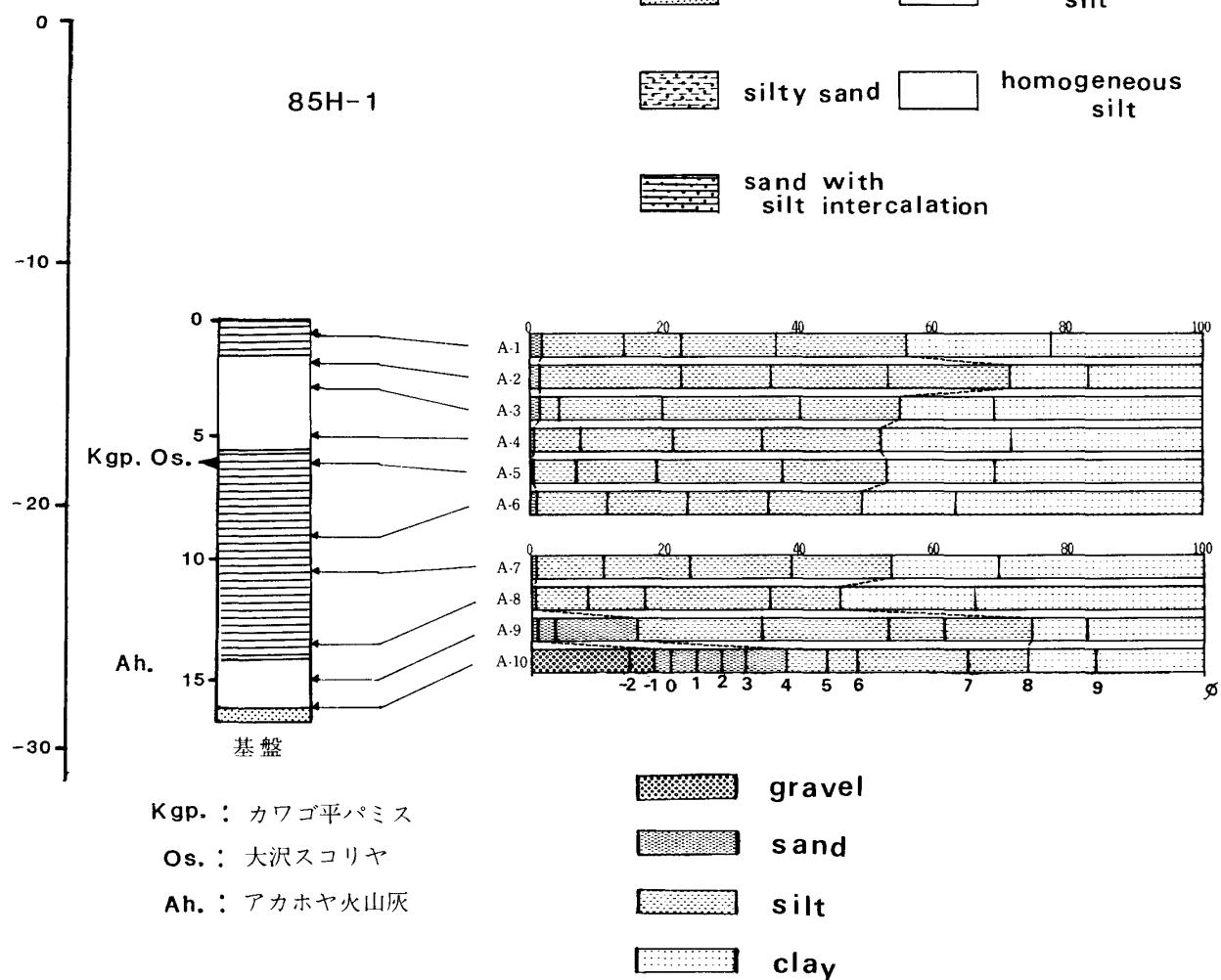


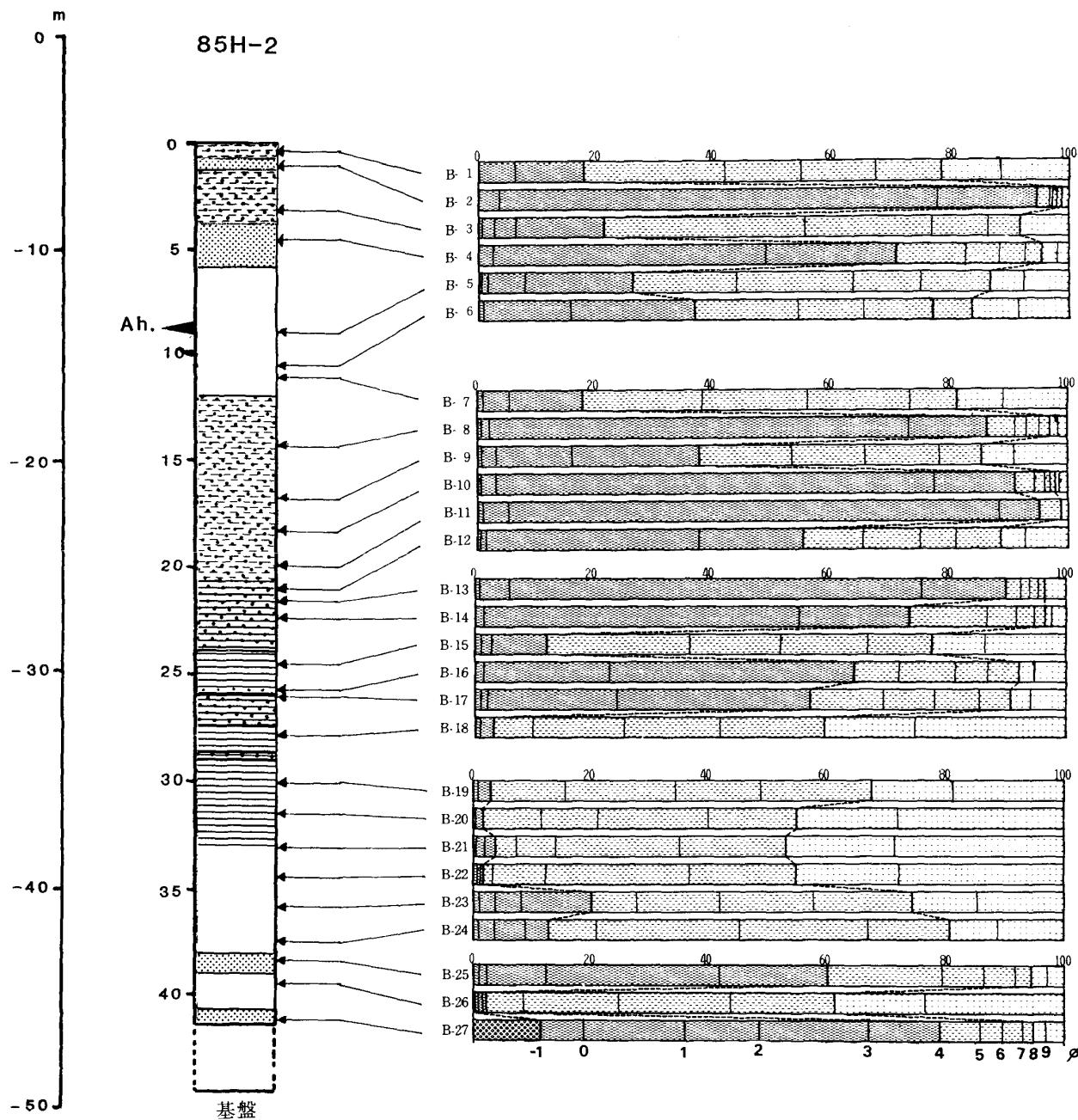
図3 浜名湖湖底ボーリング、85H-1の粒度分布ヒストグラムと堆積相。

V. 粒度分析の結果

分析は85H-1より10サンプル、85H-2より27サンプル、85H-3より32サンプルについて行なった。粒度分析を行なった結果を表1-3、および図3-5に示す。

表1 浜名湖湖底ボーリング 85H-1の粒度分析結果

	N $Md\phi$	$M\phi$	$\sigma\phi$	SK
A- 1	7.8	7.4	2.1	-0.22
A- 2	6.9	7.0	2.2	0.02
A- 3	7.6	7.6	1.8	0
A- 4	7.6	7.5	1.7	-0.06
A- 5	7.8	7.8	2.0	0
A- 6	8.0	7.7	2.3	-0.13
A- 7	7.7	7.6	2.3	-0.07
A- 8	8.2	7.9	2.0	-0.18
A- 9	5.8	6.6	2.6	0.31
A-10	5.6	3.8	5.5	-0.34



Ah. : アカホヤ火山灰

図4 浜名湖湖底ボーリング、85H-2の粒度分布ヒストグラムと堆積相（堆積相の模様は図3と同様）。

85H-1 (表1および図3参照)：肉眼による記載
でも全体的に非常に泥質であるが、粒度分析の結果
は最下部でやや礫、砂を含むとはい、ほとんど全
ての試料でシルト、粘土の含有量が90%を越える細
粒のものであることを示している。しかも各試料毎の
変化が少なく、基本的にはお互いに良く類似している。
ただし中上部の均質なシルトの部分 (A-4, A-
3, A-2) で極く僅かながら粗粒化する傾向が認

められる。

85H-2 (表2および図4参照)：層準により粒度
分布の変化が大きく、細粒から粗粒に至る様々な層
を夾在している。全体の傾向としては、最下部の礫
を含む砂質の堆積物 (B-27) から細粒の泥質堆積物
に変化する (B-22からB-18)。中部では砂質のもの
を含むようになる (特にB-14, B-13, B-11, B-

表2 浜名湖湖底ボーリング 85H-2の粒度分析結果

	Md ϕ	M ϕ	$\sigma\phi$	SK
B- 1	5.6	6.2	2.4	0.23
B- 2	2.7	2.8	0.5	0.11
B- 3	4.9	5.2	1.5	0.20
B- 4	3.0	4.0	1.3	0.76
B- 5	5.3	5.7	2.1	0.16
B- 6	4.6	5.5	2.5	0.36
B- 7	5.7	6.2	2.3	0.20
B- 8	2.8	3.1	0.7	0.43
B- 9	4.7	5.5	2.3	0.35
B-10	2.5	2.9	0.6	0.64
B-11	2.4	2.6	0.4	0.43
B-12	3.8	5.1	2.4	0.53
B-13	2.7	2.9	0.6	0.33
B-14	2.9	3.7	1.1	0.73
B-15	5.9	6.5	2.3	0.26
B-16	3.6	4.7	1.9	0.57
B-17	3.7	4.9	2.0	0.59
B-18	7.5	7.7	2.3	0.09
B-19	7.1	7.2	2.2	0.05
B-20	7.7	7.9	2.3	0.07
B-21	7.8	8.0	1.9	0.08
B-22	7.8	8.0	1.8	0.11
B-23	6.5	6.2	2.7	-0.11
B-24	6.2	6.4	1.9	0.11
B-25	3.4	3.9	1.7	0.29
B-26	7.3	7.7	2.1	0.17
B-27	2.1	2.1	2.5	0

10, B-8)が、その上位は再び細粒化する(B-7, B-5). 最上部では砂質の層と泥質の層がくり返す. いずれにしても中部より上位では砂質の部分と泥質の部分がある程度混り合った様な性質を示すことが多い.

85H-3(表3および図5参照): 最下部はやはり粗粒な堆積物で構成されているが、そのすぐ上位では含砂量の少ない泥質堆積物となる. 下部より中部にかけては砂質と泥質の混合した堆積物となる(C-24からC-15). 中部から上部ではとう汰の良い細粒砂が単調に堆積している.

最下部の砂礫質部分以外では全コアーが細粒堆積物のシルト、粘土より成る85H-1を除くと、85H-2, 85H-3には共通点がいくつか有る.

1) 最下部は粗粒堆積物より成る.
2) その上位で一度細粒化する.
3) 中部から上部では砂質の堆積物が優勢となる. ただし、砂質の程度は地点、層準により異なり、多くの場合に砂質のものと泥質のものが混合している

表3 浜名湖湖底ボーリング、85H-3の粒度分析結果.

	Md ϕ	M ϕ	$\sigma\phi$	SK
C- 1	2.8	3.0	0.9	0.22
C- 2	2.5	3.0	0.9	0.22
C- 3	3.4	4.2	1.5	0.52
C- 4	3.4	3.9	1.0	0.50
C- 5	2.2	2.4	0.6	0.27
C- 6	2.8	2.7	0.8	-0.13
C- 7	2.7	2.6	0.5	-0.33
C- 8	2.5	2.7	0.5	0.40
C- 9	2.8	2.9	0.4	0.25
C-10	2.8	2.7	0.6	-0.17
C-11	2.8	2.8	0.5	0.
C-12	2.8	2.8	0.6	-0.09
C-13	2.8	2.7	0.5	-0.20
C-14	2.8	3.0	0.6	0.33
C-15	5.2	5.9	2.0	0.35
C-16	4.2	5.1	1.9	0.47
C-17	3.6	4.7	2.0	0.55
C-18	4.6	5.5	2.2	0.40
C-19	3.4	4.5	1.9	0.58
C-20	5.1	5.7	2.6	0.22
C-21	6.2	6.5	2.3	0.13
C-22	5.8	6.5	2.3	0.29
C-23	6.4	6.6	2.3	0.07
C-24	6.1	5.9	3.1	-0.06
C-25	7.0	7.3	2.6	0.10
C-26	8.0	7.9	1.8	-0.06
C-27	8.1	8.4	2.5	0.10
C-28	7.4	7.4	2.4	-0.02
C-29	7.7	7.8	2.0	0.03
C-30	6.2	6.6	2.3	0.17
C-31	3.4	4.5	2.4	0.45
C-32	2.8	3.0	0.9	0.18

特徴を示している. 砂質の部分の主体は細粒砂である.

VI. X線ラジオグラフによる微堆積構造の解析

6-1. 混合作用について

海底や湖底の堆積層の構造を観察する時、最も注意しなければならないことは、そこに存在する構造が一体いつできたものであるか、ということである。一般に水底に堆積物の粒子が運ばれて来て沈積すること(Deposition)と、その堆積物粒子が海底(湖底)の堆積層の一部となる、つまり集積すること(Accumulation)は別のものとして考えねばならない。その間にはかなりの時間や、集積が起るべき条件が必要である。その間に様々な混合作用(Mixing)が働く。その主要なものは底棲生物の活動による混合(Biological Mixing)と物理的な作用による混合(Physical Mixing)である。

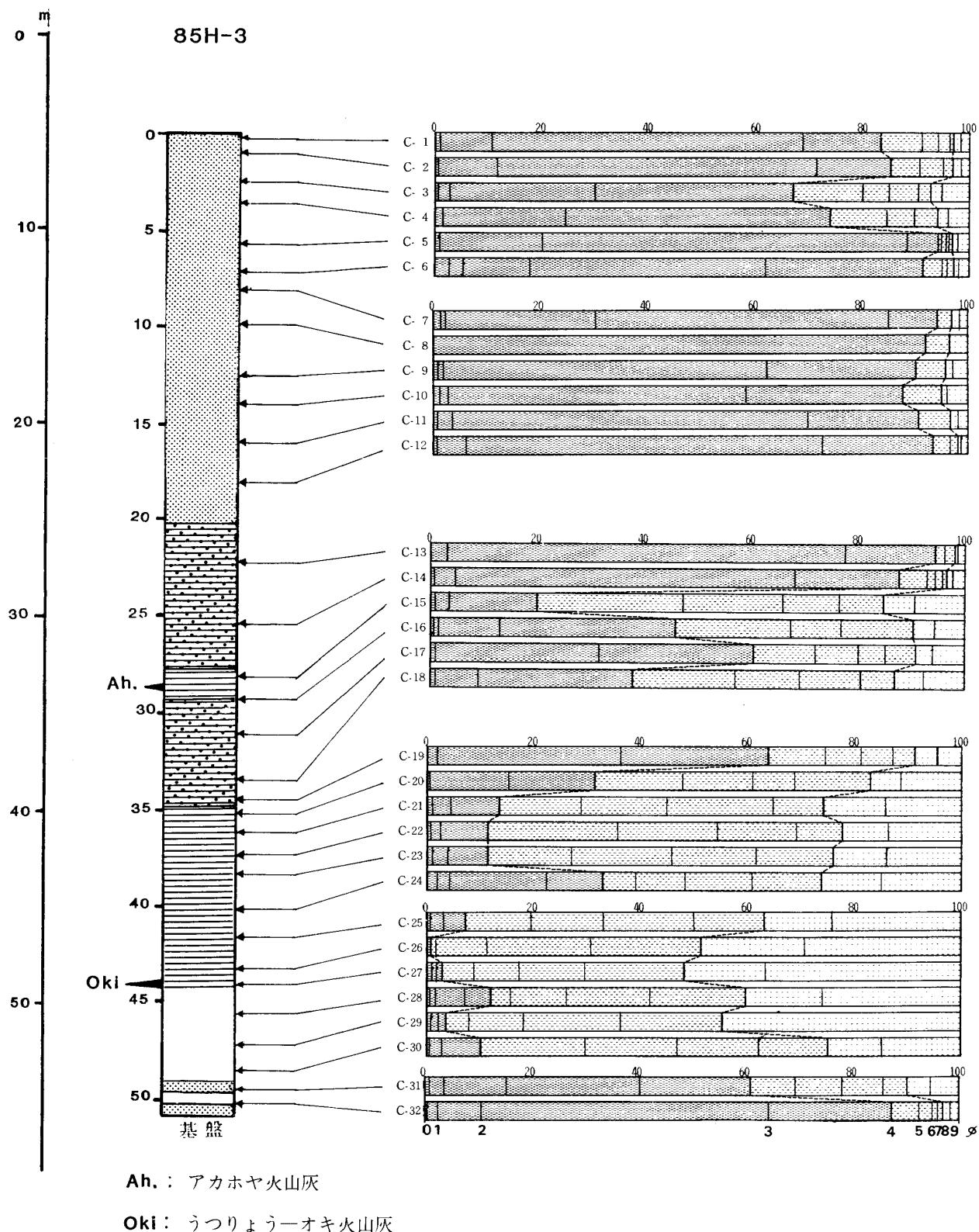


図5 浜名湖湖底ボーリング、85H-3の粒度分布ヒストグラムと堆積相（堆積相の模様は図3と同様）。

今回浜名湖の湖底堆積物の微堆積構造を観察するあたり、混合作用の様子をできる限り分解能良く解析することを試みた。物理的混合作用は堆積、運搬、浸食等の現象と密接に関連して起るので、それだけを解析して示すことはかなり難しい。そこで生

物による混合作用と考えられるものを対象として、次の四段階に分けて測定した。

I) 細かなラミナが完全に、あるいはほとんど完全に存在する。このような状態は生物活動が全く底質中に存在せず、Biologocal Mixing が行なわれて

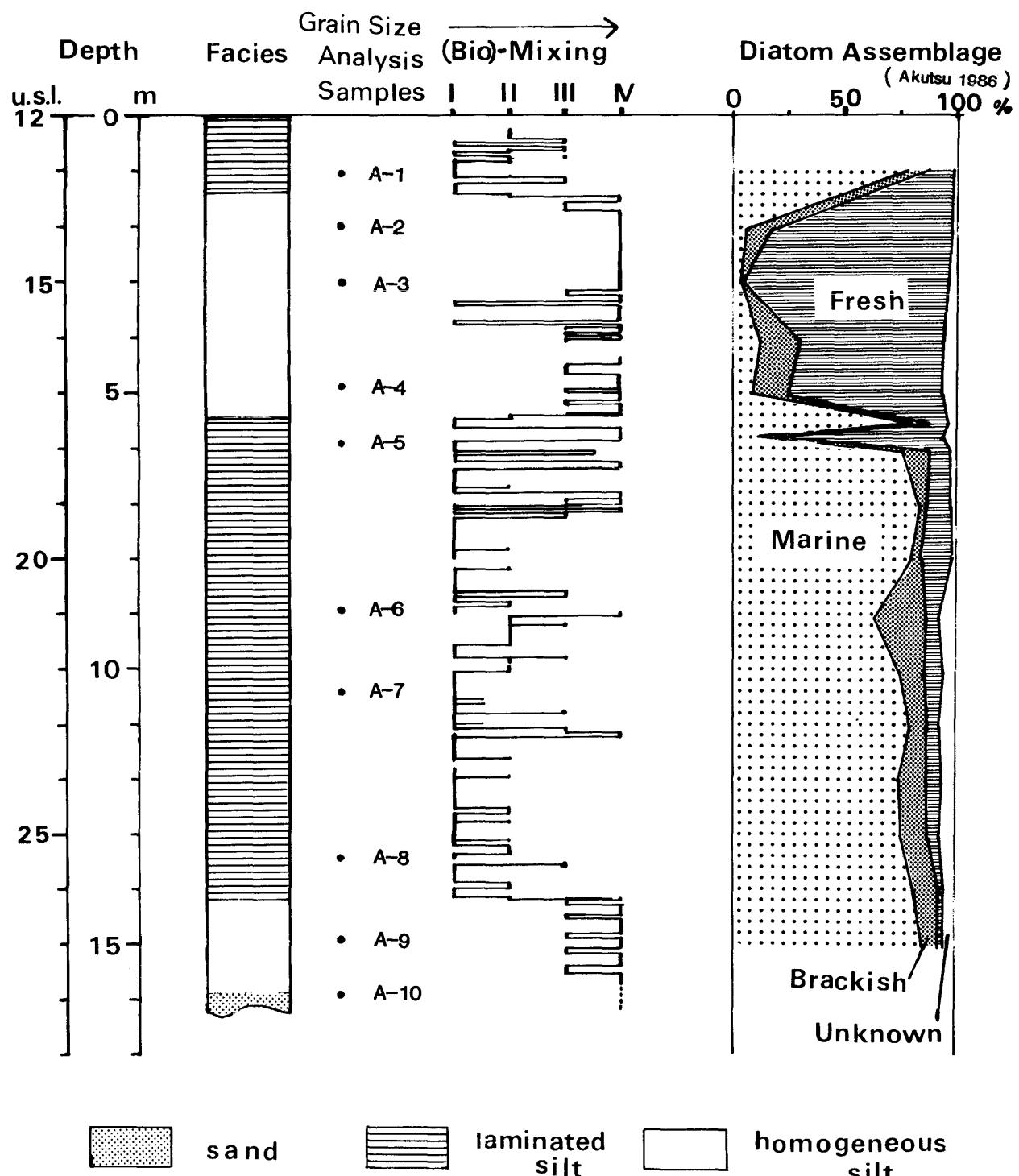


図6 浜名湖湖底ボーリング、85H-1の堆積相の変化とBio-Mixing、およびケイ藻による古環境との関係。u.s.l.は海水面下深度。(粒度分析用試料の位置も記す)。

いないことを示す。そしてこのために初生的堆積構造が良く保存されると考えられる。

II) ラミナが少し乱されていたり、ほけて見える状態である。これは多少の Biological Mixing が働いて初生的堆積構造が少し破壊されていることを示している。

III) ラミナが非常に乱されており、また、ボンヤリしていて均質化が進んでいる状態である。これは生物による混合作用がかなり行なわれていることを示している。

IV) ラミナは全く見られず、均質な堆積層となっている。これは底棲生物の活動が非常に活発でそれによる混合作用が盛んに行なわれていることを示している。ただし底棲生物の痕跡はかなり見られる時とあまり見られない時がある。

以上の基準により Biological Mixing を各堆積層につき判定し、全ボーリングコアについてダイアグラムを作製し、堆積相と共に表示した(図6-8)。

6-2, 85H-1のX線ラジオグラフによる微堆積構造、堆積相の解析(図6)

85H-1はすべて細粒のシルト-粘土より成るが、その中には細かなラミナが顕著に発達した層準と、均質なシルトからなる層準がはっきり区分されて存在している。最下部より14.2mまでは均質なシルト、14.2mから5.5mまではミリメートルオーダーの細かいラミナの発達する層準で5.5mから1.4mまではほぼ均質なシルトとなっている。1.4mから上部はむらがあるが全体としてはラミナの見られる層準といえる。

これはそれぞれの堆積相に応じて、底棲生物活動による混合作用が活発に行なわれた時期と、全く行なわれなかった時期があることを示している。ここで、このボーリングコアについて行なわれたケイ藻化石群集の分析結果(阿久津, 1986)と堆積相および Biological-Mxing の変遷とを比較してみると、均質なシルトの堆積時期と淡水産ケイ藻が主に産出する時期が見事に一致しており、また細かいラミナの発達する層準は海生のケイ藻が産出する層準と良く合うことに気がつく。しかも淡水産のものと、海生のものとのケイ藻化石の量比の変化までが、ラミナ

の発達程度、即ち底棲生物の活動の程度と良く相関している。

阿久津(1986)によると現在の浜名湖の海水化の程度でも海生ケイ藻の割合は過去の海生ケイ藻の産出した時期と同程度であるので、ラミナの発達する海生ケイ藻の多い時期も現在と同様な汽水環境であったと考えられる。一般に汽水環境では塩分濃度の差により、容易に湖水中に成層構造が発達すると考えられる。このような成層構造が安定して存在し、部分循環湖的になると、湖底部の停滞水層には酸素が新たに補給されないため、無酸素状態となり、底棲生物は生存できない。このため生物による混合作用は消失し、季節変化や周年変化を反映した初生的堆積構造、すなわちラミナが発達するものと考えられる。逆に湖水が淡水化すると湖全体にわたり水の循環がよく行なわれるため、底棲生物が活発に底質の混合作用を行ない、均質なシルトが堆積するものと考えられる。つまりラミナの発達した堆積物はこの場合、汽水環境の良い指示者となっているといえるのである。

14.2mから下位の層はケイ藻群集によれば海水ないし汽水の環境であるが、均質なシルトとなっている。このことは、この時期にH-1の地点は表層との循環が良い環境であったこと、つまり充分に開かれた沿岸環境か、または表層循環水の層にあったことを示唆している。また堆積物の粒度組成がラミナのある層と均質な層とで本質的には変化が無いことは、それぞれの時期の湖水の水塊構造の変化によって堆積相が変化したことを支持しているものと考えられる。

これらのことから85H-1では下位より上位に向かって、1) 薄い海進性の砂質堆積物、2) 海水または汽水性の循環の良い表層水の環境で堆積した均質なシルト、3) 汽水性の部分循環湖的な無酸素停滞底層水の環境で堆積したラミナの発達したシルト、4) 淡水環境下で堆積した均質なシルト、5) 3)と同様の汽水性の停滞底層水の環境で堆積したラミナのあるシルト、の各層が堆積したと考えられる。

6-3, 85H-2, 85H-3のX線ラジオグラフによる微堆積構造、堆積相の解析(図7, 8)

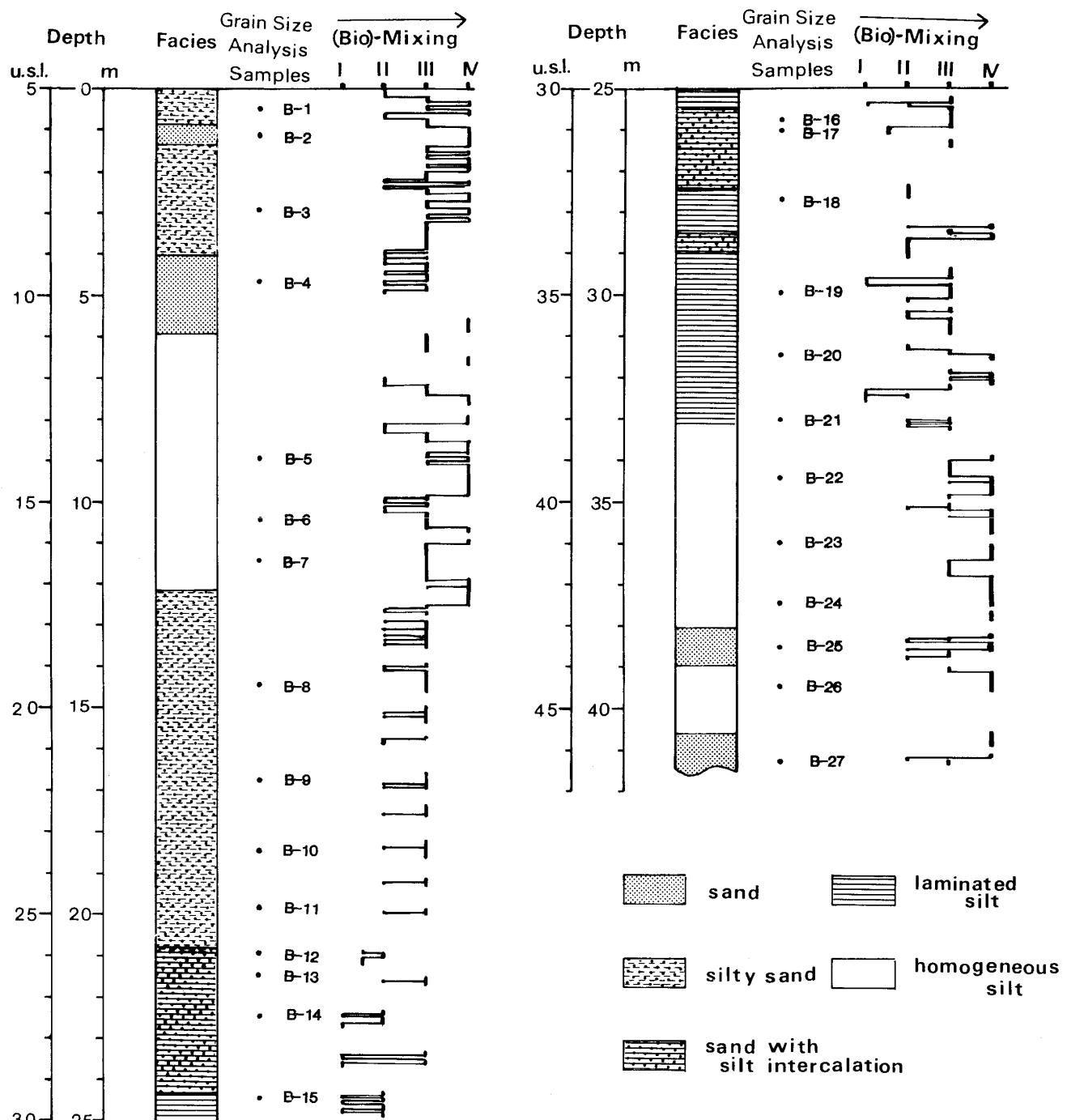


図7 浜名湖湖底ボーリング、85H-2の堆積相の変化とBio-Mixing(粒度分析用の試料位置も記す)。

85H-2, 85H-3では砂質の堆積物が多くなるため、堆積構造を水質環境と結びつけることは、H-1の場合程単純ではない。ただ砂質の堆積物がシルト質の堆積物と共にある地点に堆積する時、完全に混じり合ってシルト質の砂となる場合と、砂質の堆積物とシルト質の堆積物が葉理をなして堆積する場合がある。図7, 図8にはこのような葉理の見られ

る層準と、一様に混合された堆積相をなす層準とを示してある。これによると85H-2, 85H-3のどちらについても、堆積物が砂質となった場合でも、葉理の発達する層はラミナの発達するシルトに連続してある層準を占めることが認められる(H-2では21 mから33 m, H-3では20 mから45 m)。また均質な混合の進んだシルト質砂の層については均質な

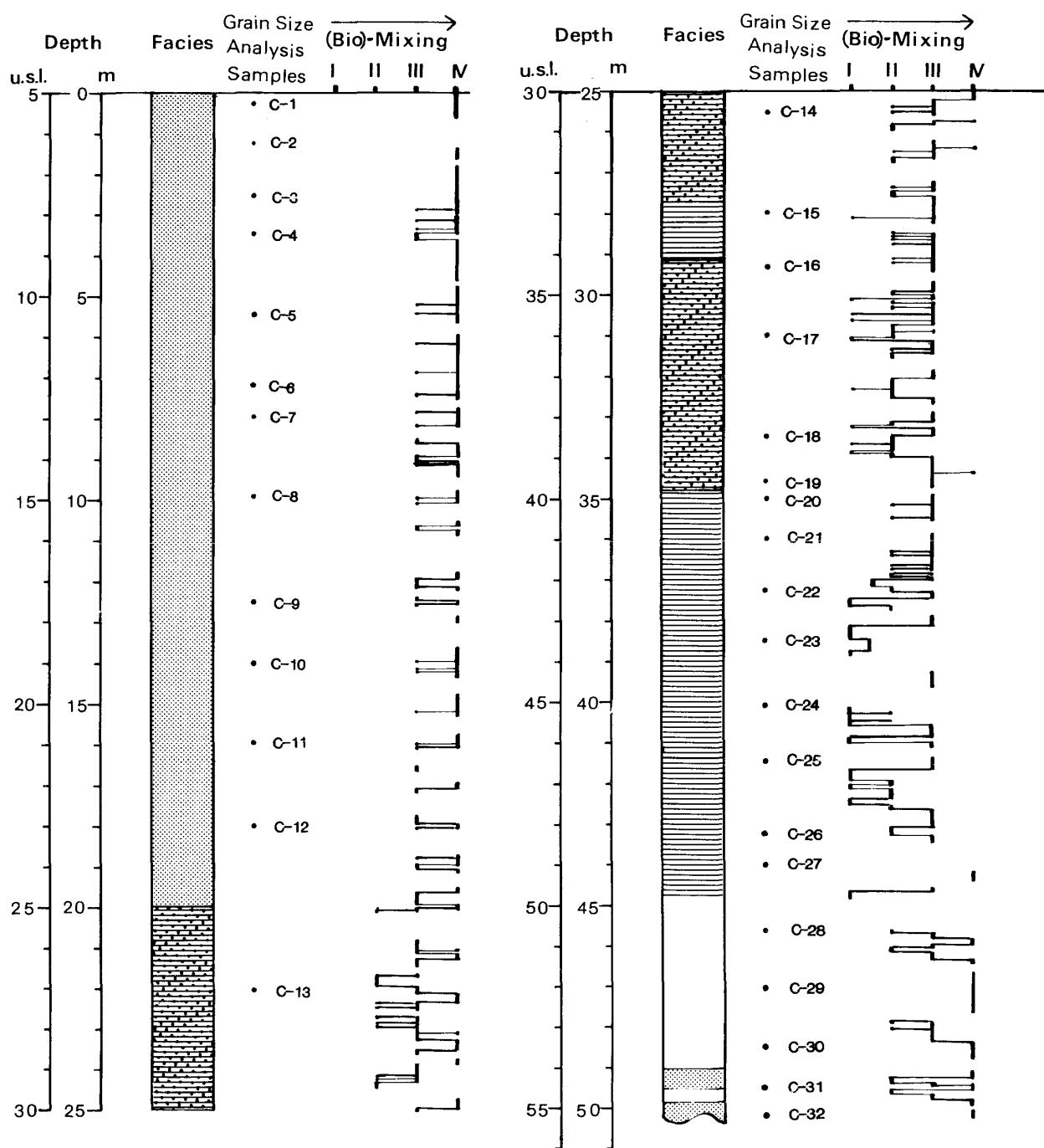


図8 浜名湖湖底ボーリング、85H-3の堆積相変化とBio-Mixing(粒度分析用の試料位置も記す。堆積相の模様については図6, 7と同様)。

シルト層と連続してある層準を占めることが分かる(H-2では0 mから21 m, H-3では0 mから20 m)。これらのこととは、砂質堆積物においても、先にH-1について述べたことと同様の関係が成立することを示しているものと考えられる。つまり葉理の発達した砂質堆積相は底棲生物による混合作用の欠如な

いしは衰退を示唆しており、これは汽水性湖水中での酸素に乏しい停滞底層水の発達を反映しているものであろう。逆に均質な砂質堆積相は生物による活発な混合作用によるものであり、良く発達した循環水系の環境下にあったことを示すと思われる。

これらの点から85H-2と85H-3の堆積相は、類似した変遷過程を示していると言う事ができる。即ち最下部の海進性の粗粒堆積物の上位には均質なシルト層が堆積している。このことは海進当初からしばらくは表層との循環の良い水質環境にあったことを示しているものであろう。しばしばこれらのシルト中に貝殻片が認められており、海水の影響を示しているものと考えられる。その上位にはラミナの発達したシルトが堆積しており、海進の進行とそれに伴う湖盆の水深の増加のため、汽水環境下の表層循環水の領域から無酸素停滞底層水の領域へとこれらの地点の環境が変化したものと思われる。その後砂質堆積物の供給が増加し、初めの内は底棲生物の活動の少ない停滞底層水の環境下でシルト質の葉理をはさむ砂質の堆積相が堆積し、次第に湖水盆が埋積されて行き表層循環水層の深度まで埋め立てられて行くにつれて、砂質とシルト質の混じり合ったシルト質砂、あるいはとう汰の良い砂の堆積相が堆積したものと考えられる。

VII. 浜名湖の堆積過程と古環境の地史的考察

現在85H-1, H-2, H-3の各々のボーリング試料中には鍵層となる火山灰層や、炭素14法年代により時代の判明している層準がいくつも存在する。図9はこれらの層準を対比線で結び、かつ各ボーリング試料の垂直的位置関係を示した堆積相の年代対比図である。この時間対比に基けば、各地点で似かよった経過をたどった堆積相や古環境の変遷過程が同時進行的に起きたのではなく、それぞれの地点の水深の変化に伴い、ずれて進行していったことが良くわかる。

現在は湖北の最奥部(85H-1の地点)が最も深い湖盆となっているが、完新世の堆積物を取り除いた基盤は南へ傾き下がっているものと思われる。従って後氷期の海進に伴なって、先ず南の85H-3地点が水面下へ没し、次いで85H-2地点が、ずっと遅れて85H-1地点が水没した。これらの地点では基盤上にまず海進に伴う砂礫質の粗粒堆積物が、続いて表層循環水層の領域で均質なシルトが堆積した。続いて海進が進み、水深が深くなるにつれて各地点はその水深の深い所から次第に汽水環境での無酸素停滞底

層水の支配する環境へと移行したものと考えられる。鬱陵-隱岐火山灰(9,600B.P.±180)の堆積時にはH-3地点は均質なシルトからラミナの発達するシルトへと移るところであったのに対し、H-2地点では均質なシルトの堆積が続いている。

その後H-2, H-3地点共に砂質堆積物の供給が多くなり、急速に埋積されて行った。特にH-2地点では砂質堆積物の急速な堆積が行なわれたため、アカホヤ火山灰(6,300B.P.ごろ)堆積のところにはH-1地点、H-3地点の間に地形的な高まりが生ずる程になったものと考えられる。その後H-3地点方向へ、つまり南あるいは西方へ砂質堆積物による埋積が進行して行き、非常にとう汰の良い細粒砂に埋め立てられた、現在の湖の中部から南部へかけての浅い水域が生じたものと考えられる。この期間を通じて、表層循環水と停滞底層水との境界層より水深の深い所(時)には葉理の発達した砂質およびシルト質の堆積相が、また埋積により境界層より浅くなつた所(時)には混合作用を受けたシルト質砂、時にはとう汰の良い砂が堆積した。H-2地点はアカホヤ火山灰堆積前から現在に至るまで砂質堆積域と泥質堆積域の境界にあつたらしい。

H-1地点で堆積が始まったのはかなり後のことになるが、やはり他地点と同様の経過をたどって海進性の粗粒堆積物に始まり、均質なシルト、ラミナの発達したシルトの堆積が続いた。大沢スコリア、カワゴ平パミス(3,300B.P.ごろ)の堆積の後でH-1地点ではケイ藻化石群集の示す淡水環境の下で均質なシルトの堆積の時期が続いた。即ち約3,000年前から約500~600年前まで浜名湖は基本的には淡水湖であったと考えられる。史伝によれば1498年の明応地震による津波等の影響で湖口が切れ海と再び接続し、現在のような汽水環境へともどったということである。ただし85H-1の堆積相の解析の結果は、より周期の短い環境変化が数多く起つたことを示している。これらについては今後の研究課題の1つと考えられる。また湖水が淡水となり均質なシルトが堆積していた時期には、堆積物の粗度組成が僅かながら粗粒化していたらしい。このことは当時の気候変化、例えば降水量の変化に起因する粒径変化の可能性も考えられる(堀江・山本, 1977)。この様な気候の変

化と堆積相との関係を明きらかにし、さらに完新世の環境変化について詳細な解析を加えることが次の

段階の重要な課題となるであろう。

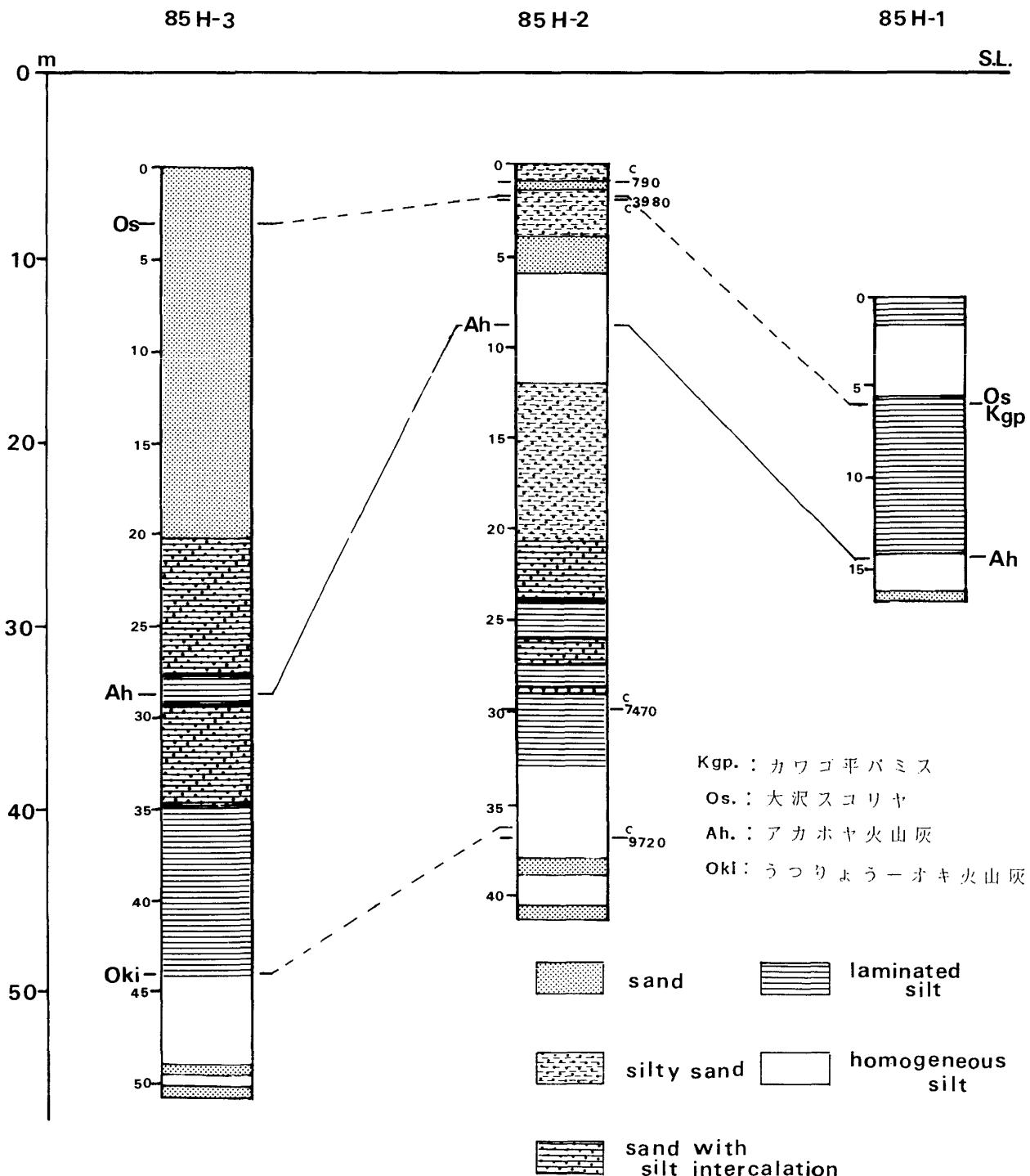


図9 浜名湖湖底ボーリングによる堆積相と同時代面の対比(Cは炭素14法による年代を示す。S.L.は現在の海水面を示す)。

文 献

- 阿井敏夫・戸田政司 (1968), 湖内の水質環境. 静岡県水試浜名湖分場試験報告, 浜名湖浅海漁場開発事業調査報告書, 54-62.
- 阿久津 浩 (1986), 完新世の環境解析——浜名湖およびその周辺地域を例として——. 静大修論, 48P, M.S.
- 遠藤美恵子 (1987), 浜名湖湖底ボーリング試料の堆積学的研究——粘土鉱物の鑑定を中心として——. 静大教育卒論, 39P, M.S.
- 堀江正治・山本淳之 (1977), 気候変化. 日本第四紀学会編. 日本の第四紀研究, 177-188. 東大出版会.
- IKEYA, N. and HANADA, T. (1972), Surface sediments in Hamana Lake, the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci. Sizuoka Univ.*, 7, 129-148.
- 池谷仙之・和田秀樹・大森真秀 (1987), 浜名湖のボーリング柱状試料について. 静大地球科学研報, no. 13, 67-111.
- INMAN, D.L. (1952), Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 22, 125-145.
- 井関弘太郎・加藤芳朗 (1962), 自然地形, 浜松市教育委

- 員会編「蜆塚遺跡」, 総括編, 4-13.
- 加藤芳朗 (1957), 蜆塚遺跡附近の地形地質について. 蜆塚遺跡第一次発掘調査報告書, 72-89.
- 佐々木清治 (1927), 遠州浜名湖の歴史地理学的考察. 地球, 7, 2, 134-139.
- 嶋竹秋・向坂鋼二 (1976), 浜名湖新居町沖海底遺跡調査予報, 月刊考古学ジャーナル, no. 128, 18-22.
- 静岡県水産試験場浜名湖分場 (1980), 浜名湖定点観測表. 1951年5月~1980年3月. 340 pp.
- 上村信夫・伏見浩 (1979), 浜名湖の性状に関する海洋学的研究—I. 水温分布とその季節的特性. 静岡県水試研報, 13, 21-41.
- (1980), 浜名湖の性状に関する海洋学的研究—II. 塩素量分布とその季節的特性. 静岡県水試研報, 14, 1-22.
- 山崎由紀子 (1987), 浜名湖湖底ボーリング試料の堆積学的研究——粒度分析を中心として——. 静大教育卒論, 47p. M.S.
- Yoshimura, S. and Wada, T. (1938), Hydrogen sulphide and ferrous sulphide in the bottom deposits of the brackish water lake, Hamanako, Shizuoka Prefecture. *Proc. Imp. Acad. Japan*, 14, 115-120.

図版 I ~ IX

図版 I . 85H-1 の X 線ラジオグラフ写真 (その 1).

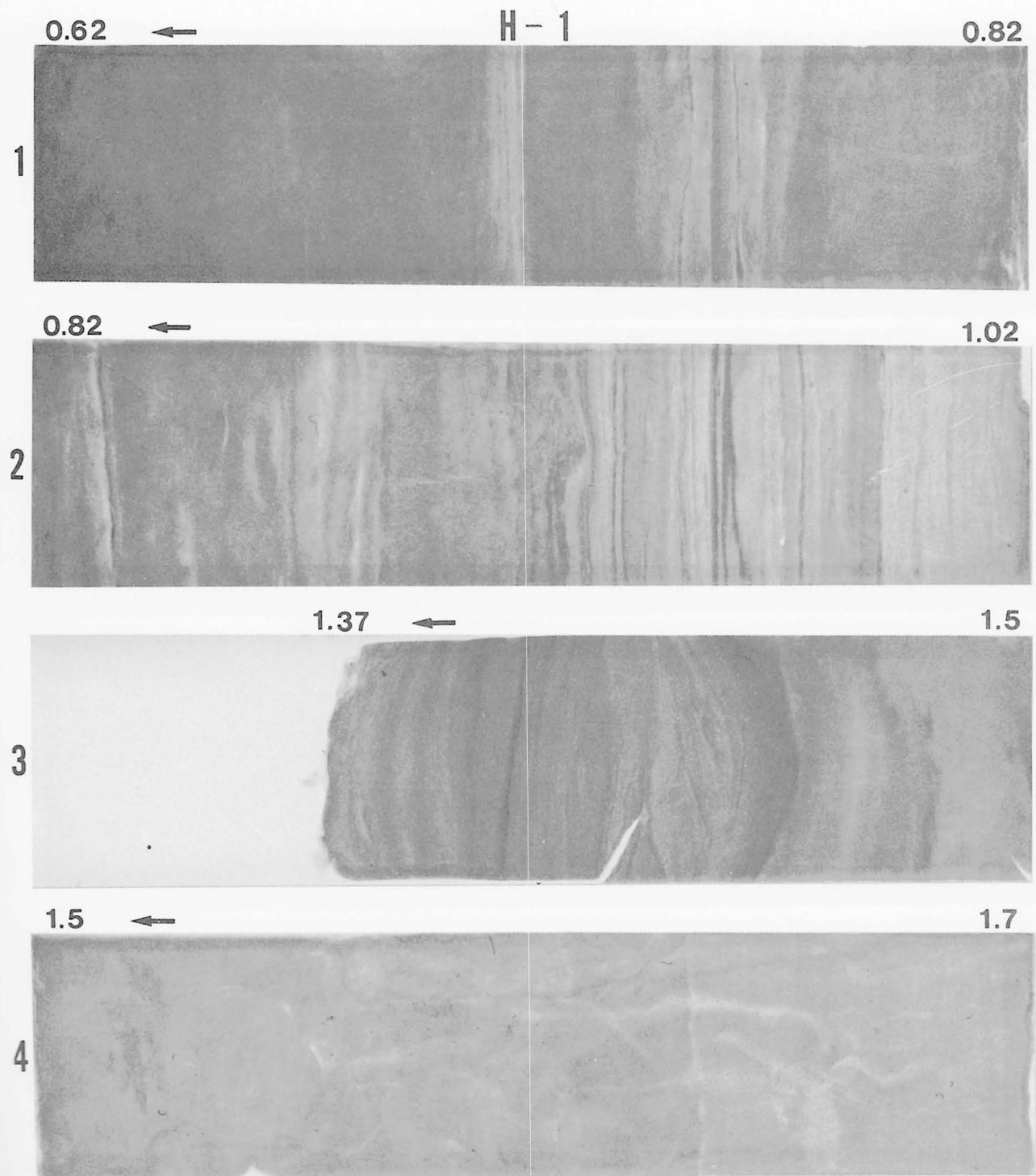
0.62m～0.82m, かなり生物による擾乱を受けているシルト中に時おり明瞭なラミナが見られる。乱されているシルト中にも元のラミナの様子がボンヤリと残っている。

0.82m～1.02m, 85H-1 上部のラミナの発達したシルト。中程に構造の乱れが見られるが, これは水の動きなど物理的作用によるものである。津波等による影響が考えられる。

1.37m～1.50m, 85H-1 上部のラミナの発達したシルトの最下部。ラミナ構造の大きな乱れは底層水の流れや動搖等物理的作用によるものであり, 浜名湖の湖口が開き汽水湖となつたと歴史に伝えられる。明応の大地震, 大津波の影響の可能性がある。

1.50m～1.70m, 典型的な均質なシルト。生物による擾乱がはっきり見られる。

図版 I



図版II. 85H-1 の X 線ラジオグラフ写真 (その 2).

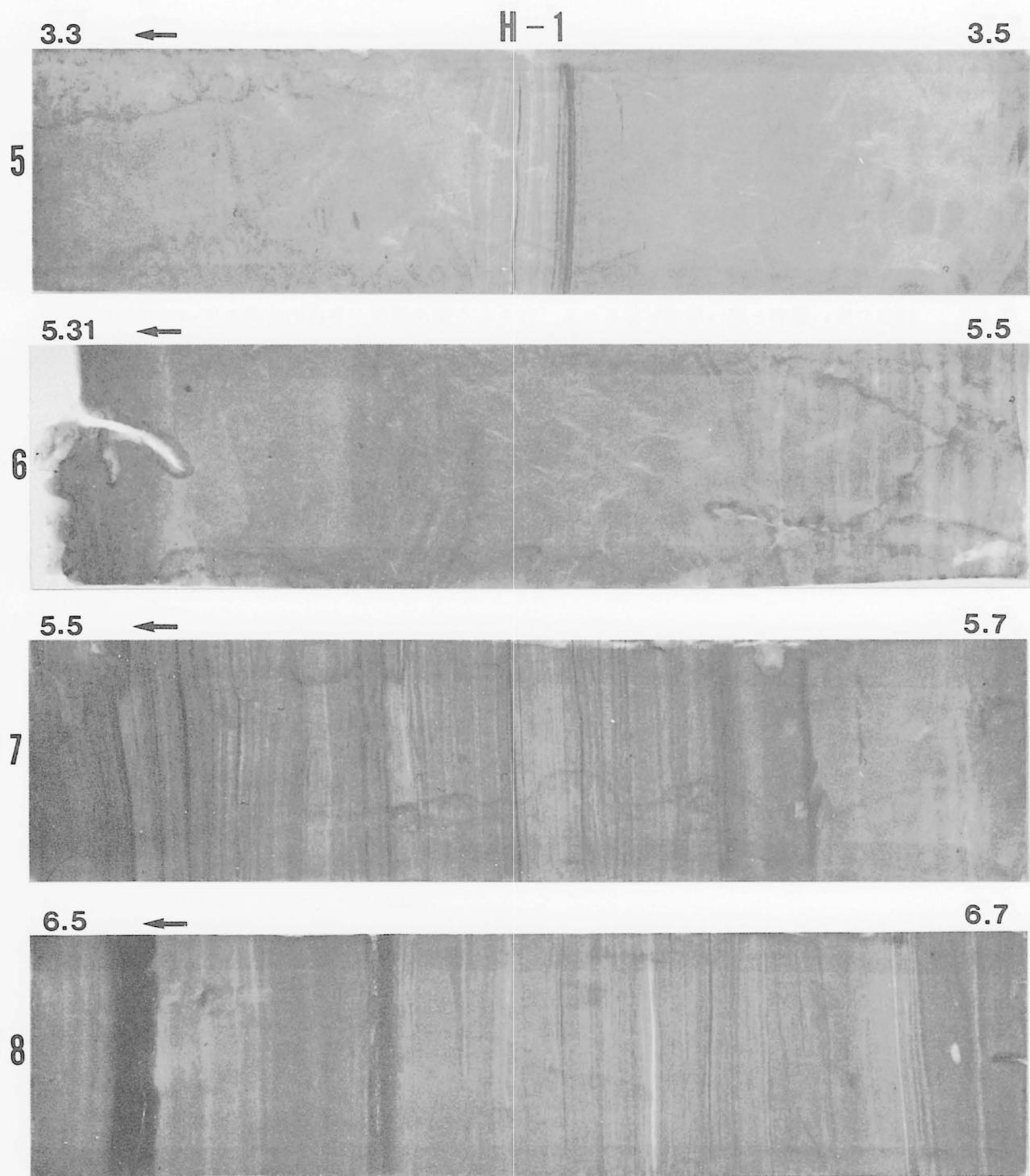
3.30m～3.50m, 均質なシルトの中にはっきりしたラミナの発達したシルトの層が見られる。湖水の水質環境に時おり変動があった事を示すものであろう。

5.31m～5.50m, 均質なシルトの層から中下部のラミナの発達するシルト層への移行部。次第に上方に向かってぼけていく様子がわかる。上部に見られる空隙はサンプリングによる乱れと思われる。

5.50m～5.70m, ラミナの発達する部分でも、所々で生物擾乱によりラミナが消えかけている所が見られる。湖水環境が時々変動したことによるものと考えられる。

6.50m～6.70m, ラミナのよく発達したシルト。上方の黒い部分が大沢スコリア（上）とカワゴ平パミス（下）の層である。

図版 II



図版III. 85H-1 の X 線ラジオグラフ写真 (その 3)。

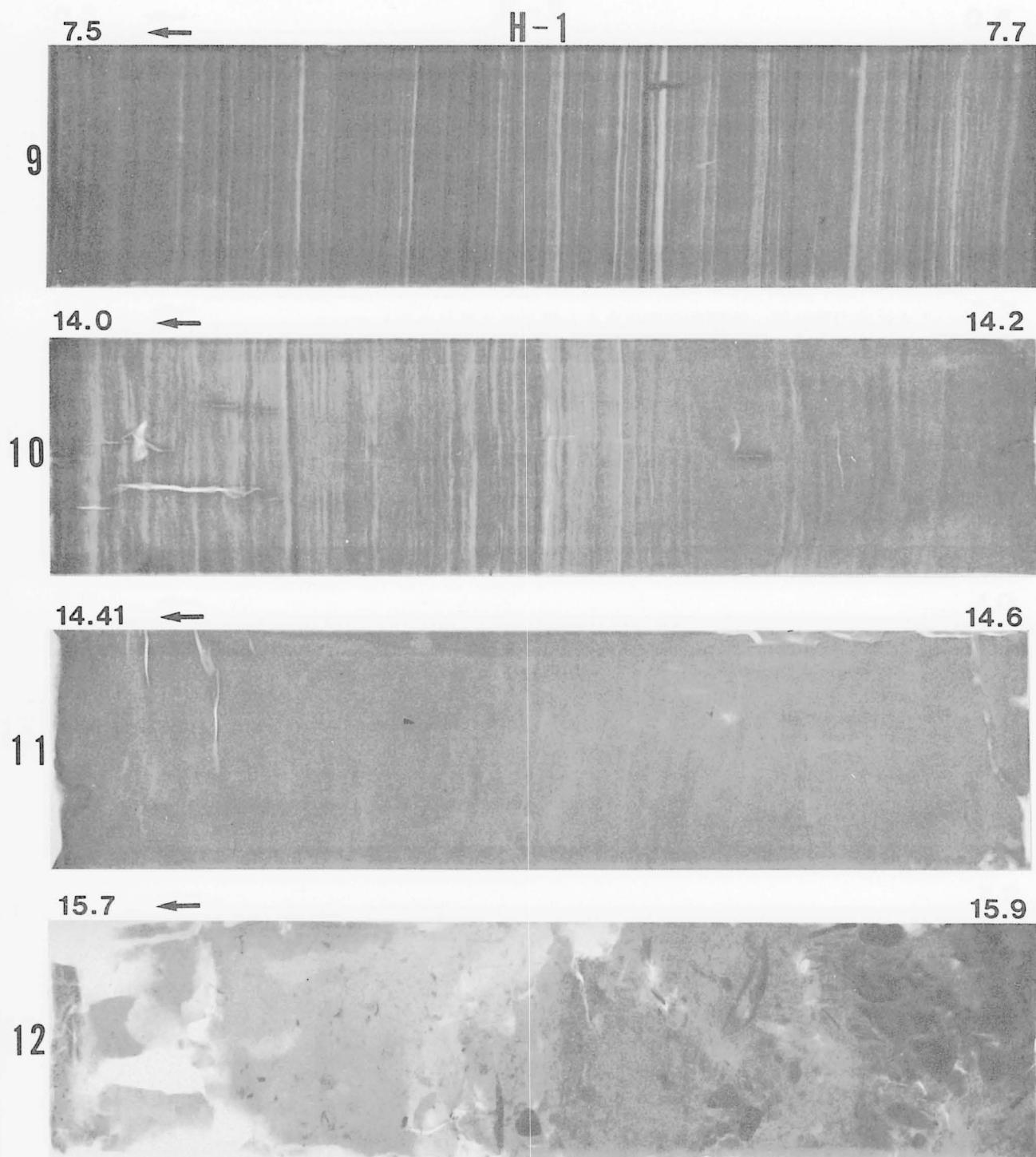
7.50m～7.70m, 典型的によくラミナの発達したシルト。ミリメートルオーダーあるいはそれ以下の細かいラミナがよく観察できる。

14.0m～14.20m, 下部の均質なシルト層とラミナの発達したシルトとの移行部。ラミナの発達程度の良い層準と悪い層準が見られる。おそらく湖水環境が多少の変動を伴いつつ変化したことを示すものと考えられる。

14.41m～14.60m, 下部の均質なシルト層。ごく弱いけれどラミナの存在が認められる。

15.70m～15.90m, 85H-1 最下部の含礫砂質層 (下部) が均質なシルト層 (上部) の下に認められる。礫と共に貝殻片が含まれていることがわかる。

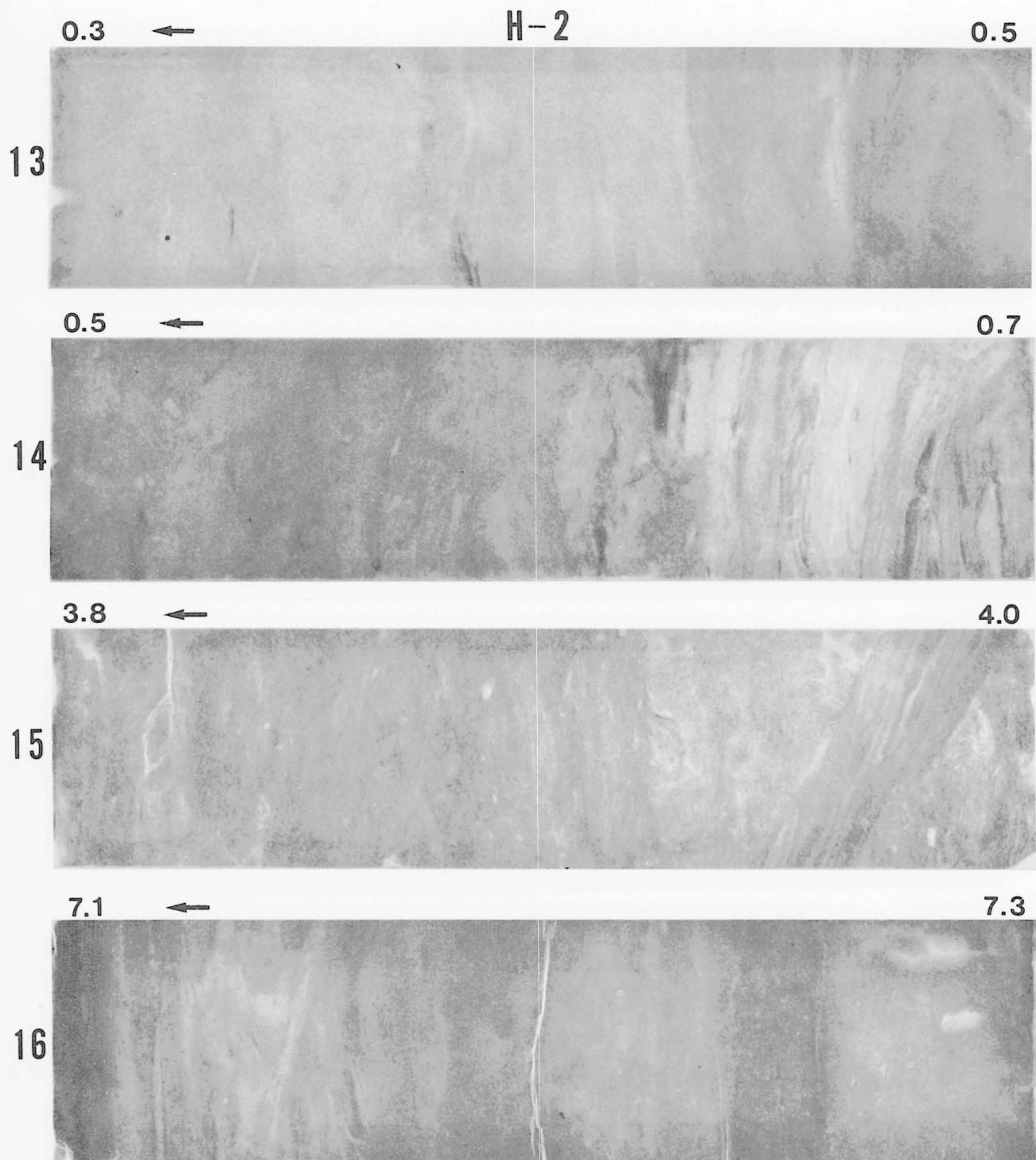
図版III



図版IV. 85H-2 の X 線ラジオグラフ写真 (その 1).

- 0.30m～0.50m, 生物による擾乱を受けた砂質堆積物. 水流または波によると考えられる構造の乱れや葉理も認められる.
- 0.50m～0.70m, 均質となった層の下にラミナをかなり良く示す層が見られる砂質シルト. ラミナは水の流れ等, 物理的作用によると思われる乱れを示している.
- 3.80m～4.00m, 亂されてはいるが元のラミナの様子が良くわかるシルト質砂. 下方に見られる大きな構造の乱れは何を示すか不明である.
- 7.10m～7.30m, シルト層中にラミナが生物擾乱を受けながら残っている様子がポンヤリと見える. 全体としては均質なシルトの中に含まれているが, この様にラミナの認められる層準もある.

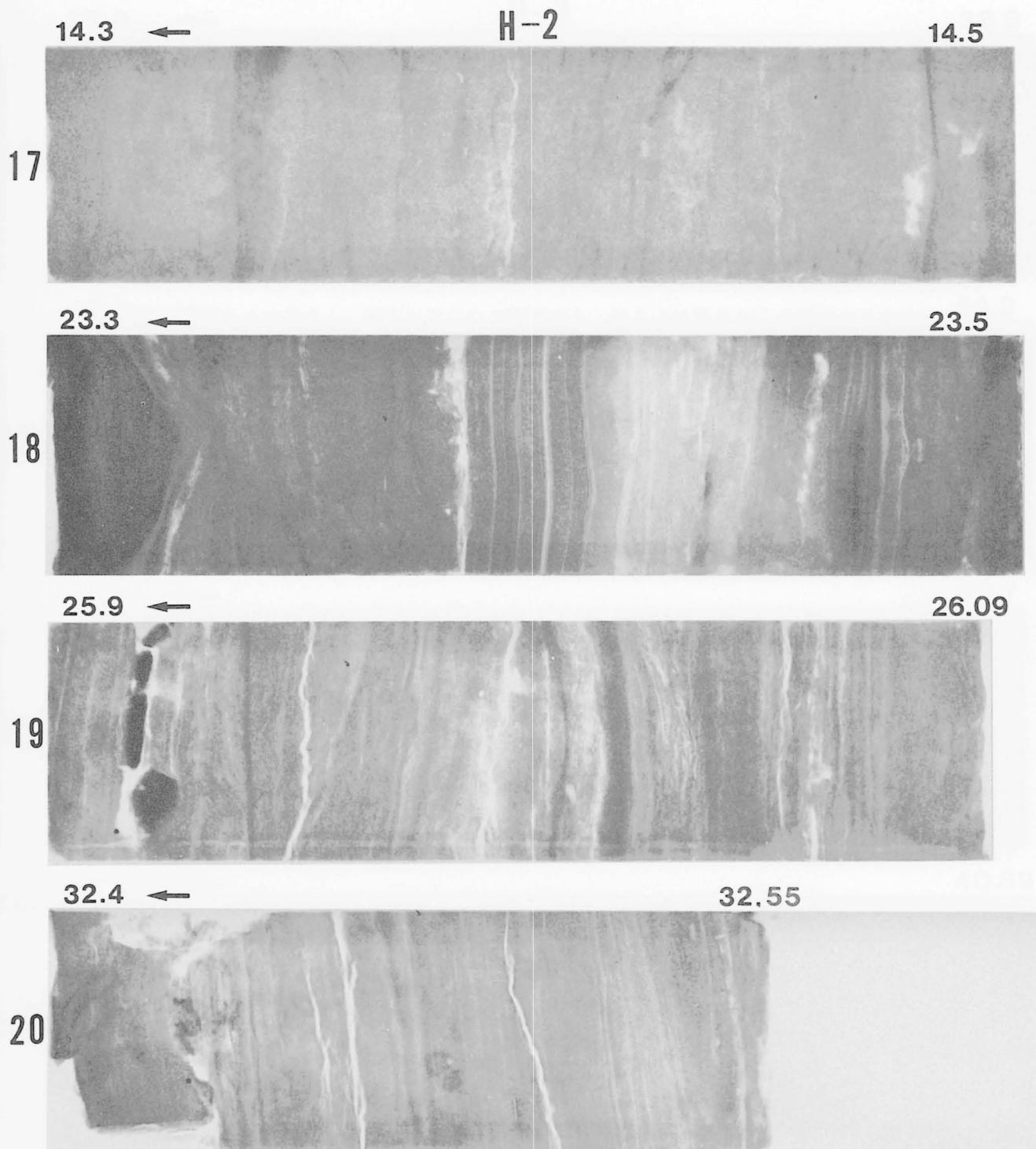
図版IV



図版V. 85H-2 の X 線ラジオグラフ写真 (その 2).

- 14.30m～14.50m, シルト質砂の堆積層中に生物擾乱をかなり受けたと思われるラミナがかすかに認められる。
- 23.30m～23.50m, 層理を示す砂質堆積層中に挟まれたラミナの発達したシルト層。生物擾乱の作用が減少した事を示している。
- 25.90m～26.09m, やや砂質のシルト層と思われるが, ラミナが良く発達して, 生物擾乱作用の減少, 即ち底生生物の活動が衰退した事を示している。上部にコンクリーションと思われるものが存在する。
- 32.40m～32.55m, ラミナの発達したシルト層。H-2 の下部に見られるが, H-1 のものよりは発達の程度は弱い。

図版V



図版VI. 85H-2 の X 線ラジオグラフ写真 (その 3).

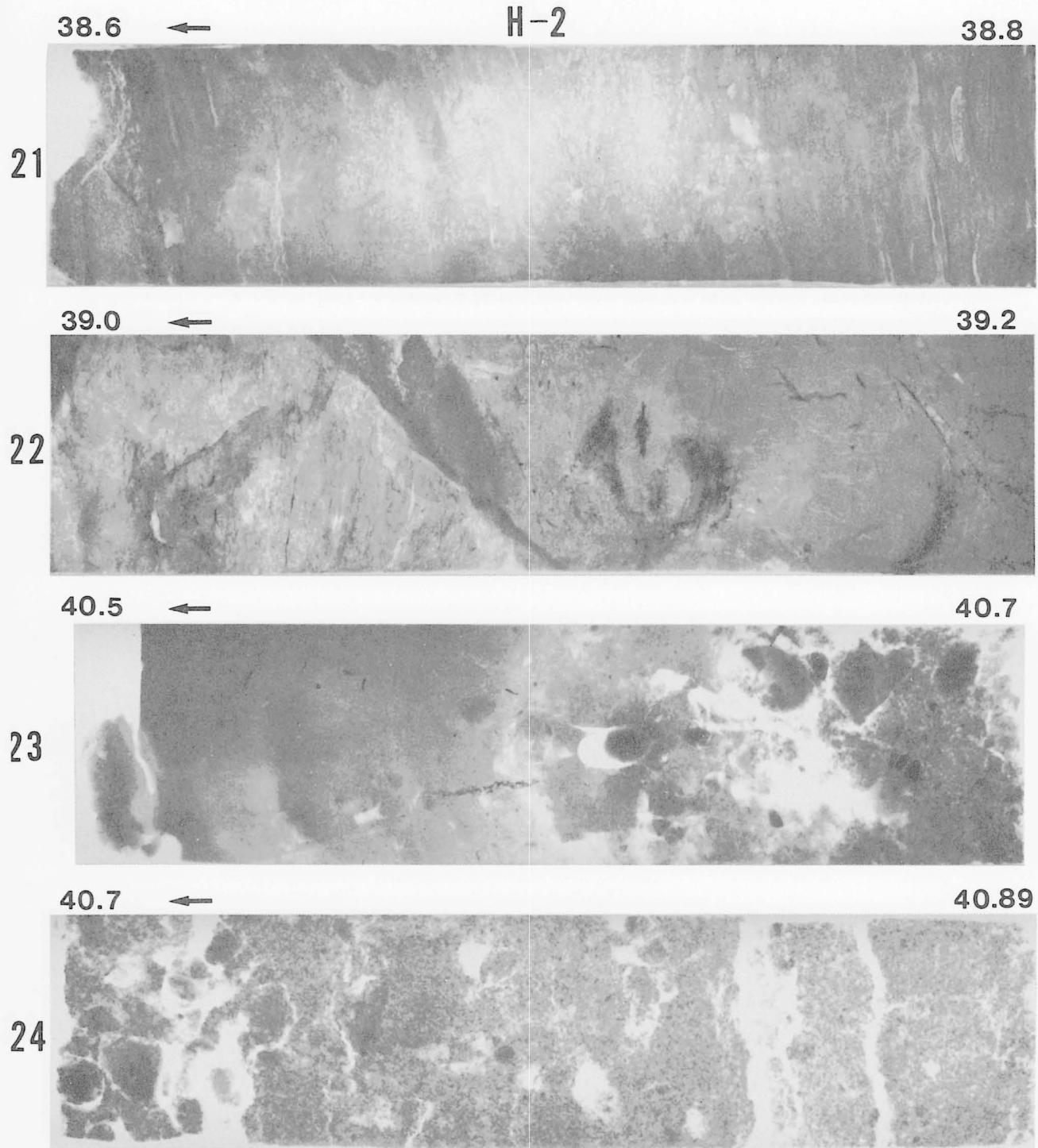
38.60m～38.80m, 生物擾乱を受けたラミナの様子を示している砂質のシルトないしシルト質の砂. 下部の均質なシルト, あるいは砂質の層の中でもラミナが認められる所がある.

39.00m～39.20m, 最下部の均質なシルト. 中程に大きな構造の食い違いがあり, その上にややラミナの認められる層があるが, その原因については不明. 人為的なものか? 植物繊維と思われる物が多い.

40.50m～40.70m, 最下部の均質なシルト (上) から含礫砂層への移行部. 構造はサンプリングにより乱されている.

40.70m～40.89m, 85H-2 最下部の含礫砂.

図版VI



図版VII. 85H-3 の X 線ラジオグラフ写真 (その 1).

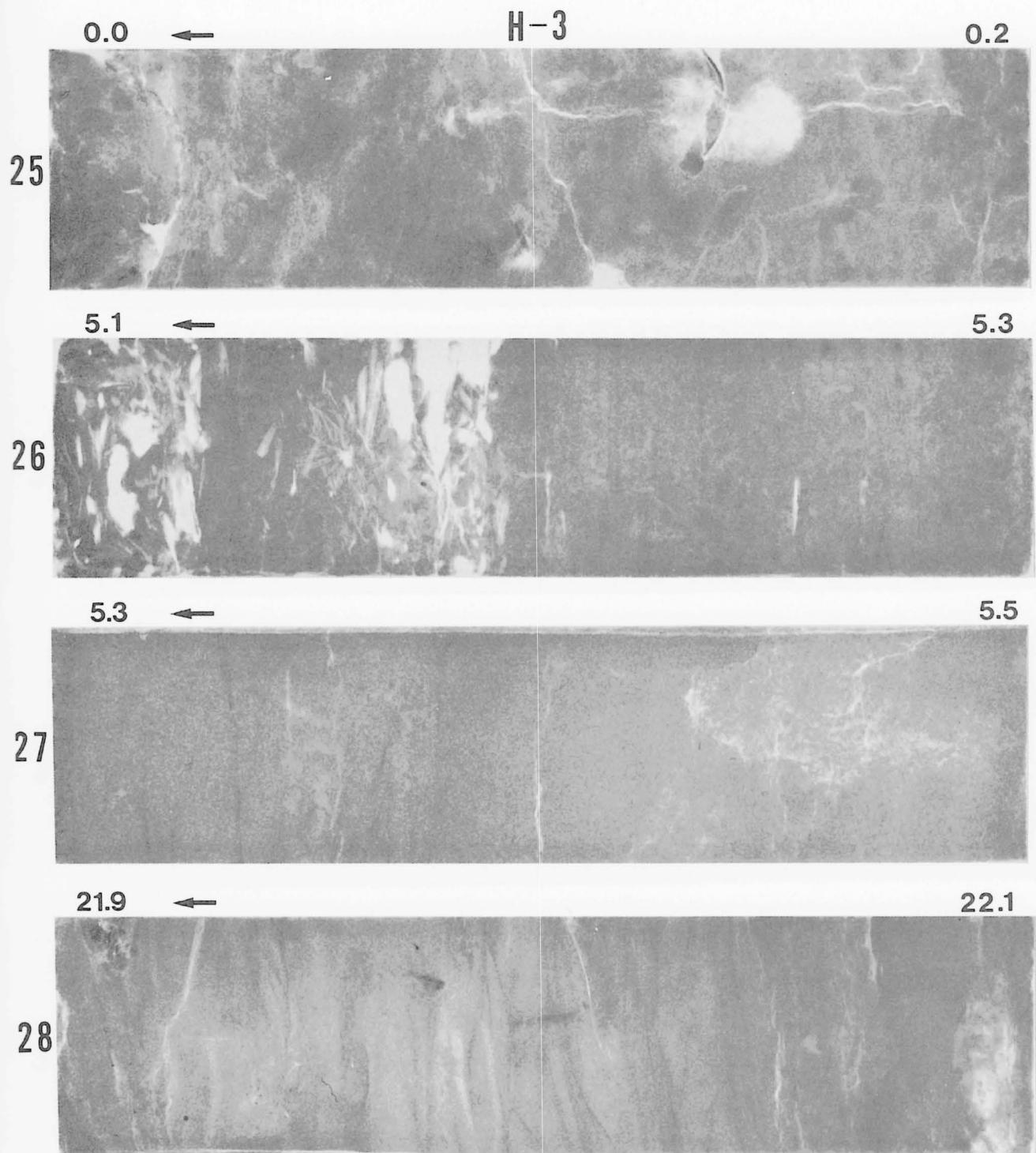
0.0m~0.20m, 生物擾乱および物理的作用による混合作用を非常に良く受けたと思われる砂。貝殻片が中程下に見られる。

5.10m~5.30m, 木片の集積した層がほぼ均質な砂層中に認められる。またかすかではあるがラミナが砂層中にある。

5.30m~5.50m, 均質な砂層。しかしラミナがわずかではあるが上部に認められる。また数cm毎の成層構造が見られるのは、水流、底層水の擾乱による堆積構造であろう。

21.90m~22.10m, 砂層中にはっきりと斜交葉理が認められる。また極く薄いシルトの挟みも認められる。H-3 の葉理の存在する層準のほぼ最上部にあたる。

図版VII



図版VIII. 85H-3 の X 線ラジオグラフ写真 (その 2).

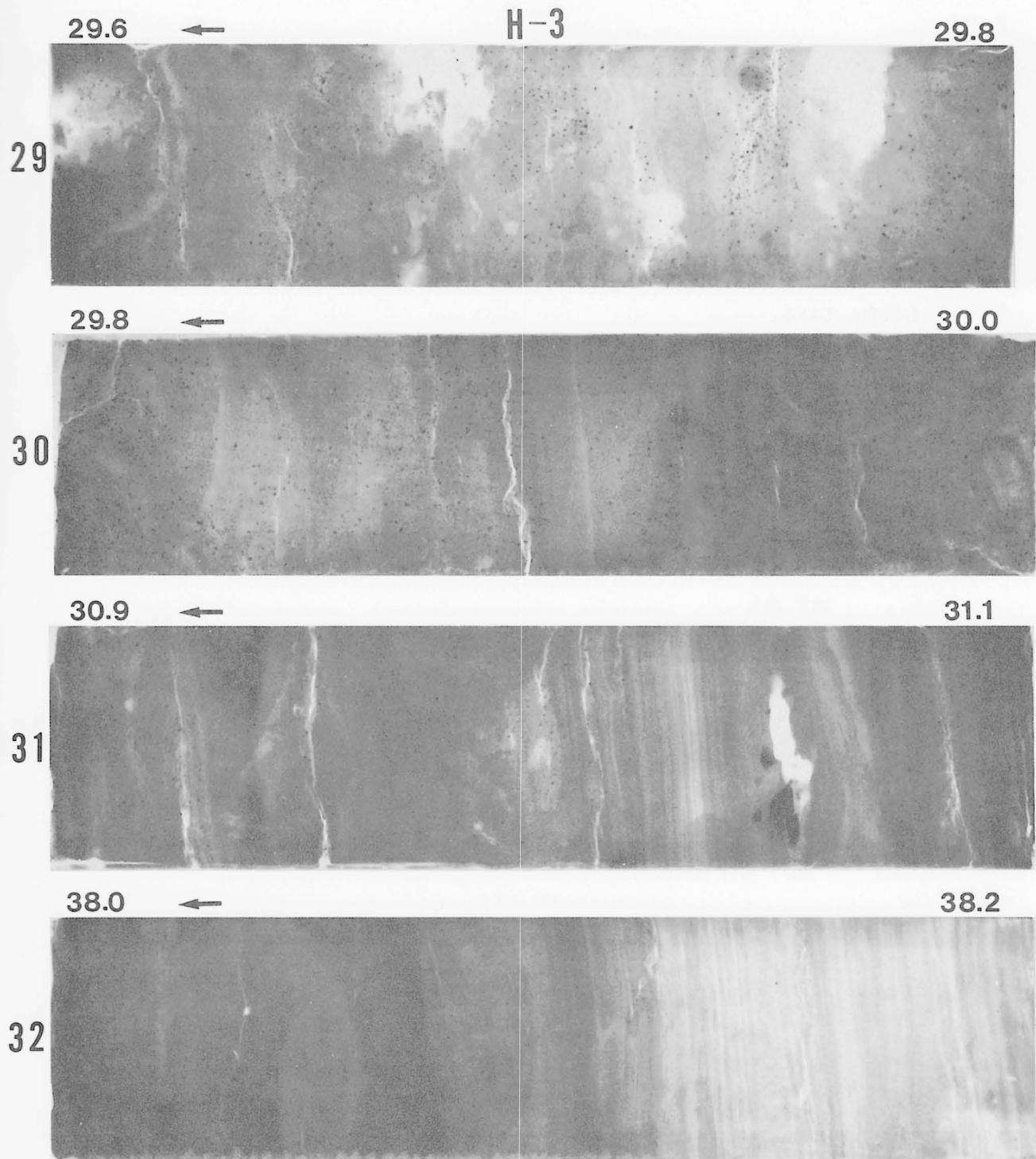
29.60m～29.80m, やや砂質? のシルト層中にラミナが生物擾乱の痕跡を残してわずかに認められる。全体としては葉理の発達する層準の中にあるが、その発達程度には変動の巾がある。ミリメートル以下の小さい黒い丸い粒が見える。

29.80m～30.00m, ラミナの発達する層と生物擾乱の認められる層がくり返している。上と同様黒い丸い粒子が見られる。

30.90m～31.10m, ラミナの発達した層と生物擾乱によりラミナの構造が乱された層が認められる。

38.00m～38.20m, 上方のやや乱されたラミナから下部の典型的に発達したラミナへと移り変わるシルト。

図版VIII



図版IX. 85H-3 の X 線ラジオグラフ写真 (その 3).

38.20m～38.40m, 典型的にラミナの発達するシルト層. サンプリングにより構造が破壊されている所がある.

47.00m～47.20m, 下部の均質なシルト層. 中程に巻貝が見られる. また貝殻片と思われる物も散在している.

48.60m～48.75m, 最下部の均質なシルト層.

49.00m～99.20m, 85H-3 最下部の砂質の層. 全体に均質で, 植物の根, あるいは纖維と思われる物が散在している.

図版IX

