

浜名湖東岸完新統の層序・層相とその年代

池谷仙之*・大浦 毅**・阿久津 浩*・和田秀樹*

A Report on Stratigraphy,
Lithofacies and Geological Age of the
Holocene Sediments along the East Coast
of Hamana-ko

Noriyuki IKEYA*, Tsuyoshi OHURA**,

Hiroshi AKUTSU* and Hideki WADA*

In order to elucidate the depositional process of the Holocene sediments distributed in and around Hamana-ko, we have started a multidisciplinary research project. As a part of this project, we report in this paper the results of boring survey at 15 localities in a small valley plane on the east coast of Hamana-ko, with regard to the stratigraphy, lithofacies, and geological age.

The longest core (18.15 m) was obtained at the center of the valley plane and the shortest (5 m) at the mouth and the innermost part. We can distinguish three layers within these cores. The lower layer of these cores is composed of poorly sorted sand with gravel from the innermost to the central parts of the valley plane and of well sorted sand around the mouth of the valley. The middle layer is composed of massive silt intercalated with thin sand layers containing shell fragments. The upper layer consists of peat which is 2 to 3 meters in thickness.

Akahoya Ash (ca. 6,300 y. B. P.) was found in the silt of the middle layer from the columnar samples collected at H 7, H 9, H 10, H 15.

Kawagodaira pumice (ca. 3,000 y. B. P.) and Osawa scoria (ca. 2,800 y. B. P.) were found in the peat of the upper layer at seven localities (H 7, H 9, H 10, H 11, H 13, H 14 and H 15).

The bottom of the peat layer was estimated to be about 5,000 years B. P. by radiocarbon dating.

1. はじめに

浜名湖は現在太平洋側第一の汽水湖(面積 68.8 km²)であるが、その起源は第四紀の最大海面低下時に形成された溺れ谷に海水が侵入した頃に求められる。その後、一つの堆積盆として堆積物に埋積され現在にいたっているが、その変遷史については、まだ不明な部分が多い。即ち、過去何度かの海面変動、地

殻変動、砂嘴の発達、地震津波などによって、その湖口部が開口したり、閉鎖されたりして、ある時は海湾として海水の流入が頻繁に行なわれ、またある時は湖として海から切り離され、浜名湖の環境は幾度の変遷を繰り返してきたと推定される。

浜名湖周辺地域、特に浜名湖南部の海岸平野には、いわゆる沖積層が広く分布している。これらの地域は日本の臨海沖積平野に発達する沖積層の典型の一

1985年3月25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, Japan.

** 東名開発㈱ Tōmei Kaihatsu Co. Ltd., Shizuoka 422, Japan.

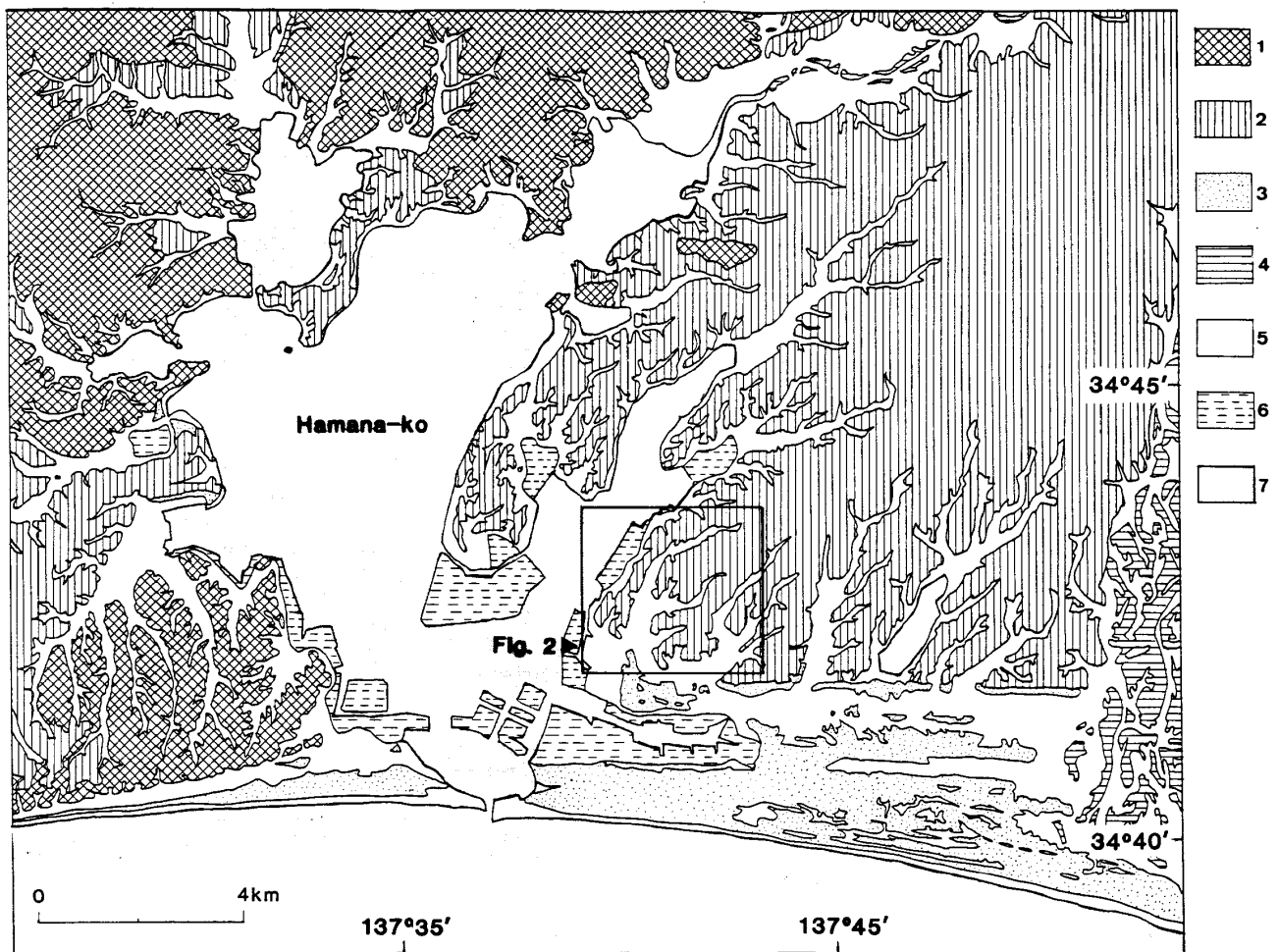


Fig. 1. Topographic map around the Hamana-ko bore holes. 1: Mountains and hilly regions, 2: Terrace, 3: Sand dune, 4: Natural levee, 5: Low land, 6: Land reclamation, 7: Water area.

つと考えられる。沖積層は一般に後氷期の海面上昇によって、それまでの低地部を各種の堆積物が埋積した結果形成されたと考えられ、従来の多くの研究は主として海水準変動に焦点を定め、これを解明しようとする見地から行なわれてきた。しかし、沖積層の層序、層相には海水準変動の変化の記録の他に、後背地の地学的環境や沿岸地域の種々の要因による堆積作用への影響が強く反映している。沖積層中に記録されている事象から、相対的海面変動による記録と地域的な特性とを区別して沖積層を解読しなければならない。

筆者らは現在この様な観点から浜名湖および浜名湖周辺地域の完新統の形成過程と、その変遷を明らかにするために各分野からの総合的な研究を行なっている。浜名湖周辺地域の完新統は、房総半島・三浦半島等に見られる隆起の著しい地域の様な露頭か

らの観察はきわめて難しい。そのため多くの情報をボーリング資料にたよることになる。既存のボーリング資料を検討したが、ボーリングされている地域が限定され、また試料の入手が困難あるいは不可能であることが多かった。そこでいわゆる沖積層を簡便にボーリングし、自ら試料の採取が行えるサンプラーを開発し、成果を得ている。ボーリングに用いたサンプラーの開発意図ならびに構造、試料採取方法等については別稿(大浦ほか, 1985)で報告することにし、本報告では、先に述べた研究の一貫として、筆者らが一つのモデルフィールドとして選んだ浜名湖東岸地域(浜名郡雄踏町、浜松市村櫛町)のいわゆる沖積層のボーリングテストの結果を報告する。この地域におけるボーリングはほぼ完了し、試料は各研究分野ごとに目下分析中である。本報告では、分析の結果を総合的に解析していく上での、基礎となる

試料の層序，層相ならびに年代測定の結果を総合的な研究に先立つ予報として報告する。

2. 地形および地質の概略

調査地点を含む浜名湖及びその周辺地域の地形・地質の概略を以下の4地域に区分して述べる。

(1) 浜名湖北部地域：壮～老年期の侵食地形を示す低い山地(標高 300~400 m)からなる。この山地はNE-SW 方向の走向をもって配列された主として中生代の堆積岩・変成岩によって構成された地質及びその構造に強く規制されている。すなわち，山腹は地層の走向方向に配列し，山頂は侵食からまぬがれた硬質岩からなり，河川は軟質堆積岩地域を侵食している。これら河川沿いには2段の段丘が発達

する。また湖の北岸には珪質岩が直接露出し，岩礁を形成している。

(2) 浜名湖東部地域：浜名湖と天竜川とに挟まれた地域には“古天竜川”によってもたらされた河川成の粗粒堆積物からなるいわゆる洪積台地(三方原台地)の広い平坦面がよく発達する。また，この平坦面よりも一段高い東鴨江面や，また一段低い西気賀面もみられる。これらの台地と段丘下は更新統浜松累層(汽水成または淡水成の鴨江相と海成または汽水成の佐浜相)によって構成されている。

(3) 浜名湖西部地域：渥美湾と浜名湖の間に位置するこの地域は西浜名丘陵(天白原台地)と呼ばれ，更新統の主として海成シルト及び砂層からなる渥美累層より成る。また，この丘陵の東部にはこれより新しい新所原面が発達する。

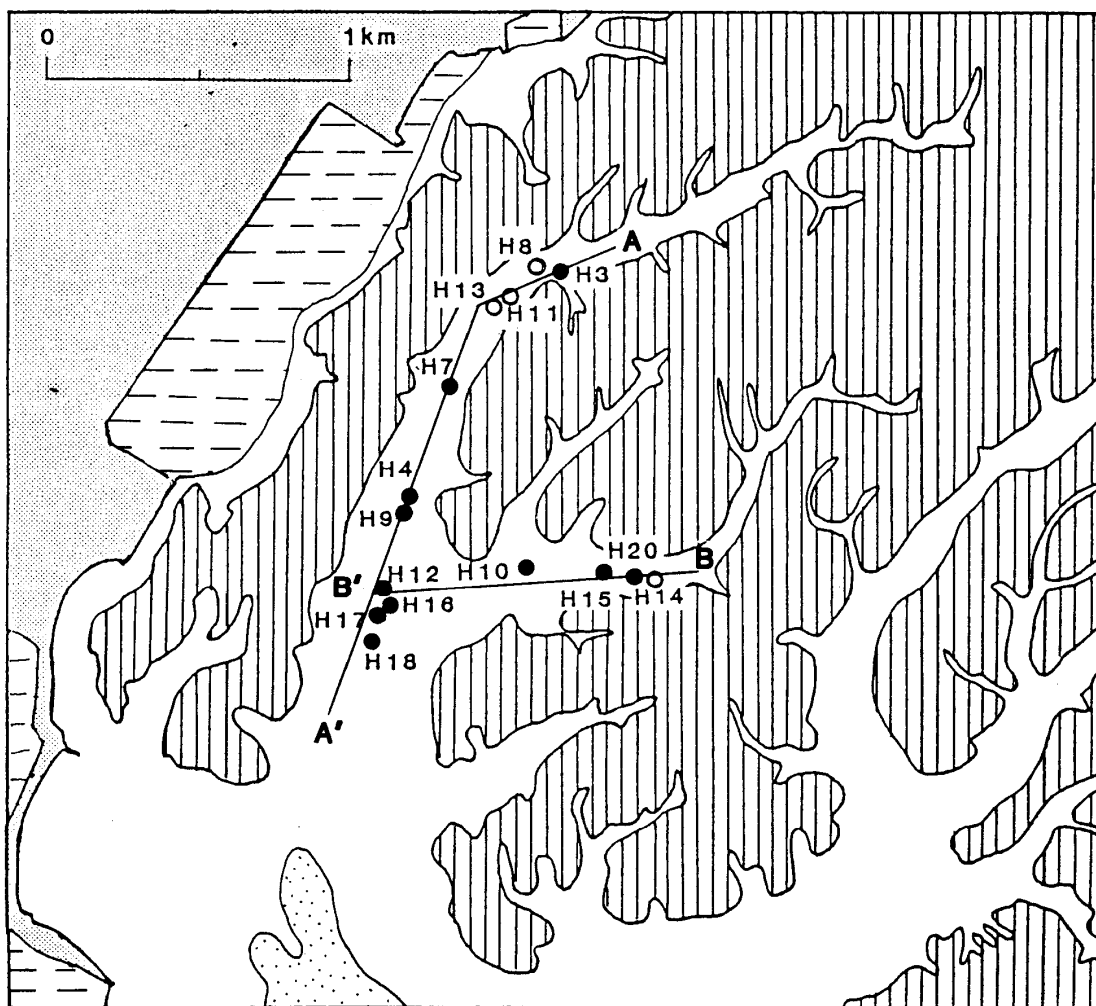


Fig. 2. The sampling localities. Solid circles: Samples were collected by using "the Bloom sampler". Circles: Samples were collected by "the Shizudai-type corer".

(4) 浜名湖南部地域：遠州灘に沿ったこの地域は海岸平野からなり標高約3 m程度の浜堤列が数列海岸線にほぼ平行に発達する。浜堤列の間は湿地帯となっている。

3. 調査地点と調査の方法

今回集中的にボーリングがなされた地域は浜名湖東岸部、浜名郡雄踏町宇布見の北方1 kmの小さな谷底平地(いわゆる沖積低地)である。この谷底平地は三方原台地がNE-SW方向に開析された二又の谷地形を呈し、その奥行きは4 kmと2 km、幅500 mの小さな埋没谷である。これらの谷底平地に沿って2測線、15本のボーリングサンプリングを行った(Fig. 2)。これらのボーリング地点は三方原台地南域に多数見うけられる同様な埋没谷において、幾つかの試掘の結果、良好な地域として選ばれたものである。すなわち、ボーリングサンプラーの能力(10数mのコア採取)が充分発揮でき、適当な間隔で試掘が可能であり、なおかつ完新統の発達が予想される場所である。

使用したボーリングサンプラーは通称ブルームサンプラーと静大式コアラーの2種類を併用した。ブルームサンプラーは泥炭試料採取用として考察・使用されているものであり、未固結の軟質な地層の際は試料の採取能率が高い。また、静大式コアラーはブルームサンプラーでは掘削困難な砂層・礫まじりの地層に出会った際に使用され、掘削能力ならびに試料回収能力を高めるために自ら開発・制作したものである。両サンプラーとも25 cmづつ掘削を進め、その都度試料を回収して連続の柱状コア試料を得る。この方法によって最長約18 mの柱状コアが得られた。

4. 層相および層序

記載の方法：使用したサンプラーによって得られる試料は直径2.3 cmの円柱状である。この試料を縦方向に2分しその断面を肉眼で観察して粒径・色・堆積構造・含有物(貝殻片・植物片)について記載を

行なった。

層相・および層序：AA', BB'測線上15ヶ所のボーリングによって得られた層相、層序を以下に述べる(Fig. 2, 3a, 3b)。

得られたボーリングコアはAA', BB'測線の両谷とも谷中央部で最も長く(最大長18.15 m)、谷口部および谷奥部に向かってそれぞれ短くなる*。いずれのボーリングコアも最下部は砂層からなり、使用したボーリングサンプラーではそれ以上の砂層の掘削・試料採取は不可能であった。最下部の砂層は谷口部(H18, H17, H16; H12)では細粒の淘汰の良い砂で雲母片を多く含む海成砂であると考えられ、一方谷中央部～谷奥部(H9, H13, H11, H8, H3; H10, H15, H20, H14)にかけての最下部の砂層は1～2 cmの亜角礫を含む中粒から粗粒の淘汰の悪い砂が主体をなし河川成砂と考えられる。

これらの砂層の上位には一般に暗灰色で均質・無層理のシルトが堆積し、最も厚い所ではAA'測線で約18 m, BB'測線で約7 m程度あり、谷口部、谷奥部へ向かうにつれ薄くなる傾向がある。谷口部(H12, H9)のシルト中にはしばしば厚さ数mm～数cmの細粒砂を挟在するが、谷中央部～奥部ではそのような堆積構造は観察されない。また、H9-6.5 m, -10 m, -13.5 m, H10-6 m付近では数mmのラミナがみられた。貝殻片は谷中央部～谷口部のシルト層中の上部と下部に多く含まれる。シルト層中部の貝殻片の多くは溶解しており保存状態は良くない。貝の種類としてはムシロガイ、ウミニナなどが見うけられる。植物質はシルト層上部に多く、炭化は進んでおらず未分解の状態を示している。

シルト層の上位には厚さ約2～3 mの黒褐色の未分解のおそらくヨシ・アシ等よりなるPEAT層が堆積している。PEAT層はほぼ谷全域に分布し、ある時期に湿地の状態が卓越していたと考えられる。PEAT層は一部人為的に客土等が行なわれたと考えられる表土に覆われている。

5. ^{14}C 法・テフラによる年代決定

得られたコアの年代を決定しておくことは、後の

* 使用したブルームサンプラーの能力では厚い砂層および礫層に当たると地中への押しこみができない。H16, H17, H18, H20は押し込みが不可能になった深度を砂層上面の深度と推定し試料の採取は行なわなかった。

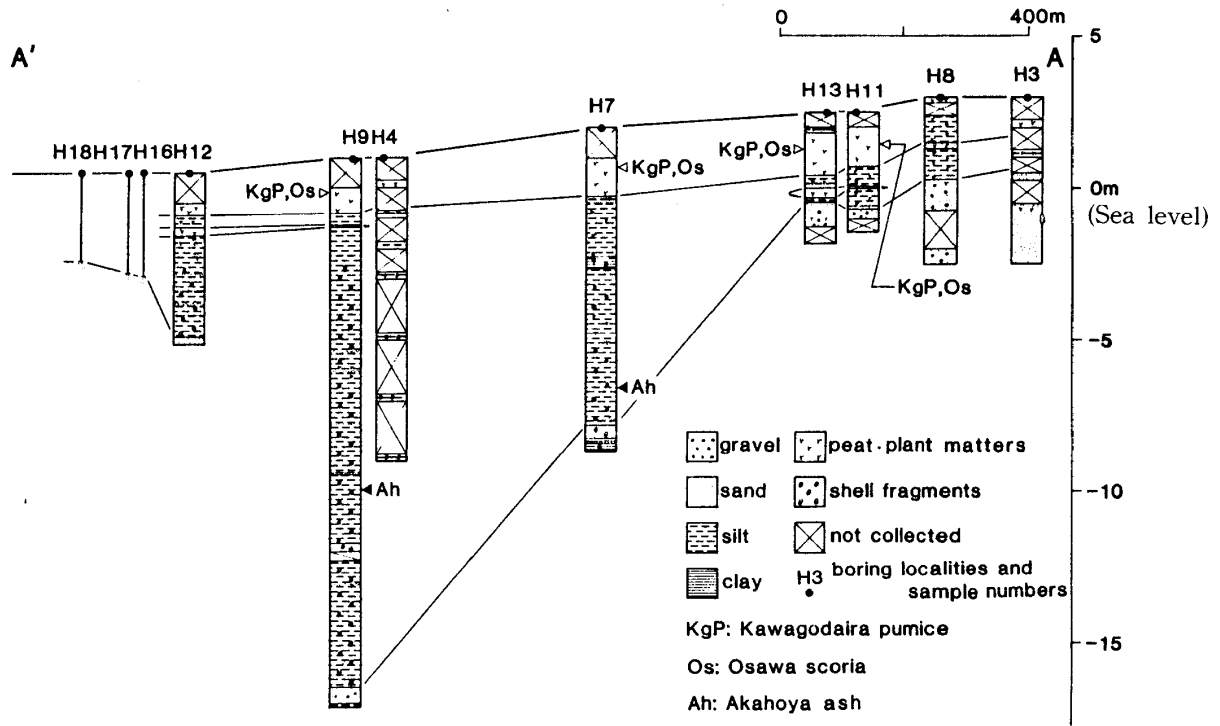


Fig. 3a. Stratigraphy of the bore holes along the section AA' in Fig. 2.

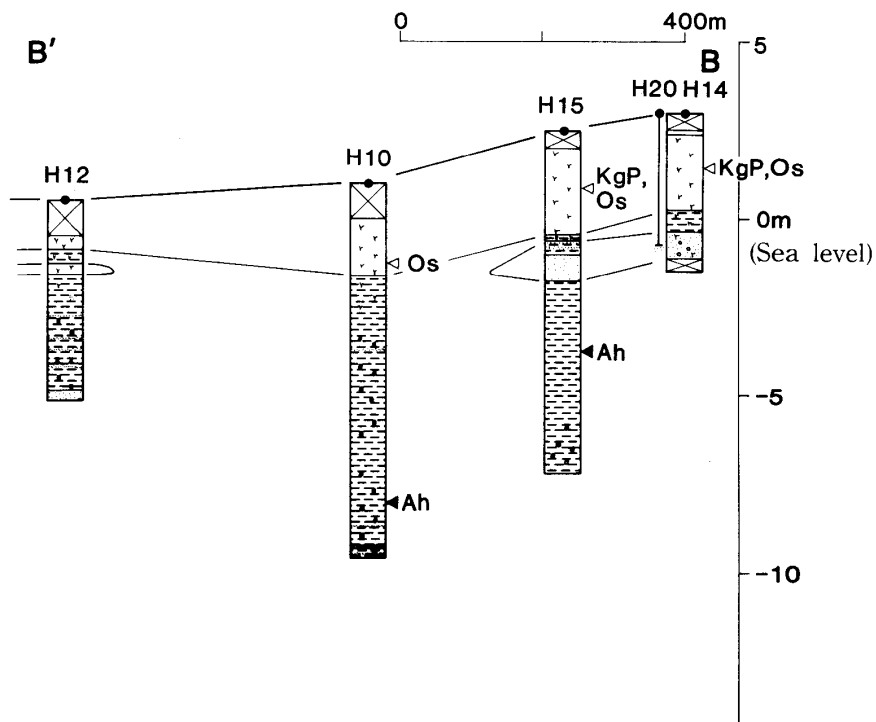


Fig. 3b. Stratigraphy of the bore holes along the section BB' in Fig. 2.
The legends used are same as in Fig. 3a.

各種分析に基づいて堆積環境の時代的変遷を考察するために必要不可欠なことである。そこで、コアの上部で発見されたピート層に対しては ^{14}C 法、更に既存のテフラを同定することにより年代を決定した。

(1) ^{14}C 年代測定法

^{14}C 年代測定用の試料は、H7, H9, H10のピート層下限の層準のピートである。測定は京都産業大学の山田研究室に依頼した。山田研究室では炭素をメタノールに合成し液体シンチレーション法で ^{14}C の崩壊による β 線を測定する。この方法では試料炭素は数グラムあることが望ましいが1グラム以下でも十分測定ができる。試料は、量を充分確保するために次のように用意した。ピート層最下部から5cmの厚さのコアを測定用試料とし、更にその直上の厚さ5cmのコアも同時に用意し、もし、ピート中の炭素量が少なかった時は、両者を合わせてピート層最下部厚さ10cm分のコアを測定用試料とすることにした。

結果は、厚さ5cmのコアでピート中の炭素量が測定に十分であったので前述の2試料は別々に測定が行なわれた。そのため、前述の3つのボーリング地点において、ほとんど同一層準において2つの測定値が得られた。

測定結果を、Table 1に示す。これをみると、試料はほとんど同一層準と考えられるが、得られた年代値が一致していない。1本のコアで見ると、層序的な位置関係と年代測定結果は矛盾しないが、近接した2つの測定値にしてはあまりにも大きな年代のずれが生じていると考えられる。後述する様にTable 1で8000年以上を示す値は、テフラの解析から推定される年代と著しく矛盾して古い年代である。そこで年代が古く測定されたH10 - 1.55 mの試料についてピートの中から繊維質の部分のみを洗いだし、名古屋大学中井教授による加速器を使った ^{14}C 年代測定を求めた。この方法は最近開発された加速器を使った高感度質量分析計により ^{14}C の濃度を直接求めるもので、試料炭素数mgで測定できるものである(中井・中村, 1983)。その結果、ピート中の繊維質のみの炭素による年代測定値は 4840 ± 170 y.B.P. となり、層位的に上位のH10 - 1.50 mのピート全体から求められた若い年代 4870 ± 350 y.B.P. と完全に一致する。このようにみかけ上古い年代を与

える誤差の原因として試料中のdead carbonの影響が考えられる。即ち、細粒部分に含まれることの多いdead carbonのため、ピートをバルクで使用した測定は、みかけ上古い年代を示し、ばらつきが大きくなったと思われ、ピートの繊維質のみを使用した測定のほうが、ピート層の年代としてはより信頼できる値に近いと思われる。

したがって、H10 - 1.55 mの2つの測定値についてみると、 $4,840 \pm 170$ y.B.P. の値が、 $8,570 \pm 700$ y.B.P. の値よりピート層形成の年代値に近いと思われる。

H7, H9については、ピートの繊維質のみを使用した測定が行なわれていないが、それぞれ、ほとんど同一層準の値について $5,960 \pm 430$ y.B.P., $5,330 \pm 390$ y.B.P. の値のほうと同様にしてピート層形成年代値により近いと思われる。しかし、これらの値もdead carbonをまったく含まないという保証はなく求められた年代値は下限を表わすと考えたほうが妥当であろう。

以上のようにピートを試料とする場合は、繊維質のみを使用して測定する必要があると思われ、以上の結果からピート下限の年代は約5,000年前と考えられる。この値は後に述べるテフクロノロジーによる値と矛盾しない。

(2) アカホヤ火山灰

本地域のコアにおいては、コアの記載中に火山ガラスが含まれているのではないかとと思われる層準が幾つか見つかった。そこでそれらの層準を中心に10cm~20cm間隔に250 meshで試料を水洗し検鏡した。その結果H7 - 6.5 m, -6.7 m, H9 - 9.9 m, H10 - 8.2 m, H14 - 0.4 m, H15 - 3.8 mの層準で火山ガラスが見つかった。これらの火山ガラスはバブルウォール型でうすい褐色をしたものもあり、従来知られているアカホヤ火山灰(町田・新井, 1978)である可能性が高いと判断した。そこで東京都立大学町田 洋氏、奈良教育大学西田史朗氏に分析鑑定を依頼した。鑑定方法はそれぞれ火山ガラスの屈折率測定、EDX (Energy Dispersive X-ray microanalyzer) による火山ガラスの主要元素分析が行なわれた。

その結果、H7 - 6.7 m, H10 - 8.2 mの火山ガラスの屈折率は、それぞれ1.495, 1.510-1.513であっ

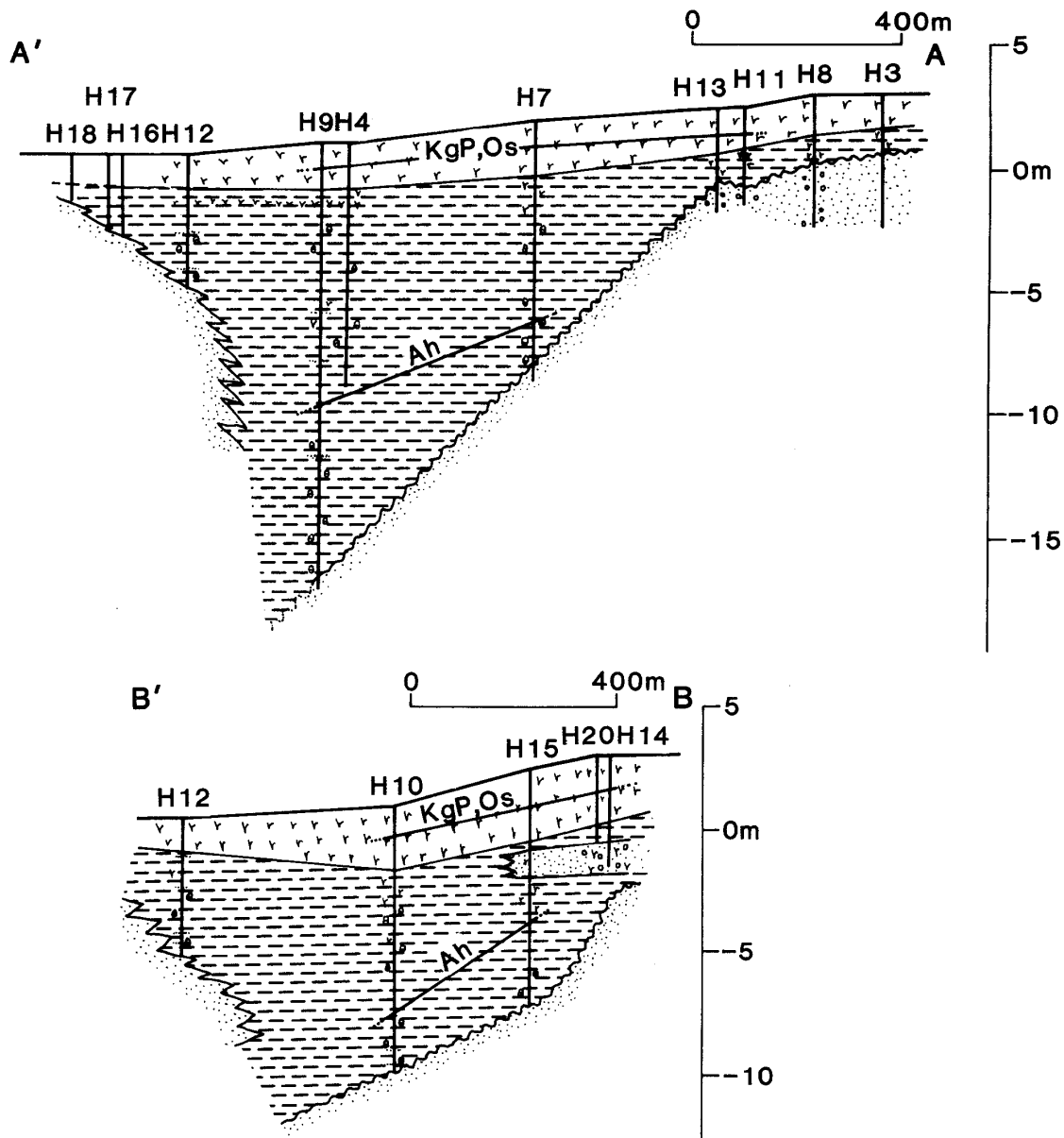


Fig. 4. Geological section along AA' and BB'.

た。これらとEDX分析結果よりH7 -6.5 m, H 9 -9.9 m, H 10 -8.2 m, H 15 -3.8 mの層準の火山ガラスはアカホヤ火山灰である可能性が最も強いことが分かった。それに基づくFig. 4のように対比される。一方, H 7 -6.7 m, H 14 -0.4 mの層準の火山ガラスはむしろアイラ丹沢火山灰に似ている可能性があるという評価を得た。しかし, アイラ丹沢火山灰とするこれらの層準は22,000~21,000 y.B.P.となり層位的に考えにくい。これらは再堆積あるいは全く別のテフラであると考えている。

(3) カワゴ平パミス・大沢スコリア

カワゴ平パミスは約3,000年前に伊豆天城山の北麓より噴出した石英安山岩質のパミスで一般的なテフラと異なり西方に分布の中心を持っている(鮫島, 1967)。大沢スコリアは約2,800年前に富士山より噴出し, 南西方向に分布の中心を持つ玄武岩質スコリアである(加藤, 1979)。両者は, 登呂遺跡など静岡県内の沿岸低地の遺跡において見つかっており, 最も遠方の分布地として本調査地域の約8 km東に位置する浜松市の伊場遺跡がいられていた(加藤ほか, 1982; 加藤, 1979; 増島, 1979)。

加藤(1979), 増島(1979)によると伊場遺跡での両

Table 1. Radio carbon dating for the peat samples collected from the valley plane around the Hamana-ko.

Boring site	Subsurface depth (m)	^{14}C age (y.B.P.)	Sample number	Carbonaceous matter (g)	Method
H7	-0.40 ~ -0.45	5960 ± 430	KSU-845	0.532	1)
	-0.45 ~ -0.50	8400 ± $\begin{smallmatrix} 1000 \\ 900 \end{smallmatrix}$	KSU-846	0.429	"
H9	-1.30 ~ -0.135	5330 ± 390	KSU-847	0.590	"
	-1.35 ~ -1.40	6050 ± $\begin{smallmatrix} 690 \\ 630 \end{smallmatrix}$	KSU-848	0.398	"
H10	-1.50 ~ -1.55	4870 ± $\begin{smallmatrix} 350 \\ 330 \end{smallmatrix}$	KSU-849	0.698	"
	-1.55 ~ -1.60	8570 ± $\begin{smallmatrix} 1700 \\ 1400 \end{smallmatrix}$	KSU-850	0.188	"
	-1.55 ~ -1.60	4840 ± 170	-----	*	2)

1) Methanol liquid scintillation method at Kyoto Industrial University.

2) Accelerating mass-spectrometry at Nagoya University. *Dating was done for carbon collected from fibrous material in peat.

者の特徴は次のようになる。カワゴ平パミスは白色絹糸状光沢のある繊維状によく発泡したパミスで、重鉱物としてシソ輝石・角閃石・磁鉄鉱を含む。産状は肉眼ではわからないぐらいに希釈されている。大沢スコリアは灰褐色の垂角礫状の発泡の悪いスコリアで、重鉱物としてシソ輝石・フツウ輝石を含む。また厚さ約1cmのパッチ状の産状を示した。両者の伊場遺跡での層位関係は、ほぼ同一層準だがカワゴ平パミスが大沢スコリアのやや上位に分布の中心がある。

以上のような特徴を持ったテフラは、肉眼では見つからなかったが充分発見される可能性が高いのでコア上部のピート層を10cm~20cm間隔に250 meshで水洗し検鏡した。その結果、Fig. 3の層準においてパミスとスコリアがそれぞれ対になって見つかった。これらの火山性噴出物は、先に述べた特徴を示すこと、2種のテフラが対をつくって層位的にパミスが下位に来ること、前項で述べたピート下限の ^{14}C 年代と矛盾しないことから両者はカワゴ平パミスおよび大沢スコリアであると考えら

れる。これらの事実から Fig. 4 のように対比が推定される。今後さらに屈折率測定等を行ない、いっそう確実にする必要がある。

6. ま と め

ボーリングで得られた堆積物の堆積環境・年代を上記の層相、層序および年代測定をもとに考察する (Fig. 4).

AA', BB' 測線の最下部の砂層はその堆積物の特徴より谷口部は海成砂、谷中央部~奥部は河川成砂であると考えられ、潮流あるいは沿岸流による海成砂の埋立てによって谷口部に barrier が形成されたことにより、谷中央部~谷奥部の砂層に不整合にシルトが堆積したと考えられる。シルト層は層相変化にとぼしく堆積環境は極めて安定であったと考えられ、シルト中にアカホヤ火山灰が存在することから、このシルト層はいわゆる縄文海進期の海成堆積物であると考えられる。

^{14}C 年代より5,000年前頃にシルト層の堆積は終

り、谷全域は湿地帯となりPEATの形成が始まり、約3,000年前・約2,800年前のそれぞれカワゴ平パミス、大沢スコリア降灰時にPEATの形成は続いていたと考えられる。

以上の考察をより具体的・総合的に行なうために、採取された試料を介形虫、有孔虫、珪藻、花粉、粒度組成の各分野で現在分析中である。その分析結果により浜名湖および浜名湖周辺の完新統の形成過程とその変遷が詳細に明らかになるであろう。

謝 辞

東京都立大学町田 洋教授、奈良教育大学西田史朗教授には火山ガラスの鑑定をしていただき、京都産業大学山田 治教授、名古屋大学中井信之教授、中村俊夫博士には¹⁴C年代測定をしていただいた。

また、静岡大学教育学部木宮一邦教授、同理学部北里 洋博士には本稿を査読していただいた。ボーリングを行なうにあたっては静岡大学理学部地球科学科の塚越 哲、植田 均、坂本淳一、阿部泰行、同大学教育学部の清水基江、東京大学の鹿島 薫、松原彰子、伊東城ヶ崎高校の加藤国雄の各氏に協力

していただいた。以上の方々に記して感謝する。

文 献

- 加藤芳朗(1979), 第12次発掘区の堆積層の観察と火山灰層について。国鉄東海道線線路敷内埋蔵文化財発掘調査報告書, 29-34, 浜松市教育委員会
- ・増島 淳・川江秀孝・杉山彰梧(1982), 静岡県中・西部低湿地遺跡における火山灰層。日本第四紀学会演旨集, 12, 104-105.
- 町田 洋・新井房夫(1978), 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰。第四紀研究, 17, (3), 143-163.
- 増島 淳(1979), 伊場遺跡に堆積する火山起源粒子について。国鉄東海道線線路敷内埋蔵文化財発掘調査報告書, 34-40, 浜松市教育委員会。
- 中井信之・中村俊夫(1983), 加速器質量分析による放射性同位体の定量と年代測定。Radio isotopes, 32, 645-655.
- 大浦 毅・和田秀樹・池谷仙之(1985), 沖積層柱状試料採取器の開発。静大地球科学研報 no. 11, 163-169.
- 鮫島輝彦(1967)伊豆半島の地学案内, 静岡県地学会。
- 山田 治(1969), 液体シンチレーション年代決定法。静大放射性同位元素研報, 1, 75-75.