

R-01-2004

YIES Research Report

# 山梨県環境科学研究所研究報告書

第8号

プロジェクト研究

「富士五湖周辺の自然環境変遷史に関する研究」

平成15年度

山梨県環境科学研究所





R-01-2004

YIES Research Report

# 山梨県環境科学研究所研究報告書

第8号

プロジェクト研究

「富士五湖周辺の自然環境変遷史に関する研究」

平成15年度

山梨県環境科学研究所



## は じ め に

富士山は、本州中央部に位置する我が国最高峰であり、古くから多くの人に仰がれてきたばかりでなく、広く日本国民に我が国の象徴として親しまれてきた。もとより、科学的研究の対象としては、地質学・火山学をはじめとする多くの学問分野からの成果が知られている。しかし、富士山の活動によって形成されたとする富士五湖については、その成り立ちそのものに、いまだ未解決な問題が多い。

富士五湖を地球科学的に研究対象として取り扱う場合、富士五湖の成り立ちや、富士山の活動史の解明以外に、湖底堆積物の歴史科学的な視点から解析することにより、各々の湖の誕生から現在にわたる湖一帯の環境変遷を知ることも可能となる。そこで、本プロジェクト研究では、具体的に湖の底からボーリングコアを採取し、この解析に努めてきた。表現を変えれば、その時その時の湖周辺における自然環境あるいは人為的影響を記録した絨毯（じゅうたん）が、湖底堆積物として下位から上位に向けて多数敷きつめられている、といえる。これら絨毯に記録された環境情報を解析し、一方で一定の深度の絨毯の年代を明らかにし、環境の変遷を読み取る作業を進めてきた。

結局、湖底堆積物のコア試料には、湖の成り立ちのみならず、湖周辺の環境の移り変わりの様子も見事に記録されていた。過去の富士山の激しかった活動の情報も、具体的にとらえられた。これは、いずれ噴火するであろう富士山噴火に備え、富士山の麓、とりわけ北麓側に住む者にとっても、富士山噴火の癖を知る意味で重要と思われる。

富士山周辺のことだけではない。思わぬ情報も得られた。中国大陆から飛来する「黄砂」が、富士五湖の湖底堆積物の中に、堆積・記録されていた。ともかく、富士山の麓の静かな湖の底には東アジアの環境の情報までが記録されている。このように、富士山麓においては湖のみならず、陸上部においても、地下に眠る地質試料を解析することから、将来の環境や富士火山の防災といった視点からも、貴重な情報が得られることが十分期待され、引き続き地球科学・環境科学の研究が展開されることを期待する。

平成15年10月

山梨県環境科学研究所

所 長 入 来 正 躬



# 目 次

## はじめに

### I プロジェクト研究の概要

I-1 研究テーマおよび研究期間 .....	1
I-2 研究目的 .....	1
I-3 研究体制 .....	1

### II 研究成果の概要

II-1 音波探査調査 .....	3
1) 研究目的 .....	3
2) 研究成果の概要 .....	3
II-2 ボーリングコアの地質 .....	4
1) 研究目的 .....	4
2) 研究成果の概要 .....	4
II-3 花粉分析 .....	4
1) 研究目的 .....	4
2) 研究成果の概要 .....	6
II-4 珪藻分析 .....	6
1) 研究目的 .....	6
2) 研究成果の概要 .....	6
II-5 黄砂分析 .....	8
1) 研究目的 .....	8
2) 研究成果の概要 .....	8
II-6 有機化学分析 .....	12
1) 研究目的 .....	12
2) 研究成果の概要 .....	12

### III 研究成果報告

III-1 音波探査調査 .....	15
1-1 目的と概要 .....	15
1-2 調査の方法 .....	15
1-3 音波探査結果 .....	18
1-4 音波探査結果から見た各湖の湖底堆積物の分布 .....	26
1) 山中湖 .....	26
2) 河口湖 .....	27
3) 西湖 .....	31
4) 精進湖 .....	31
5) 本栖湖 .....	32
III-2 ボーリングコアの地質 .....	35
2-1 研究目的 .....	35
2-2 富士五湖湖底ボーリング掘削 .....	35
1) 山中湖湖底ボーリングコア .....	35
2) 河口湖湖底ボーリングコア .....	35
3) 本栖湖湖畔底ボーリングコア .....	35
2-3 富士山の噴火履歴復元 .....	40
III-3 花粉分析 .....	43
3-1 概要 .....	43
3-2 試料処理および解析方法 .....	



1) 試料処理 .....	43
2) 解析法 .....	44
<b>3-3 花粉分析結果</b>	
1) 山中湖 .....	44
2) 河口湖 .....	48
3) 本栖湖 .....	53
<b>3-4 地域花粉帯の設定と古環境の復元</b>	
1) 地域花粉帯の設定 .....	59
2) 他地域との対比 .....	60
3) 古環境の復元 .....	60
 <b>Ⅲ-4 珪藻化石群集</b>	
<b>4-1 山中湖</b>	
1) 研究目的 .....	61
2) 解析方法 .....	61
3) 結果と考察 .....	61
参考資料	
<b>4-2 河口湖</b>	
1) 研究目的 .....	63
2) 解析方法 .....	63
3) 結果と考察 .....	64
参考資料	
<b>4-3 本栖湖</b>	
1) 研究目的 .....	64
2) 解析方法 .....	66
3) 結果と考察 .....	66
参考資料	
 <b>Ⅲ-5 黄砂分析</b>	
<b>5-1 黄砂研究の背景</b> .....	68
<b>5-2 富士山北麓及び甲府盆地の大気エアロゾルの放射化分析と蛍光X線分析</b>	
1) 試料 .....	71
2) 結果と考察 .....	75
<b>5-3 富士山北麓の大気エアロゾル中の黄砂粒子の定量的識別</b>	
1) 実験方法 .....	75
2) 結果及び考察 .....	76
<b>5-4 河口湖湖底堆積物中の黄砂粒子の定量的識別</b> .....	76
<b>5-5 富士山北麓における黄砂由来石英の粒子径</b> .....	76
 <b>Ⅲ-6 有機化学分析</b>	
<b>6-1 河口湖湖底表層堆積物の有機化学分析</b>	
1) 目的 .....	77
2) 試料 .....	78
3) 実験方法 .....	78
<b>6-2 分析結果</b>	
1) 蛍光X線分析と強熱減量 .....	79
2) 堆積物におけるPAHsの鉛直分布 .....	79
<b>6-3 河口湖湖底表層堆積物の地球化学的考察</b> .....	80
<b>6-4 河口湖湖底堆積物におけるPAHsの起源</b> .....	81

# プロジェクト研究の概要





# I プロジェクト研究の概要

## I-1 研究テーマおよび研究期間

研究テーマ名：「富士五湖周辺の自然環境変遷史に関する研究」  
研究期間：平成9（1997）年4月～平成14（2002）年3月（5年間）

金沢大学理学部 助 教 授 山本 政儀  
大阪市立大学 教 授 吉川 周作

## I-2 研究目的

過去の環境変遷を長期間にわたって連続した情報として記録しているものを探り出し、そこから過去の環境変遷を正確に復元し、復元された過去の記録に基づき、将来の自然環境を予測することは重要である。この研究には湖沼の堆積物が有効である。

富士五湖は富士山の活動の過程で形成された。従って、各湖底には形成時から今日まで、下位から上位に向かって富士山および富士五湖周辺の環境の情報はもとより、東アジア地域におよぶ環境の情報についても、連続して堆積物に記録されてきている。しかし従来、これら堆積物の厚さはもとより、体積（量）も分かっていない。勿論、湖底堆積物につき、その基底より上位に向けての系統的な環境変遷の研究は殆どなされていない。

そこで、実際に富士五湖湖底堆積物をボーリングコアとして採取し、これらの地球科学・環境科学的な解析を基に歴史科学的手法により、環境変遷の解明を目的として研究を進めた。

## I-3 研究体制

山梨県環境科学研究所  
研究代表者：地球科学研究室 主幹研究員 興水 達司  
（第2，5，6章執筆責任）

所内研究参加者：地球科学研究室 研 究 員 内山 高  
（第1，3章執筆責任）  
研 究 員 柴田 知之  
助 手 高山 美和  
助 手 高橋美乃里  
助 手 門西 恵  
特別研究員（日本学術振興財団） 京谷 智裕

共同研究者：山梨県衛生公害研究所 主任研究員 吉澤 一家  
（第4章執筆責任）  
研 究 員 小林 浩  
山梨大学工学部 教 授 岩附 正明  
山梨県立城西高校 教 諭 野呂 忠敏  
東京大学理学部 助 手 荻原 成騎





# 研究成果の概要





## Ⅱ 研究成果の概要

### Ⅱ－１ 音波探査調査

#### １) 研究目的

富士五湖は富士山北麓に位置し、東から反時計まわりに山中湖、河口湖、西湖、精進湖、本栖湖の順に分布する。これら五湖はおもに北側では御坂山地に、南側では富士山北麓斜面によって取り囲まれている。山中湖以外は流出河川（桂川）を持たない閉塞湖であり、また大きな流入河川はなく、御坂山地側に小規模な河川が見られる。富士五湖の成因や年代について、新富士火山の溶岩等の噴出物によりせき止められ、現在見られる富士五湖が成立したとされている。しかし、現在見られる富士五湖以前の湖の姿や自然環境の変遷、火山活動との関係について、その詳細は明らかにされていない。富士五湖湖底には、周辺から流入した、おもに砂や泥からなる湖底堆積物がたまっており、その中には富士山の火山活動による火山噴出物も多数含まれていると推定される。この富士五湖の湖底堆積物について、詳細な研究を行うにあたって、まずその地質構造や分布等を把握する目的のため、音波探査を実施した。

#### ２) 研究成果の概要

##### １) 山中湖

山中湖の音波探査では、湖底下数m（1～2 m）以下で強い散乱状パターンを示し、記録パターンが不明瞭となり反射面が判読不能となっている。このなかで良好な記録がとれた測線YA-S2をもとに以下の5層に音響的地層区分を行った。Y-S1層は最大層厚2 mで、湖底凹地の部分にほぼ全面に分布し、軟弱で均質なシルト・粘土層からなる。Y-S2およびS4層はスコリア層とシルト・粘土層との互層からなる可能性がある。また、両層は散乱状パターンとなり詳細が明らかでないが、湖底下に広く分布すると推定される。Y-S3層はY-S2・4層間に見られる不連続層状および散乱状反射パターンで、本層が直接湖底に露出している箇所では、湖底から比高1～2 mの凹凸をなしている。そのパターンから本層は礫等を含む粗粒な堆積物からなると推定される。Y-S5層は可探深度が大きいブーマー記録でも散乱状および不連続層状パターンを示す。

各層の形成年代はボーリングYA-1コアとの対応から、Y-S1層が約1,200年前以降、S2・4層が約1,200年前～6,000年前の間、S5層が互層部の場合約6,000年前以前となり、S3層は約3,000年前と推定される。

##### ２) 河口湖

河口湖でも山中湖同様に、測線始点・終点付近を除き、どの測線のソノプローブ記録やブーマー記録でも湖底下

で散乱状パターンを示し、下層の反射面が判読不能となっている。K-S1層は最大層厚約1 mで、湖底凹地の部分にほぼ全面に分布し、軟弱で均質なシルト・粘土層と推定される。K-S2・S3層はスコリア層や火山灰層等をはさむ均質なシルト・粘土層にあたると推定される。K-S5層は陸上部との地質との対応から、溶岩からなるS5L層と新第三系御坂層群からなるS5br層とに細分される。

各層の形成年代はボーリングKA-1コアとの対応から、S1層が約1,000年前以降、S2・3層が約1,000年前～15,000年前、S5L層が約8,000年前～10,000年前と推定される。

##### ３) 西湖

西湖では、各測線とも良好な反射断面が得られた。SA-S1層は湖中央部の最深部または西側の深部にとくに厚く（層厚約5 m）堆積している。SA-S2層はS1層と同様な箇所に堆積している。SA-S3層は斜面上に見られる。地形的には、少なくとも3つの傾斜変換点が認められ、構成層の反射面が下位層のS4層またはS5層にアバットしていることから、段丘構成層または扇状地性堆積物からなると推定される。SA-S4層はS3層と同じ斜面下部を構成して分布する。斜面下部を構成する本層についてはS5層との判別が難しい。SA-S5層は陸上部の地質との対応から、溶岩からなるS5L層と、新第三系御坂層群からなるS5br層とに細分される。

西湖の南西岸に分布する青木ヶ原丸尾溶岩の延長と見られる溶岩（測線SA-S3・S4の南端）は湖最深部の湖底下にも分布するように見えるが、S2層以上を載せている部分もあることから、その形成年代はいろいろな年代を示すと推定される。ただ、湖底ボーリングおよび湖底の採泥が行われていないため、各層の構成物等の詳細や形成年代は不明な点が多い。

##### ４) 精進湖

精進湖では、各測線とも溶岩が浅所に露出しているため、良好な反射断面が得られなかった。SH-S1層は溶岩と見られる地層の凹凸を埋めるように堆積しており、両測線にわたって分布する。SH-S2層はS1層の下部に上述の凹地を埋めて分布するが、下位は散乱して詳細は不明である。SH-S3L層は陸上部の地質の分布から溶岩と推定され、上述の凹凸を形成する。

##### ５) 本栖湖

本栖湖では、各測線とも良好な反射断面が得られた。MO-S1層は最大層厚約2 mで、湖底平坦面上や緩斜面

上に広く分布し、一部後述するMO-S5L層上にも分布する。MO-S2層は湖底の平坦面を構成するMO-S4およびS5層上面の凹凸を埋めるように分布する。MO-S3層はMO-S5br層が構成する緩斜面上に分布する。また、この緩斜面ではいくつかの傾斜変換点が認められることやS3層がMO-S5br層にアバットすることから、本層は段丘構成層または扇状地性堆積物と推定される。MO-S4層は上述の緩斜面の下部を構成しておもに分布する。また、一部はMO-S5L層の下位に延長して分布することから、湖底平坦面下に広く分布するものと推定される。MO-S5層は陸上部の地質やボーリングMO-2 コアとの対応から、溶岩からなるS5L層と新第三系御坂層群からなるS5br層に細分される。

各層の形成年代はボーリングMO-2 コア等との対応から、S1層が約3,000年前以降、S2層が約3,000年前～6,000年前、S4層が約16,000年前～25,000年前と推定されることから、S3層は約6,000年前～16,000年前の間に形成されたと考えられる。

## Ⅱ-2 ボーリングコアの地質

### 1) 研究目的

富士山、とりわけ富士北麓側におけるボーリング掘削は、地下水や温泉開発等の場合以外のいわゆる学術ボーリングとしては、従来の成果として山中湖と鳴沢村のみ報告がある。山中湖の場合、湖底中央部付近の最深部において、約2.5mの湖底堆積物を採取し、約2,500年間の環境変遷や山中湖の形成史が論じられている(遠藤ほか、1992など)。鳴沢村では、標高1,200mの地点に防災科学技術研究所が富士山の火山活動を観測するために、地震計等を設置する目的で201mの掘削を実施した。その際に、多数のボーリング試料が採取され、岩相・岩石学的特徴の記載に加え、全岩石主成分及び微量元素の分析が行われている(宮地ほか、1995)。その報告の中で、具体的な放射年代の測定はなされていないものの、記載岩石化学的特徴をよりどころにして、得られたボーリング試料の基底の年代として、古富士火山末期まで遡としている。このように、ボーリング試料を材料にした場合、富士山の地下構造や詳細な形成史等の解明の上で有効な情報が得られる。しかも、今回のプロジェクト研究では富士五湖のうち、山中湖、河口湖、本栖湖などからボーリングコア試料を採取しており、これらの構成につき地域的な観点から比較することにより、将来の富士山噴火に対する防災上有効な資料についても明らかにできる。

### 2) 研究成果の概要

富士山の活動を約1万年前あたりを境にして、それ以前を古富士、それ以降を新富士のステージに区分するという立場で、それぞれの時代に活動した噴出物の分布を見た場合、古富士の噴出物の多くは新富士の溶岩や降下

物などに覆われている。そのため、古富士時代の富士山の噴火の実態を地表で確認できるのは、東麓や南麓の一部に限られている。とりわけ、富士五湖が形成されている北麓側には古富士時代の堆積物は地表にほとんど分布していない。

ところが、山中湖底、河口湖および本栖湖畔で我々が実施したボーリングコア試料の、いずれからも古富士の時代に遡る富士山の活動が記録されている。このように、陸上部の調査・観察からは得られない情報がボーリングコア試料からは明らかにできる利点があり、従来火山活動の解明の手がかりが少ない状況にあった古富士年代についても、今回の我々のプロジェクト研究から得られた試料は有効な役割を果たす。すなわち、富士山の噴火歴をより古くから解明でき、噴火の癖を知る手掛かりになる。その具体例を以下に示す。

河口湖や山中湖の湖底堆積物、本栖湖畔の堆積物を比較観察したところ、これらの構成に地域による明確な違いが見られた。すなわち、富士山起源の降下堆積物が山中湖には多数認められ、一方河口湖には二回の大規模な溶岩流が記録されているのが特徴的で、富士山由来の火山灰などの影響は極めて少なかった。これに対し、富士山の北西側に位置する本栖湖付近のコア試料の構成は、ほとんどが溶岩流堆積物から成っている(図1)。

富士山に対して東に位置する山中湖が、北に位置する河口湖よりも富士山の降灰歴が頻繁であることが時代を追って明確にされた。これは富士山が将来噴火した場合、東京など首都圏への火山灰被害を懸念する見方を裏付けている。また、本栖湖畔の試料に特徴的に認められる溶岩流については、富士山頂から北西—南東方向にその分布が卓越するとの考えを裏づけるものである。富士山はいずれ噴火することは疑いのないところである。それに向け、防災対策やハザードマップの作成の作業も進められている。我々の成果は、特に長期的な火山災害予測をより確かなものにする上で、重要な貢献をするものである。

## Ⅱ-3 花粉分析

### 1) 研究目的

花粉分析は泥炭や粘土等の細粒堆積物から化石花粉を抽出し、その種類や産状を調べることにより植生や環境の変遷を明らかにするのに有効な方法のひとつである。花粉分析が過去の植生変遷を解明する手段として有効である根拠として次の3点が上げられる。

- ①花粉の外部形態は、科や属あるいは種により特徴があるため母植物を同定できる。
- ②花粉の外膜は物理・化学的風化に対して極めて強靱であることから化石として残りやすい。
- ③花粉はほぼ均一に広範囲に散布されるため、地点の分析であっても周囲の植生推定、地層の対比などの目



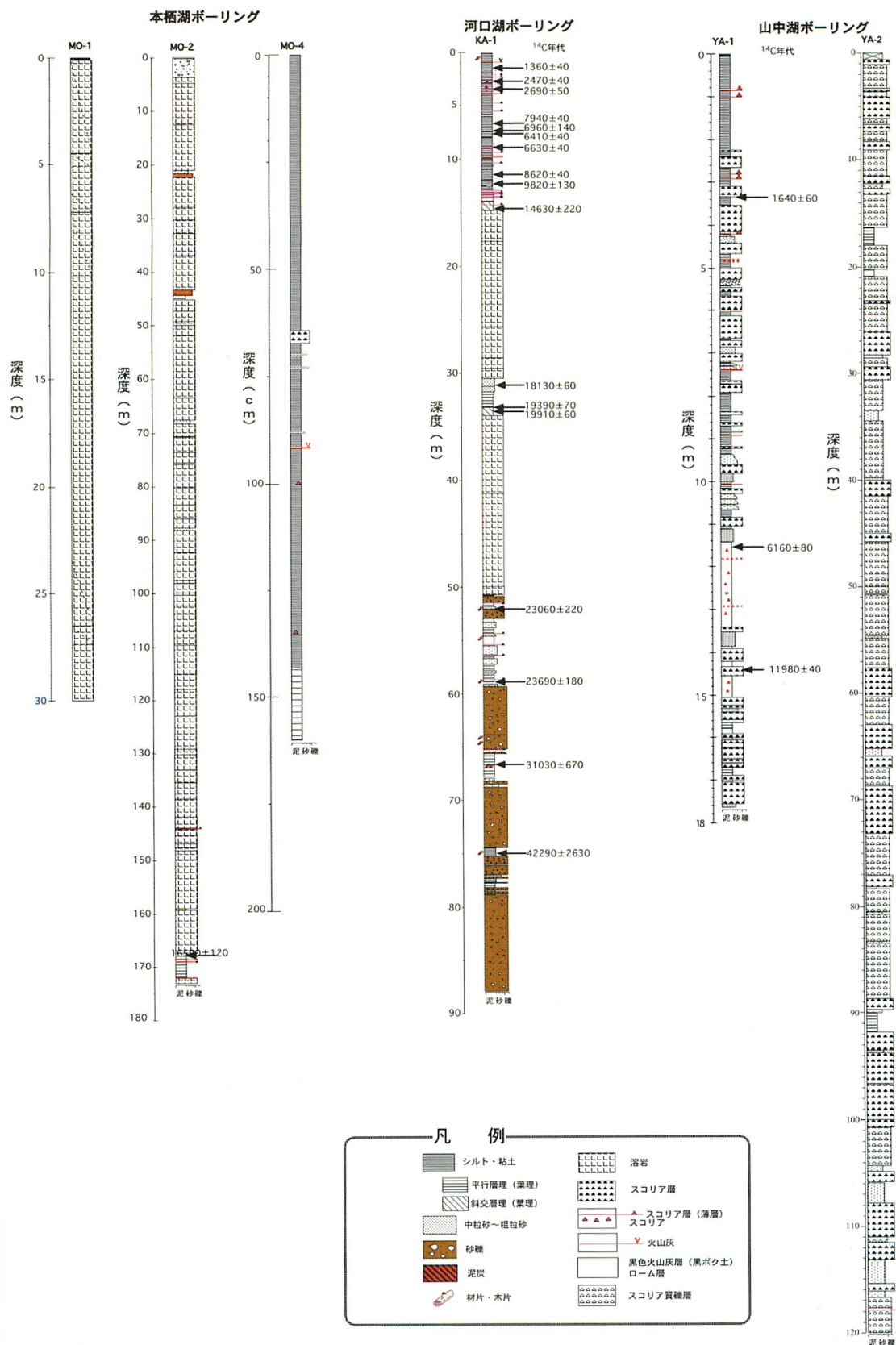


図1 富士五湖本栖湖・河口湖・山中湖  
ボーリングコアの柱状図



的に応用できる。

陸上に生育する樹木や草等の「植生」は気候の変化や時代とともに変化し、その変化が堆積物中の花粉化石の構成や量の変化として反映する。このため、花粉構成や消長データは、地層の識別や対比、古植生の復元に利用することができる。今回富士五湖とくにボーリング試料の得られた山中湖・河口湖・本栖湖周辺の植生変遷と古環境の復元を目的に分析を行った。

## 2) 研究成果の概要

富士五湖周辺の地域花粉帯は河口湖コアをもとに上からⅠからⅣ帯に区分され、古環境は次のようになる。

Ⅰ帯ではマツ属（複維管束亜属）が増加傾向を示す。<sup>14</sup>C年代値から、この現象は気候変化によるものではなく、人間の自然に対する干渉により広がった「二次林」、あるいは「里山」の影響であると考えられる。

Ⅱ帯ではスギ属が顕著であることと、得られた<sup>14</sup>C年代値から、いわゆる「弥生の小海退」期に対応すると考えられる。富士山北麓はスギにツガ、モミ、カシ類、ブナ類を伴う温帯針葉樹林で被われていたと考えられる。

Ⅲ帯では針葉樹がほとんど検出されず、冷温帯広葉樹種が卓越する。さらにアカガシ亜属も検出されることから、後氷期の温暖化傾向を表すと考えられる。富士山北麓は冷温帯落葉広葉樹林で被われていたと考えられる。僅かに検出されるアカガシ亜属は、先駆的なアラカシなどが自然堤防林などに入り込んでいた可能性がある。

Ⅳ帯はさらに上から a 亜帯から e 亜帯に細分される。

a 亜帯では広葉樹種が増加することから、気温が上昇したことが伺える。富士山北麓の亜寒帯針葉樹林、あるいは冷温帯北部針広混交林は高地に縮小し、冷温帯広葉樹林が広がったと考えられる。

b、c 亜帯では針葉樹種が卓越しブナ属などの冷温帯広葉樹種の検出量が減ることから、亜寒帯針葉樹林、あるいは冷温帯北部針広混交林で被われていたと考えられる。

d 亜帯では針葉樹種花粉が減りブナ属などの広葉樹種花粉が若干盛り返すことから、気温がやや上昇し、冷温帯広葉樹林がやや分布を拡大した可能性がある。またイネ科花粉が卓越することから、河口湖近くで草原環境、あるいはカヤツリグサ科を伴うことから湖畔の湿地環境が広がった可能性が指摘できる。

e 亜帯では針葉樹種が卓越しブナ属などの冷温帯広葉樹種の花検出量がわずかであることから、この時期の富士山北麓は、亜寒帯針葉樹林、あるいは冷温帯北部針広混交林で被われていた、と考えられる。

## Ⅱ-4 珪藻分析

### 1) 研究目的

珪藻は細胞をガラス質で覆われた微小藻類の一種で、河川、湖沼を問わずその分布は広範にわたっており、光合成による酸素生産は他の植物と同様に大気環境の保全に大いに役立っている。一方、生育環境と分布種に関する研究も数多く行われてきており、存在する種の構成から環境を推定する手法もいくつか確立されている。またその構造上の特性から、細胞の保存性が良く、細胞が死んだ後もそのガラス質は珪藻殻として長く保存され、古くからケイソウ土として耐火煉瓦等に使用されてきたのみならず、近年では堆積物中の珪藻殻を分析することにより、古環境を推定することにも数多く利用されている。

本研究では河口湖、山中湖および本栖湖において、湖底堆積物のボーリングコア試料を採取し、それに含まれる珪藻化石の組成分析を行うことにより、それぞれの湖の形成過程を明らかにすることを目的とした。

### 2) 研究成果の概要

#### 1) 山中湖

1998年に山中湖の湖心部で採取された、約17.5mのボーリングコア試料中の珪藻化石群集の組成の変化を観察した。その結果、従来この湖沼は約1850年前に作られたと考えられてきたが、初期の形成はより早い年代におこった可能性があることが明らかとなった。また化石群集中のプランクトン性珪藻の存在割合から、少なくとも次の4つのステージに区分されると考えられた（図2）。

①河川・湿原期（第1期）：深度11.4～9.2mに相当し、主に付着性あるいは底性種（*Flagellaria* spp., *Epithemia* sp. 等）から成る期間

②湖沼期（第1期）：深度9.2～6.0mに相当し、主にプランクトン性種（*Aulacoseira* sp., *Cyclotella* sp. 等）から成る期間

③河川・湿原期（第2期）：深度6.0～2.5mに相当し、再び付着性あるいは底性種を優占種とする期間

④湖沼期（第2期）：深度2.5m～表層に相当し、再び主にプランクトン性種から成る期間

#### 2) 河口湖

1998年に河口湖の西側湖盆部の中心において、湖底堆積物を36mの深さまでボーリングコア採取した。コアサンプルは1 cm毎にスライスし、一部を分取し過酸化水素水または酸処理後、観察試料とした。

堆積物は14.8m～30.5mの間を占める玄武岩質溶岩で2分されており、上部試料では、*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella radiosa*, *Cyclostephanos dubius*を優占種とする組成を示した。しかし溶岩帯の上部に見られる地層境界面（12.5m）の上下で珪藻殻組成は著しく変化し、境

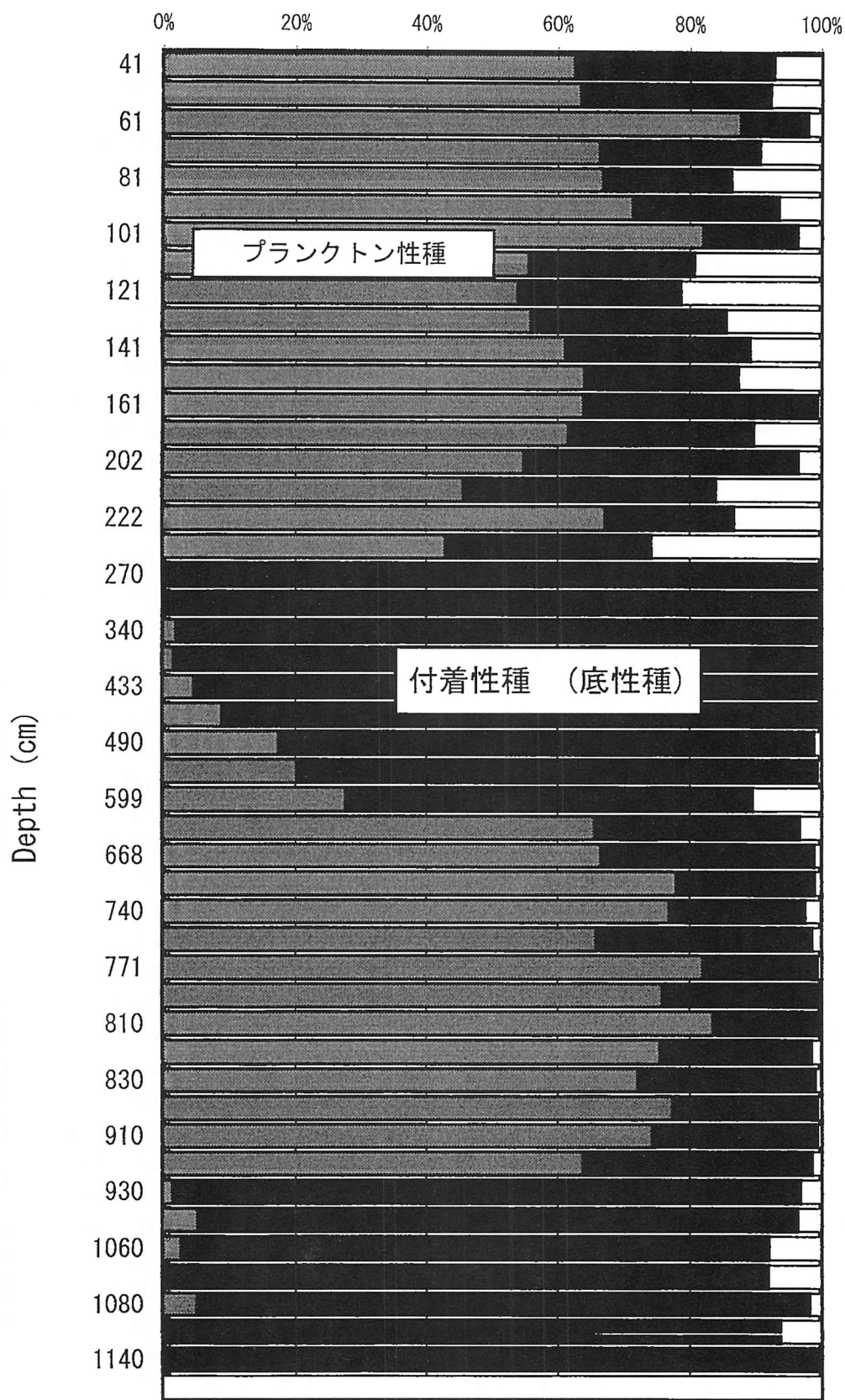


図2 山中湖ボーリングコア (YA1) 試料中の珪藻組成の変化

界面より下層ではこれらの種はほとんど見られず、*Epithemia sorex*, *Cymbella* spp. 等からなる群集組成を示した(図3)。

一方、殻数も境界面の上下で、 $2.2 \times 10^5$  (殻 / mg · dry) から  $3.3 \times 10^4$  (殻 / mg · dry) へと激減していた。 $^{14}\text{C}$ 法による年代測定では、この境界面より上部20cmは9820±130年前と推定されており、これ以前に湖環境が大きく変化し、ある程度水深がある、止水域が形成されたと推察された。

またこれより上部においても、*Synedr acus* が一時的に優占種となるバンドがいくつか存在し、湖水環境に何度か変化が生じたことが示唆された。

### 3) 本栖湖

2001年に本栖湖の東側湖畔及び湖心近くの湖底において、ボーリング調査を実施した。採取したコアサンプルは1cm毎にスライスし、一部を分取し酸処理後、観察試料とした。東側湖畔のボーリングは地表から約173mまで掘削したが、深度約168mまではほとんど玄武岩質溶岩で構成されており、 $^{14}\text{C}$ 法による年代測定では、168m付近は約16,500年前と推定された。

これより上部の深度144m及び159m付近に僅かに粘土層が存在し、*Aulacoseira* spp. を主とする組成であり、一部試料では*Synedra* spp. が優占する場合が見られた。また、168m以深ではほとんど*Aulacoseira* spp. のみしか見られず、殻数も非常に少ないものとなっていたことから、止水性ではあったものの湖水環境が変化したことが考えられた(図4)。

一方、湖底の堆積物は表層近くでは*Cyclotella radiosa*, *Cyclostephanos* sp. を優占種とする組成を示したが、深度約1.4mからは*Aulacoseira* spp. の出現頻度が増しており、環境要因の変化が示唆された(図5)。

## II-5 黄砂分析

### 1) 研究目的

富士山及びその周辺域は玄武岩質の地層や岩石類が広く分布するため、中国大陆から飛来する黄砂とは地質化学的・鉱物化学的特徴が極端に異なる。従って、このような玄武岩質の地質が卓越する地域で捕らえた黄砂の物質化学的な情報は、都市大気や酸性深成岩類が卓越する地域で得られた情報よりも、黄砂識別上で有効性が高いことが期待される。特に、西日本での玄武岩質の地質が分布する地域と比べ、富士山麓は1月～3月には表層土のかなりの部分が雪に覆われているため、過去に堆積した黄砂の再飛散量も少なく、海塩の影響も受けにくいため、日本本土に飛来する黄砂エアロゾルを観測・識別する場所として、最も適した地域の一つとして考えられる。しかし、玄武岩地域での黄砂の観測例は殆どなく、ハワイにおける観測でも背景になる地質学的視点からの議論

はなされていない。富士山においては、山頂(3776m)或いは南東斜面(1300m)で、主に大気汚染物質を対象とした集中観測(例えば、坪井ほか、1996)が時々実施されているに過ぎず、山麓における大気化学観測例はほとんど見当たらない。

そこで、我々は先ず富士山麓の2地点を含む山梨県内の7地点において、1～3月につき大気エアロゾルの捕集を行い、放射化分析および蛍光X線分析を試みた。その結果得られた多元素の解析から、これら地域に黄砂現象が強く反映される時期を把握することができた。その上で、2000年3月より富士山北麓(剣丸尾溶岩流上)において大気エアロゾル(SPM)水の継続的な観測を進めてきた。観測項目の中でも特に、個々の石英粒子を指標として黄砂粒子の識別を試み、走査型電子顕微鏡/エネルギー分散型X線分析法(SEM-EDX)による個々の黄砂粒子の新規な識別法を提案した(Kyotani and Koshimizu, 2001)。更に、この識別法を高い時間分析能で古環境を記録している富士山北麓の河口湖湖底ボーリングコア(興水ほか、1999)に適用し、黄砂フラックスの変動を定量的に復元することを目的とした。

### 2) 研究成果の概要

近年、東アジア地域における気候変動が黄砂の発生量に反映されているとの指摘がなされ、古気候復元のために湖底・海底堆積物中の黄砂量の変動が広く研究されている。しかし、湖底及び海底堆積物だけでなく、その主要な供給源物質である大気エアロゾル中においても、黄砂粒子の識別・定量には通常バルク組成を用いる方法が用いられているため、バックグラウンド情報との識別に厳密さを欠いている場合が多い。従って、土壌への黄砂の寄与を定量的に求める方法は確立されていないのが現状である。この問題解決のため、我々は上述のように大気エアロゾル中の個々の石英粒子の組成に着目し、新規の黄砂識別法を提案した。

その上で、我々は新識別法を高い時間分解能で古環境を記録している河口湖湖底ボーリングコアに適用した。湖底堆積物の分析においては、有機物や粘土鉱物等の除去を目的に1000℃での強熱と塩酸洗浄を行った。分析結果の一例として深度1～2cmのコアに検出された個々の石英粒子の( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )/ $\text{SiO}_2$ 分布を、日本の火成岩(花崗閃緑岩:JG-1a、安山岩:JA-1)中の石英粒子の分布と比較して示す(図6)。NaとKが検出されない領域に分布する粒子は、河口湖北方の御坂山地(安山岩類)からの石英粒子である。このように、堆積物中の個々の石英粒子の起源が明瞭に識別でき、黄砂量は、黄砂の分布領域にある粒子数の全石英粒子数に対する比率として求めた(図6)。

本法を河口湖ボーリングコア(興水ほか、1999)のうち、表層から10m(約9千年間)につき検討し、また上

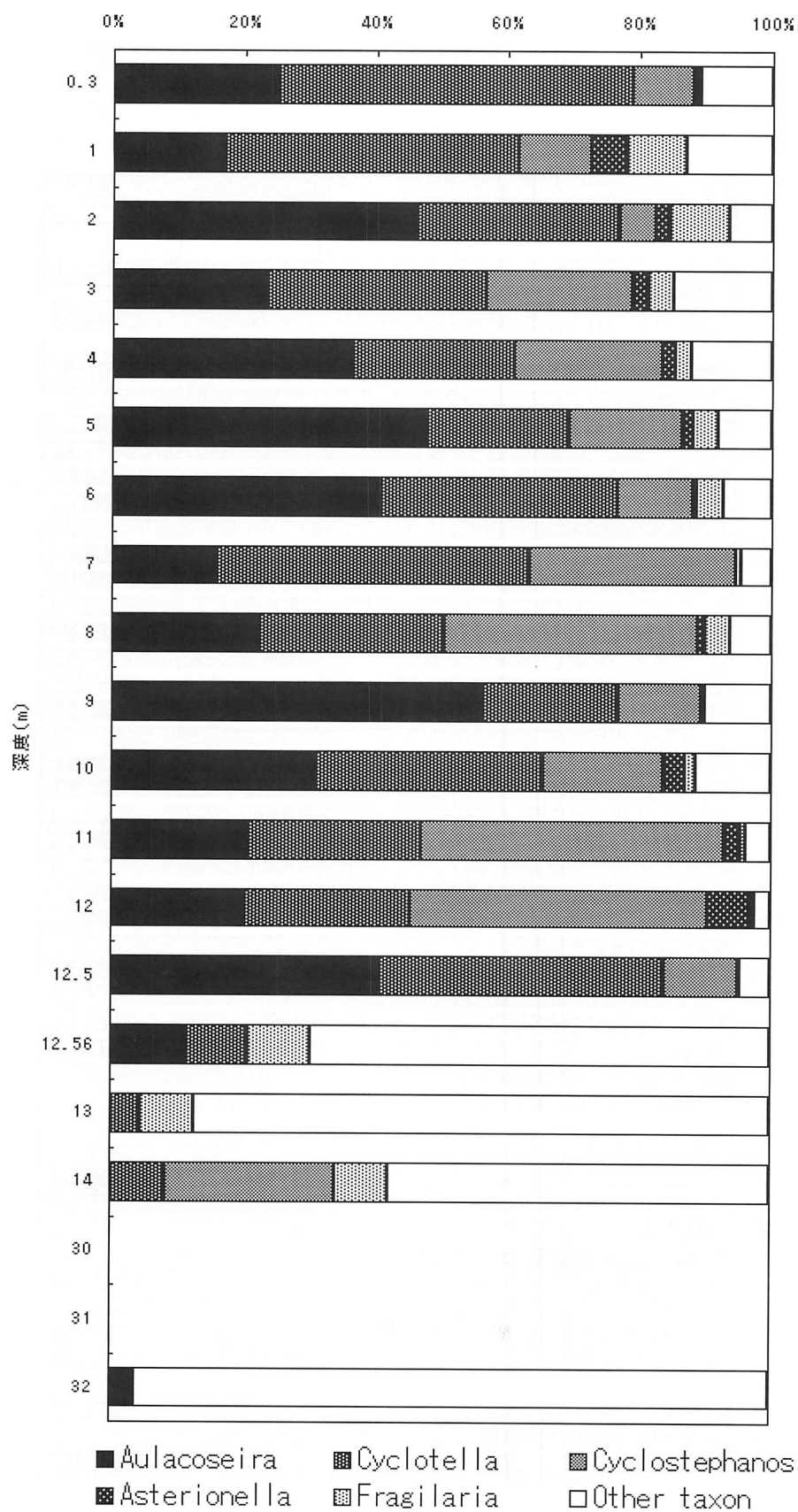


図3 河口湖ボーリングコア (KA-1) 試料中珪藻組成の変化

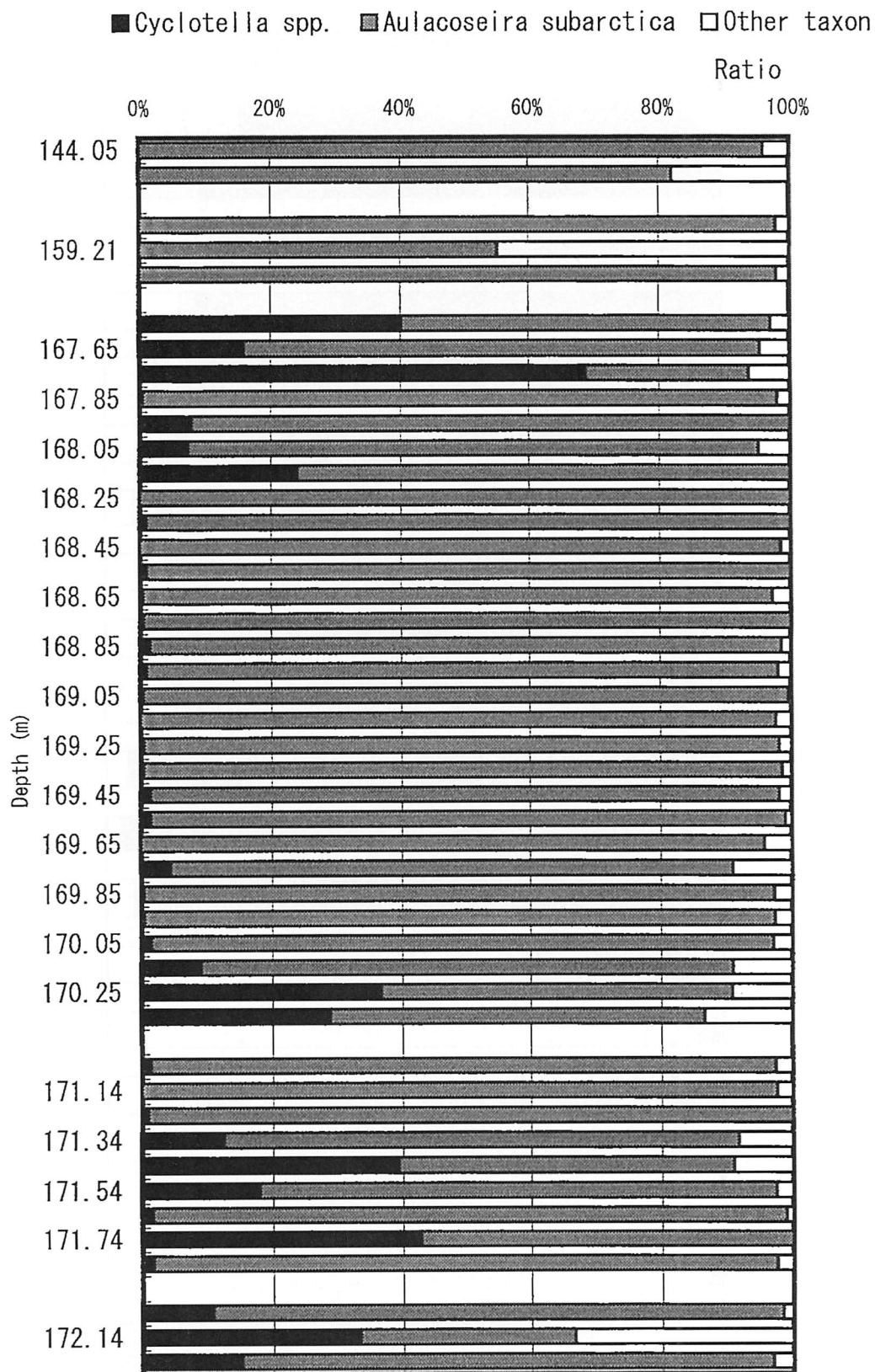


図4 本栖湖ボーリングコア（MO2）試料中の  
珪藻殻組成の変化



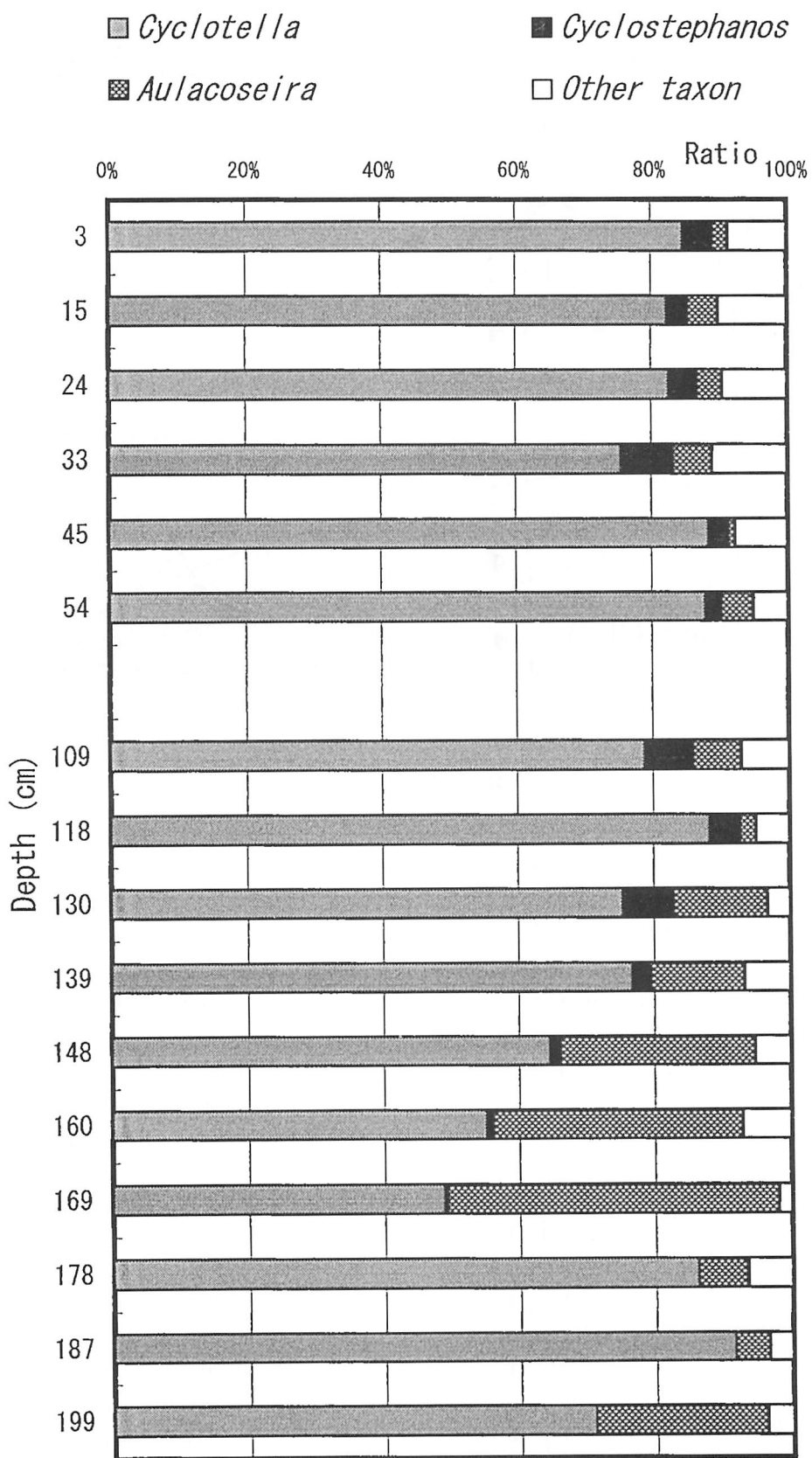


図5 山中湖ボーリングコア (MO 4) 試料中  
珪藻殻組成の変化

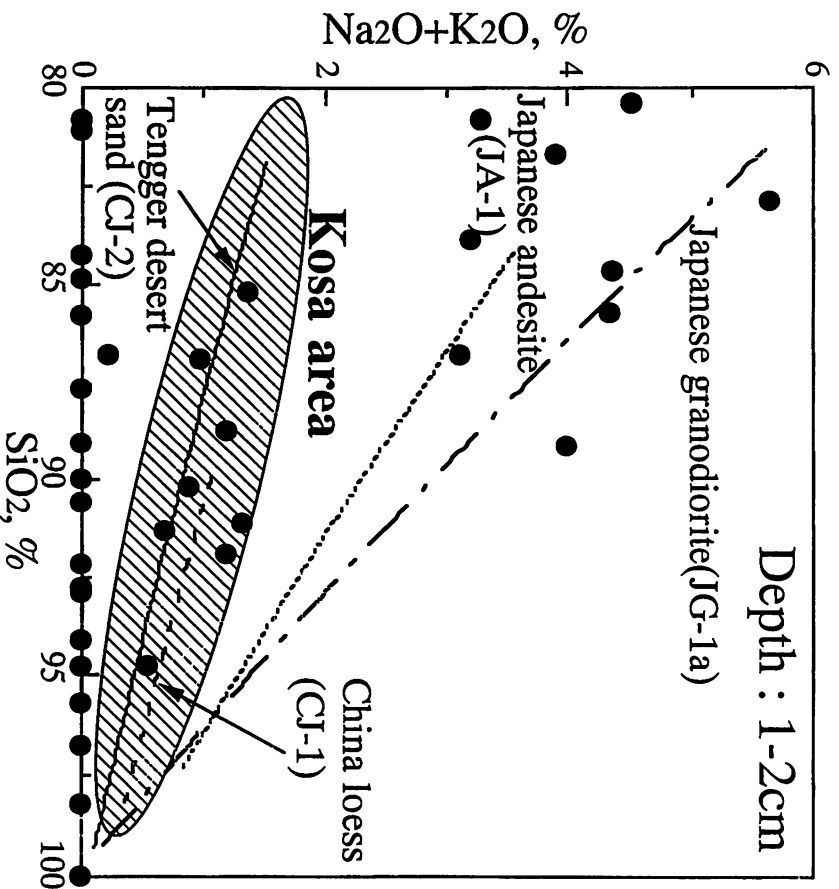


図 6 黄砂の分布図

部20cm (過去約100年) (小林ほか、2000) については1 cm (約 4 – 6 年) 毎の高時間分解能での変動曲線を求めた。結局、我々の試みた黄砂寄与率の変動は、従来多くの黄砂研究例において試みられてきた全石英粒子の濃度のそれとは、本質的に異なった。最近100年の黄砂フラックスは地質時代に比べて2 – 5 倍増大し、近年の中国大陸での人為的な砂漠化の進行を反映した結果と考えて大きな矛盾はなさそうである。

## II – 6 有機化学分析

### 1) 研究目的

湖や内湾域等の底質堆積物中には、人間の生産活動に由来した種々の化学物質が砂や泥などの堆積物とともに堆積し、人間活動の自然環境への影響が記録されている。また、この堆積物中の化学物質について有機化学分析や地球化学的分析を行うことによって、人為的影響度を知ることができる。

自然環境に存在する多種多様な化学物質の内、多環芳香族炭化水素類 (Polycyclic Aromatic Hydrocarbons : 以下PAHsと記す) にはベンゾ[a]ピレン等発ガン性を示すものや、発ガン促進作用を示すものがあり、多くの研究が報告されてきた。このPAHsは石炭や石油などの化石

燃料の不完全燃焼等により生じ、大気、湖沼及び沿岸堆積物、土壌等に広く存在することが知られている。

湖底堆積物中に見出されるPAHsの起源は、近年では最も寄与が高いと思われる自動車排出粒子等の大気粒子の沈降や、堆積物中の有機物の続成的変化、石油流出その他、高等植物やバクテリアなどにおける生化学的過程も、PAHsの生成起源と考えられている。これらPAHsの時代をおった変化を測定することにより、その湖の歴史的变化と環境汚染との関連を把握することが可能となる。

そこで本研究では、富士山麓北部に位置する河口湖の東部及び西部の各1地点において採取した底質試料につき、PAHsの鉛直分布を測定し、過去の環境汚染状況を復元することを目的とした。

### 2) 研究成果の概要

分析対象としたPAHsは主として石炭や石油等の化石燃料、モーターオイル、化石燃料の不完全燃焼等によって発生し、一般に揮発性が著しく低いため、元素炭素等の大気中微粒子に吸着した形で存在することが知られている。PAHsの組成から汚染源を推定した半田・大田 (1983) の報告によれば、石炭ストーブから大気中に放

出される粒子中のPAHにはPyやFl、B[a]Pなどが多く含まれることが指摘されている。またSawaki et al. (1962)によれば、B[a]PとB[ghi]Pの濃度比が0.6程度であると石油等の液体燃料の燃焼に由来することが指摘されている。

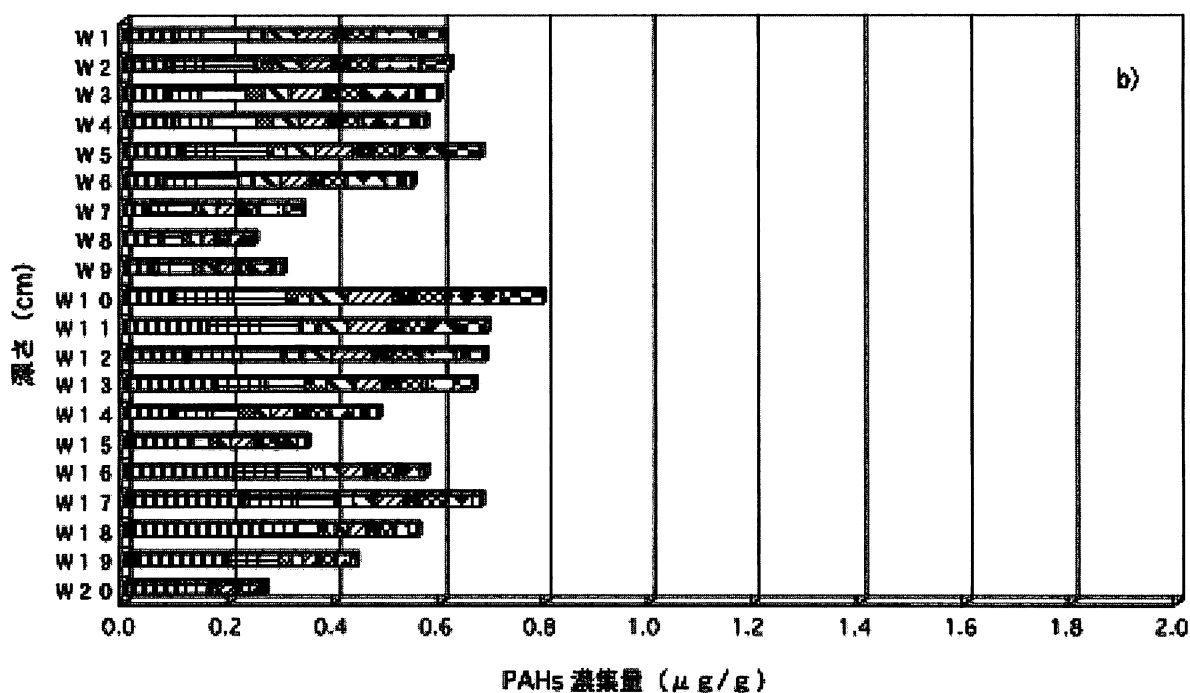
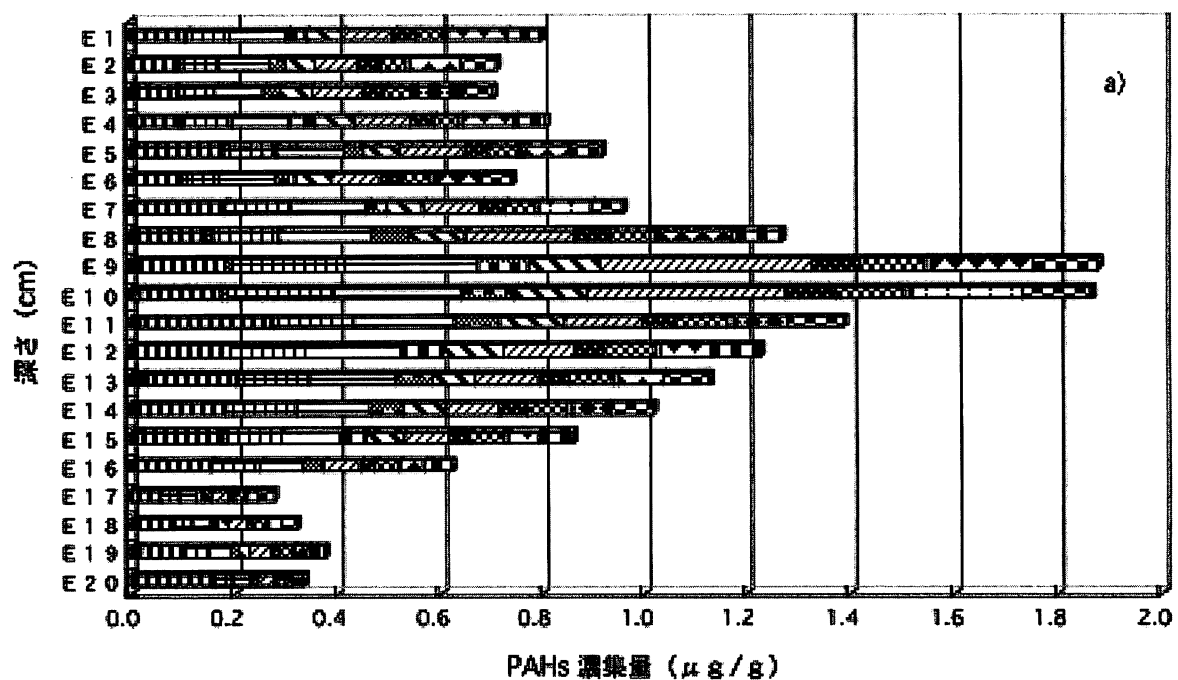
これらの報告に基づきサンプリングコア中のPAHs起源を推定すると、西部、東部のコアともPy、Fl、B[a]Pの組成比が高く、B[a]PとB[ghi]Pの濃度比は約0.6であり、液体燃焼によるPAHと考えることができる。また、東部 9～10cmで認められたT-PAHsに対する組成比の大きかったB[b]Fは、石炭などの燃焼により増加したものと推定される(図7)。

この深度の堆積年代が1960年代と推定されることから、エネルギー政策の転換による石炭から石油への転換が急速に進められたことを反映していると考えられる。また、7 cm以浅でPHAs濃度が低いのは、1967年代及び1968年に施行された規制措置(公害対策基本法、大気汚染防止法)に伴いPAHs濃度が減少したのと考えられることができる。1970年頃を境としてPAHs濃度の減少は、富田(1976)や松下ほか(1974)も指摘している。その後T-PAHs濃度と各成分組成割合はほぼ一定であり、このことは、大気汚染状況がそれほど改善されず横ばい状態であることを反映していると思われる。また、東部と西部のT-PAHs濃度の違いは、両地域周辺の開発状況が異なることを反映していると考えられる。すなわち、河口湖東部湖岸は観光開発が進んでいることに比べ、西部地域は基盤の山地に囲まれており、自然環境が多く残されている。

河口湖湖底表層堆積物の有機化学及び地球化学分析の結果から、湖底堆積物中には過去40～60年間の人間活動による自然環境への影響が記録されていることが判明した。

以上をまとめると次のようになる。

- ①堆積物中のPAHs濃度変化から、1970年頃を境としてPAHs濃度の減少が認められ、規制措置にともなう減少を捉えることができた。
- ②PAHsの起源や組成は石油等の化石燃料由来であることを明らかにした。
- ③1940～1960年代にかけての石炭から石油へエネルギー転換の影響が、T-PAHsに対するB[b]Fの組成比として堆積物中にも記録されていることを明らかにした。
- ④東部と西部のT-PAHs濃度の違いは、開発の程度と交通量を反映していることが明らかになった。



- |           |                   |                      |
|-----------|-------------------|----------------------|
| ■ アセナフテン  | □ ビレン             | ⊗ ベンゾ [a] ピレン        |
| ▨ フルオレン   | □ ベンゾ [a] アントラセン  | □ ジベンゾ [a, h] アントラセン |
| ▨ フェナントレン | ▨ クリセン            | ▨ ベンゾ [ghi] ペリレン     |
| ▨ アントラセン  | ▨ ベンゾ [b] フルオランテン | ▨ インデノ [123-cd] ピレン  |
| ▨ フレオランテン | ▨ ベンゾ [k] フルオランテン |                      |

図7 河口湖表層湖底堆積物中のPAHs濃度の鉛直分布  
a) 河口湖東  
b) 河口湖西

# 研 究 成 果 報 告





# Ⅲ 研究成果報告

## Ⅲ－１ 音波探査調査

### １－１ 目的と概要

#### １）目的

富士五湖は富士山北麓に位置し、東から山中湖、河口湖、西湖、精進湖、本栖湖の順に分布する。これら五湖はおもに北側では御坂山地に、南側では富士山北麓斜面によって取り囲まれている。富士五湖の大きさや水深は表 1－1 に示すとおりである。山中湖以外は流出河川（桂川）を持たない閉塞湖であり、また大きな流入河川はなく、御坂山地側に小規模な河川が見られる。富士五湖の成因や年代について、新富士火山の溶岩等の噴出物によりせき止められ、現在見られる富士五湖が成立したとされている（例えば、上杉、2001）。しかし、現在見られる富士五湖以前の湖の姿や自然環境の変遷、火山活動との関係について、その詳細は明らかにされていない。

富士五湖湖底には周辺から流入した、おもに砂や泥からなる湖底堆積物がたまっており、その中には富士山の火山活動による火山噴出物も多数含まれていると推定される。富士五湖および周辺の自然環境の変遷史や火山活動との関連を明らかにするための詳細な研究を行うにあたって、富士五湖湖底に堆積している堆積物の地質構造や分布等を把握する目的のため音波探査調査を行った。

#### ２）概要

音波探査は、音波の物理的諸性質を利用して間接的に湖底や海底下の地質や地質構造を調査する方法である。音波は相接する 2 種類の異なった媒質を通過する際、媒質の境界において反射や屈折という現象を起こす。2 種類の媒質の音響インピーダンス（媒質の密度  $\rho$  と伝播速度  $v$  との積  $\rho \cdot v$ ）の差が大きいほど反射係数が大きくなり、強く音波を反射する。

一方、水中に放出された音波は球面上に伝播していくので、単位面積あたりの音響エネルギーは音源からの距離の 2 乗に比例して減少する。また、同時に音響エネルギーの一部が水中に熱として吸収され、その結果音響エネルギーは指数関数的に減少する。ただし、熱として吸収される割合は周波数にほぼ比例しており、低周波数ほど減少の割合は小さい。また、速度と波長と周波数には、

$$(\text{速度}) = (\text{波長}) \times (\text{周波数})$$

という関係があるので、低周波数の波ほど波長が長くなり、分解能が低下する。

以上のことから、精度よく調査するためには周波数の高い音源が必要となるが、高周波数の波は減衰の割合が大きく可探深度が浅くなる。上記のように低周波数の音源を利用すれば、可探深度は深くなるが、分解能や測定精度が低下する。したがって、調査目的等に応じた音波探査機器の選定が必要となる。今回富士五湖における音波探査では、対象が淡水域で富士火山による粗粒な堆積物が周辺地域に堆積していることから音波探査の音源として、比較的可探深度の大きなブーマーと小容量のエア

ガンを使用した。また、表層の堆積層を把握するために磁歪振動を震源とするソノプローブを合わせて使用した。図 1－1 に使用した機器の特性を示す。

### １－２ 調査の方法

#### １）測量

音波探査を行うにあたって、次に述べるような測量を行った。

##### （１）誘導点測量

測定に先立ち、探査船の誘導点を設けるために都市計画図（縮尺 1／10,000）を利用して誘導点測量を実施した。各誘導点は現地で都市計画図に記載されている構造物を確認の上、目標点もしくは基準点として、トラバース測量により決定した。

##### （２）船位測量

トランシットと光波測距儀を用いた直線誘導一距離法および一距離一角法で行った。直線誘導一距離法では、測線延長上の誘導点より探査船を直線誘導し、探査船までの距離を光波測距儀により測定して船位を決定した。また、一距離一角法では誘導点と既設構造物とを結ぶ線を基線として、探査船の基線からの角度と誘導点からの距離により船位を決定した。また、測定中には、数 10 m 間隔に探査船の位置を測定するとともに無線連絡により記録紙上にマークを入れ、記録を平面的位置が対照できるようにした。

##### （３）深浅測量

測線下の湖底地形断面を作成するために音波探査と同時に音響測深機（千本電気製 PDR-120 型）による測深を実施した。音響測深機により得られた測深記録は、水中音波速度を 1,500 m/s と仮定して描いた。ここで、水中音波速度は水温や塩分濃度等により変化し、機械固有の誤差も含むため、その補正量を求めるために作業終了時にバーチェック法に実施し、誤差を補正した。バーチェック法とは、印を付けた鋼索でつり下げた反射板を音響測深機の送受信器より 1 m もしくは 2 m 間隔に移動させてその反射記録をとり、記録紙上で 1 m もしくは 2 m がどの程度の長さを示すかを求めるものである。なお、今回富士五湖は淡水のため塩分濃度による影響については考慮していない。音響測深機の仕様は以下のとおりである（表 1－2）。

#### ２）音波探査方法

音波探査に際しては、図 1－2 に示したようにスクリュー等からノイズを避けるために送受信器を探査船に配置した。音波探査測定中、記録紙上には測位と同時にマークを入れ、航跡図と記録紙との対応が得られるようにした。探査条件は表 1－3 に示す条件で行った。また、各湖で実施した音波探査測線長について表 1－4 に示す。

表 1 - 1 富士五湖の大きさ等の緒元

湖 名	湖面高度 (海拔 m)	概略流域面積 (km <sup>2</sup> )	湖岸の長さ (km)	湖水面面積 (km <sup>2</sup> )	最大水深 (m)	概略湛水量 (10 <sup>-3</sup> ×km <sup>3</sup> )
山中湖	982	65.5	14	6.8	13.3	64.8
河口湖	832	126	18	5.7	14.6	55.5
西 湖	902	33	9.6	2.1	73.2	83.6
精進湖	902	25.8	7	0.5	16.2	3.52
本栖湖	901	34.5	11	4.7	121.6	32.8

表 1 - 2 音響測深機の仕様

機器名称	形式	精度・性能
精密音響測深機	PDR-120型	周波数；200kHz 最大可測深度；120m 最小読み取り；0.1mm

表 1 - 3 音波探査条件

	ソノプローブ	ブーマー	エアガン
発振時間間隔	167・333msec	250msec	1.5sec
掃引時間	33・66msec	250msec	500msec
深度選択 (v=1500m/s)	25・50m	187.5m	375m
発振エネルギー	36ジュール	300ジュール	約1000ジュール
発振フィルター	1.5～6.2kHz	160～1600Hz	100～500Hz
記録方式	乾式放電破壊記録	乾式放電破壊記録	乾式放電破壊記録
記録有効幅	138mm	457mm	457mm

表 1 - 4 富士五湖の音波探査測線長

湖 名	測線名	測線長 (m)	湖 名	測線名	測線長 (m)
山中湖	YA-S1	3,980	西 湖	SA-S1	3,038
	YA-S2	3,136		SA-S2	790
	YA-S3	2,650		SA-S3	1,060
	YA-S4	890		SA-S4	630
	YA-S5	1,720	精進湖	SH-S1	627
	YA-S6	1,325		SH-S2	550
河口湖	KA-S1	1,980	本栖湖	MO-S1	3,008
	KA-S1'	3,760		MO-S2	1,510
	KA-S2	1,336		MO-S3	2,278
	KA-S3	1,905		MO-S4	2,067
	KA-S4	1,236			
	KA-S5	474			
	KA-S6	1,040			
計					40,990



名称 要目	ソノプローブ	ブーマー	サismickプロファイラー (エアガン)
発振方式			
周波数	3 ~ 8 k H z	0.4 ~ 14 k H z (エネルギーレベルで変化)	0.05 ~ 0.5 k H z
発振エネルギー	36 ジュール	最大 300 ジュール	1000 ジュール以上
波 形	波 連	パルス	振動波形
指向角	30 度 (半減半角)	無指向	無指向
分解能	0.3 m	0.3 ~ 1 m	2 ~ 5 m
可探深度	20 ~ 30 m	50 ~ 70 m	100 m 以上

図 1 - 1 音波調査に使用した機器の特性

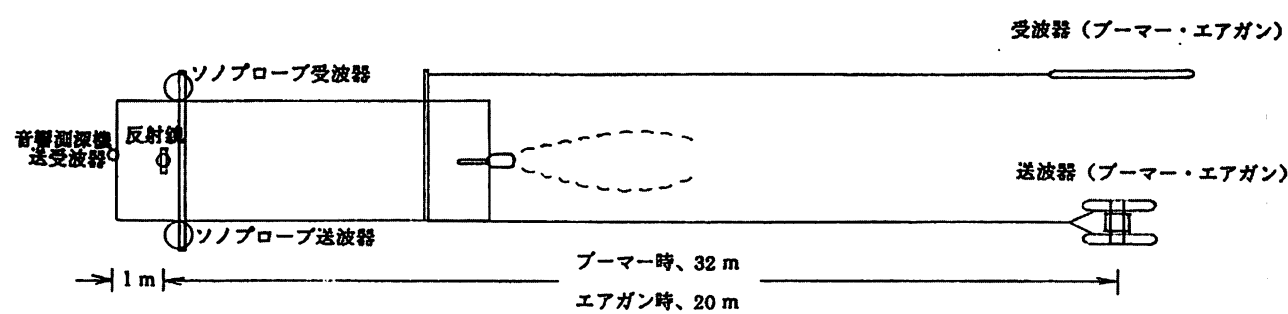


図 1 - 2 音波探査船の機装状況

各湖の音波探査測線は次のとおりに設定した（図1-3）。

#### （1）山中湖

山中湖では、YA-S1からS6の6測線を設定した。YA-S1、S2、S3測線は山中湖の長軸方向（北西-南東、南西-北東）に、YA-S4、S5、S6測線はそれらにほぼ直交する方向（ほぼ南北方向）で湖の短軸方向に設定した。

#### （2）河口湖

河口湖では、KA-S1からS6の7測線を設定した。KA-SとS1'測線は河口湖の長軸方向（南西-北東）に、KA-S2～S6の5測線はそれらにほぼ直交する方向（ほぼ南北）にそれぞれ設定した。

#### （3）西湖

西湖では、SA-S1から4の4測線を設定した。SA-S1測線は湖の長軸方向（東西）に、SA-S2～S4測線はそれに直交する方向（南北）にそれぞれ設定した。

#### （4）精進湖

精進湖では、SH-S1とS2の2測線を設定した。SH-S1測線は北西-南東方向に、S2測線は北東-南西方向に設定した。

#### （5）本栖湖

本栖湖では、MO-S1からS4の4測線を設定した。MO-S1とS2測線は北東-南西方向に、S3とS4測線はそれらにほぼ直交する北西-南東方向に設定した。

### 3）音波探査の解析

音波探査記録は、縦軸・横軸とも時間の関数で表現され、時間断面（Time Section）と呼ばれる。記録紙の縦軸は、音波が発振され湖底下の物質境界で反射して受信機によりとられるまでの時間を表している。したがって、音波の伝播速度を決めれば、深度に変換できる。記録紙の横軸は、一定の速度で記録紙が送られており、測位と同時に入れたマーカー線の番号と航跡図の番号とを照合させることにより距離に変換される。音波探査記録の解析は、図1-4に示したように、反射面の抽出、パターンの認識、地質的解釈を行い、音響的地質断面図やブロックダイアグラムとしてまとめた。次に解析の手順について解説する。

#### （1）反射面の抽出

音波探査記録は、白黒の濃淡や縞状の縞模様で描かれており、地質情報やその他の疑似情報も含まれている。その中から地質情報を取り出すことが重要となる。地質情報を不鮮明にする反射面には、多重反射、発振時波形による反射、急斜面の存在や測線近傍にある構造物等による斜め方向からの側反射などがある。

■多重反射：送振器から発振された音波が湖底や地層面で2回以上反射して受信されたものである。水平な海底（湖底）面や地層面は一般に $nd$ （ $n$ ：整数、 $d$ ：水面からの深さ）の深

度に繰り返し記録され、傾斜をもった面は $n\delta$ （ $n$ ：整数、 $\delta$ ：水平面となす角度）に深度が記録される。

■発振時波形：エアガン等で顕著に表れ、音波パルスが複数回発振されるために、ひとつの反射面が2重・3重の縞模様で記録される。

■側反射：おもに回折波で、指向性のない音波探査機で見られ、堤防や護岸などの構造物の近くで記録にみられる。水深の深い起伏のある場所でも斜め方向からの反射の方が鮮明に記録されたりすることを指す。

#### （2）反射パターンの認識および音響的地層区分

抽出された反射面は、反射の強弱や連続性、形状等で独自の特徴を示す。このような特徴を持った反射面をひとつの地質単元として、反射パターンの特徴が類似しているものをひとつのグループ単元として区分する。反射パターンの認識は、音響的不整合面や間接的に層相すなわち地層構成物質や性状を反映した反射パターンに注目して行う。例えば、反射パターンの表現を基に層状パターン、散乱状パターン、白抜けパターンやゴマ塩状パターンなどといった表現をとることが多い。

#### （3）地質的解釈

地質的解釈は、得られた音響的地層区分と周辺陸域や対象地域の地質等に関する情報と対比することに基本がおかれる。これら情報とくにボーリングデータや底質調査結果等と対比することにより、単元区分された反射パターンの構成物質や堆積物等の地質年代の推定を行うことになる。反射パターンと解釈される地層の層相との一般的な解釈を、表1-5に示す。

以上の解析結果を測線上や測線近傍のボーリングデータや陸域の地形・地質データと対比することで、音波探査で区分した音響的地層単元を地質的に解釈して、堆積層等層厚線図や地質断面図等にまとめることができる。その結果、地層構成物質の同定や地質年代の決定ができる。

### 1-3 音波探査結果

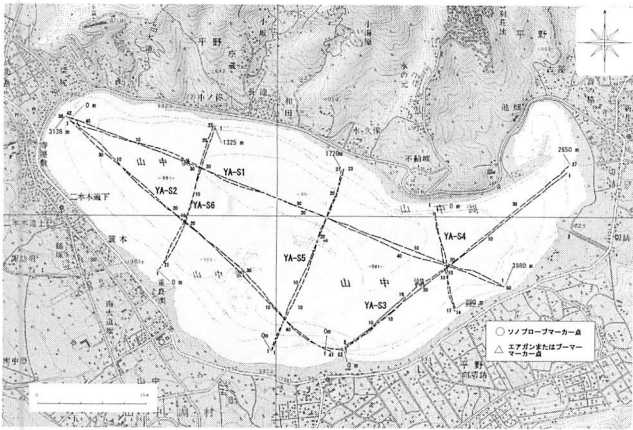
#### 1）各湖における記録パターンの特徴と音響的地層区分

##### 1）山中湖

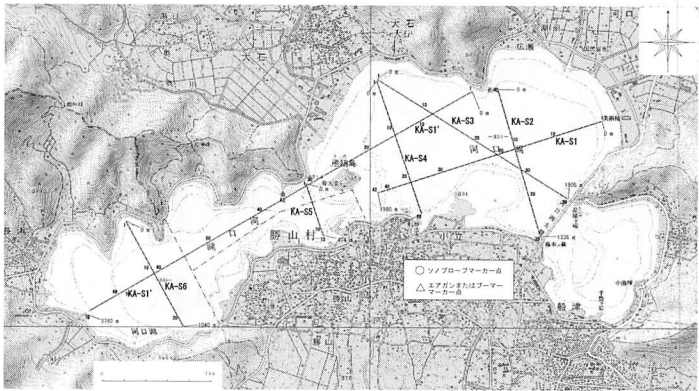
山中湖における記録パターンと音響的地層区分および反射パターンの分類を次の表1-6、典型的な記録パターンを図1-5に示す。

S1層は白くぬける記録パターンを示し、内部に濃淡の淡い反射面を含む。内部反射面は比較的連続性が良好である。音響インピーダンスに差がなく、音波の散乱や吸収のすくない堆積物が推定され、反射パターンとしては白ぬけパターンに区分される。

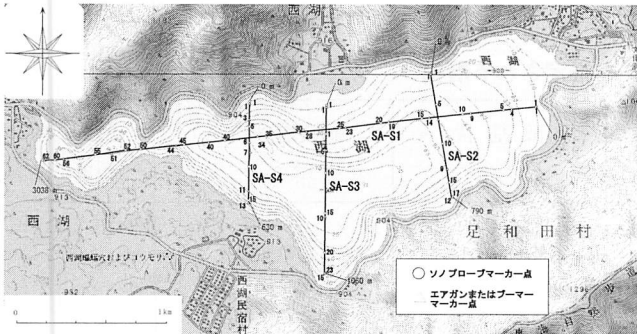
S2層は濃淡の淡い縞模様が安定して連続するパターンを示す。音響インピーダンスの差があまりない堆積物の



山中湖



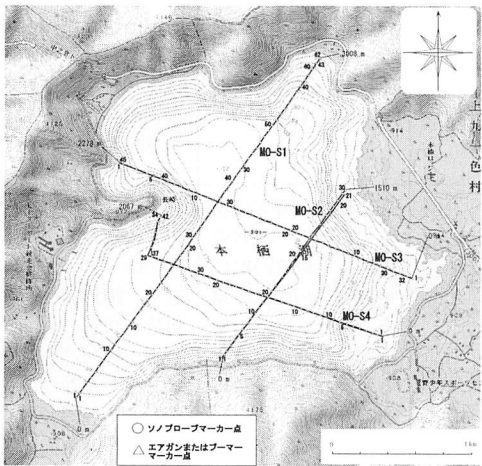
河口湖



西湖



精進湖



本栖湖

図 1 - 3 富士五湖各湖の音波探査測線位置と航跡図

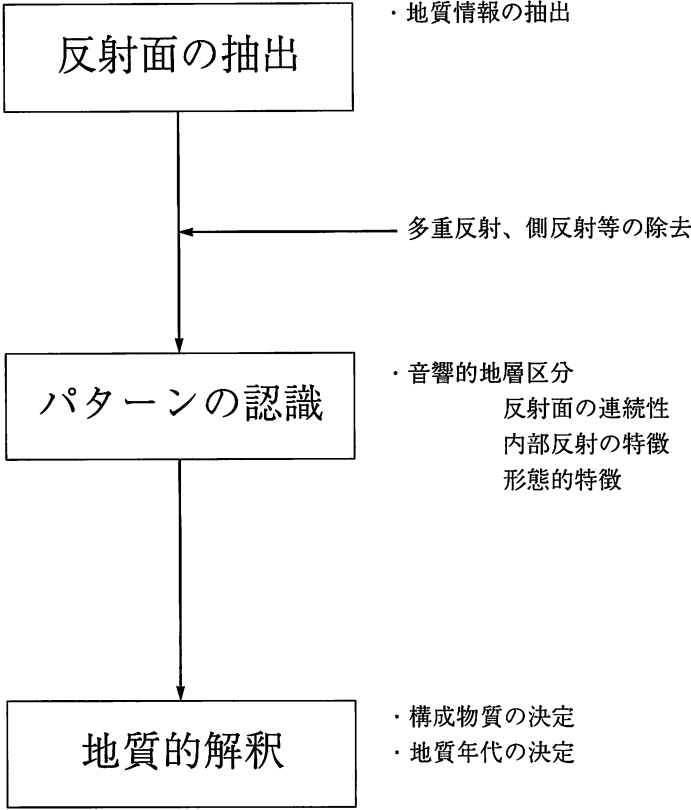


図 1 - 4 音波探査記録の解析の手順（岩田健治， 1980による）

表 1 - 5 反射パターンと推定される層相

	成層層状パターン		不連続層状 パターン	散 乱 状 パターン	斜交層理状 パターン	白 ぬ け パターン
特 徴	濃淡の縞模様が安定して淡く連続して出現。	濃淡の縞模様が安定して濃く連続して出現。	縞模様が重複したり、斜交し、不連続に出現。散乱状パターンを伴うこともある。	不定形・網目状模様。全体が濃い不透明な色調になる場合がある。	濃淡の差が強くなく、一定の傾斜をもつこまかな縞模様がくりかえし出現。	縞模様も散乱状のパターンも出現しない部分。
要 因	音響インピーダンスに差がない堆積物が存在することを意味する。	音響インピーダンスの差が大きい堆積物が層状に存在することを意味する。層理面が反射面。	音響インピーダンスの差がある堆積物が不連続に存在することを意味する。	層理面が不明瞭な堆積物の存在、地層内に点状とみなされる物質が存在することを意味する。	陸側から沖合にむかって層理面をもつ堆積物が繰り返し堆積したことを意味する。	音響インピーダンスの差がなく、音波の吸収や散乱のすくない堆積物の存在を意味する
解釈される層相	含水率の高い泥質物質に砂の薄層などがはさまれる場合など	砂と泥質物質の互層などで、縞模様の間隔が広い場合は完新統の互層。間隔が狭く、傾斜・波曲した褶曲構造をとまえば、新第三系・先新第三系	構造運動で著しく変位した砂岩・泥岩の場合。凝灰質の厚い地層が存在する場合、砂とレキとの不規則な互層が存在する場合などに見られる。	貝殻の濃集・火成岩類・古期岩類・湾奥部でのガスの濃集などや、埋め戻し跡・粗雑な岩石の表面など細かい凹凸をもつ地形面の存在にも見られる。埋没谷の基底や段丘の上面に見られる場合は砂礫の可能性が大きい。	河口部から沖合にむかってみられることが多い。砂・粘土・シルトからなる互層で三角州の前置的な堆積物と推定される。	均質なシルト・粘土・細粒砂である場合が多い。成層したシルト層・砂層の薄層がはさまれている場合にはその上下に出現。

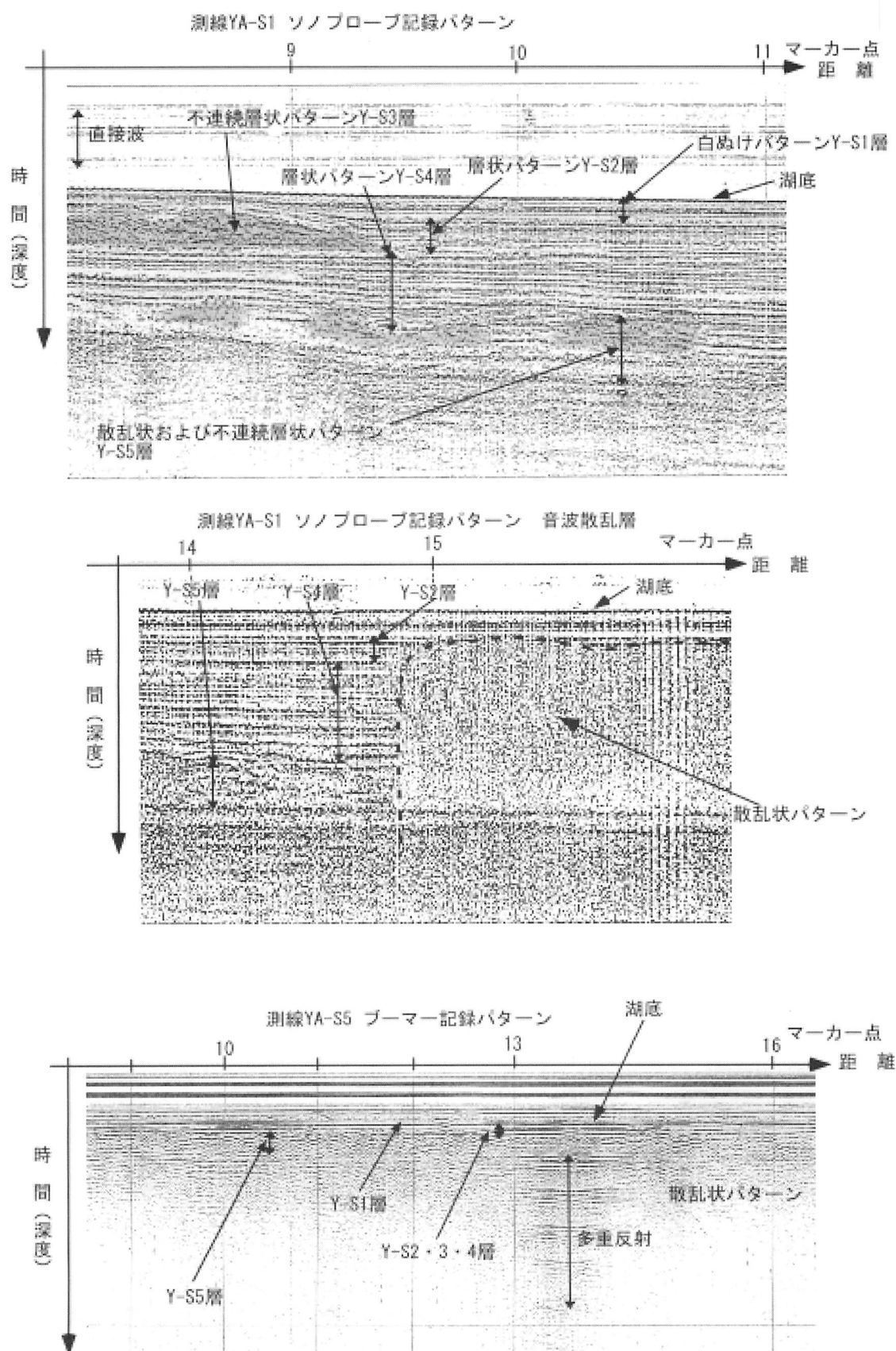


図 1 - 5 山中湖の典型的な記録パターンと音響的地層区分

表 1 - 6 山中湖の反射パターンと音響的地層区分

音響的地層区分	記録パターン		反射パターン
	ソノプローブ	ブーマー	
Y-S1	白ぬける透明層、内部に濃淡の淡い連続する反射面をもつ。	白ぬける透明層。	白ぬけ
Y-S2	濃淡が淡く、連続する縞模様。	連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または切れ切れの縞模様。	成層層状
Y-S3	切れ切れで、斜交状縞模様。		不連続層状
Y-S4	濃淡が濃く、連続する縞模様。		成層層状
Y-S5	表面がゴマ塩状を呈するかまたは全体に色調の濃いパターンを示す。	ゴマ塩状か双曲線パターンの密集、一部切れ切れの縞模様を呈する。また、多重反射をしめす。	散乱状および不連続層状

存在が推定され、反射パターンとして成層層状パターンに区分される。また、S2層から下位では、反射面が不明瞭で、散乱状パターンや多重反射となり、記録パターンが読み取れない場合が多い。散乱状パターンの存在は、地層内にガスの濃集等を示すことが多い。

S3層は切れ切れもしくは斜交する縞状の反射面を示す記録パターンからなる。音響インピーダンスの差がある堆積物が不連続に存在するか、点状に物質が存在することが推定される。反射パターンとして不連続層状および散乱状パターンに区分される。

S4層は濃淡の濃い縞模様が安定して連続するパターンを示す。音響インピーダンスの差が大きい堆積物で、層状構造をなしていると推定される。記録パターンとして成層層状パターンに区分される。

S5層は表面が淡いゴマ塩状パターンで、内部には切れ切れの縞模様ないし双曲線状パターンを示す場合と全体に色調が濃く内部の反射が認められないパターンを示す。ブーマー記録においても強い双曲線状または散乱状パターンを示し、多重反射が見られ、これより下位では反射面が読み取れない。

2) 河口湖

河口湖における記録パターンと音響的地層区分および反射パターンの分類を次の表 1 - 7、典型的な記録パターンを図 1 - 6 に示す。

S1層は白くぬける記録パターンを示し、ソノプローブブーマー記録でも内部に切れ切れの淡い反射面をもつ。音響インピーダンスに差がなく、音波の散乱や吸収のすくない堆積物が推定され、反射パターンとしては白ぬけパターンに区分される。

S2層は濃淡が淡い、やや安定な連続する反射面をもつパターンからなる。音響インピーダンスの差があまりな

い堆積物の存在が推定され、反射パターンとして成層層状パターンに区分される。

S3層は濃淡が濃い、安定な連続する反射面からなるが、強い散乱状パターンを示す場合が多い。音響インピーダンスの差が大きい堆積物で、層状構造をなしていると推定される。記録パターンとして成層層状パターンに区分される。散乱状パターンの存在は、地層内にガスの濃集等を示すことが多い。

S4L層はソノプローブ記録では、表面が淡いゴマ塩状を呈し、内部は弱い双曲線状パターンの密集からなる。ブーマー記録では、双曲線状パターンの密集からなり、それ以下は多重反射か散乱状パターンとなる。

S4br層は濃淡の濃いゴマ塩状を呈する。ブーマー記録では密集した双曲線状パターンを示す。

3) 西湖

西湖における記録パターンと音響的地層区分および反射パターンの分類を次の表 1 - 8、典型的な記録パターンを図 1 - 7 に示す。

S1層は、ソノプローブ記録やブーマー記録では白くぬける透明層で内部に淡く連続する反射面を有する。音響インピーダンスに差がなく、音波の散乱や吸収のすくない堆積物が推定され、反射パターンとしては白ぬけパターンに区分される。

S2層は、ソノプローブ記録では濃淡の淡い連続性のよい縞模様の記録パターンを示す。ブーマー記録では、連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または斜交状の縞模様が認められるパターンを示す。音響インピーダンスの差があまりない堆積物の存在が推定され、反射パターンとして成層層状パターンに区分される。また音響インピーダンスの差がある堆積物が不連続に存在するか、点状に物質が存在することが推定される。



S3層は、濃淡が濃い、安定な連続する反射面からなる。音響インピーダンスの差が大きい堆積物で、層状構造をなしていると推定される。記録パターンとして成層層状パターンに区分される。

S4層は切れ切れもしくは斜交する縞状の反射面を示す記録パターンからなる。音響インピーダンスの差がある堆積物が不連続に存在するか、点状に物質が存在するこ

とが推定される。反射パターンとして不連続層状および散乱状パターンに区分される。

S5L層はソノプローブ記録では、表面が淡いゴマ塩状を呈し、内部は弱い双曲線状パターンの密集からなる。ブーマー記録では、双曲線状パターンの密集からなり、それ以下は多重反射か散乱状パターンとなる。

S5br層は濃淡の濃いゴマ塩状を呈し、内部が白くぬけ

表 1 - 7 河口湖の反射パターンと音響的地層区分

音響的地層 区分		記録パターン			反射パターン
		ソノプローブ	ブーマー	エアガン	
K-S1		白ぬける透明層、内部に濃淡の淡い連続する反射面をもつ。	白ぬける透明層で、内部に淡い切れ切れの反射面。	縞状	白ぬけ
K-S2		濃淡が淡く、連続する縞模様。	連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または切れ切れの縞模様。		成層層状
K-S3		濃淡が濃く、連続する縞模様。散乱状パターン。			弱い双曲線状と切れ切れの縞状パターン。
K-S4	L	表面は淡いゴマ塩状を呈するが、内部は切れ切れの縞模様や弱い双曲線状パターン。	ゴマ塩状か双曲線パターンの密集、一部切れ切れの縞模様を呈する。また、多重反射をしめす。	散乱状	散乱状
	br	濃淡の濃いゴマ塩状を呈する	強い双曲線パターン		

表 1 - 8 西湖の反射パターンと音響的地層区分

音響的地層 区分		記録パターン			反射パターン
		ソノプローブ	ブーマー	エアガン	
SA-S1		白ぬける透明層、内部に濃淡の淡い連続する反射面をもつ。	白ぬける透明層で、内部に淡い反射面を有する。	縞状	白ぬけ
SA-S2		濃淡が淡く、連続する縞模様。	連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または切れ切れの縞模様。		成層層状
SA-S3		濃淡が濃く、連続する縞模様。	濃淡の濃い縞状パターン。		成層層状
SA-S4		双曲線状と切れ切れおよび斜交する縞状パターン。	双曲状パターンの密集。	双曲線状パターン	不連続層状
SA-S5	L	表面は濃いゴマ塩状を呈するが、内部には切れ切れの縞模様や弱い双曲線状パターン。	ゴマ塩状か双曲線パターンの密集。		散乱状
	br	濃淡の濃いゴマ塩状および散乱状パターンを呈する。	強い双曲線パターン、一部切れ切れの縞模様を呈する。また、多重反射をしめす。		

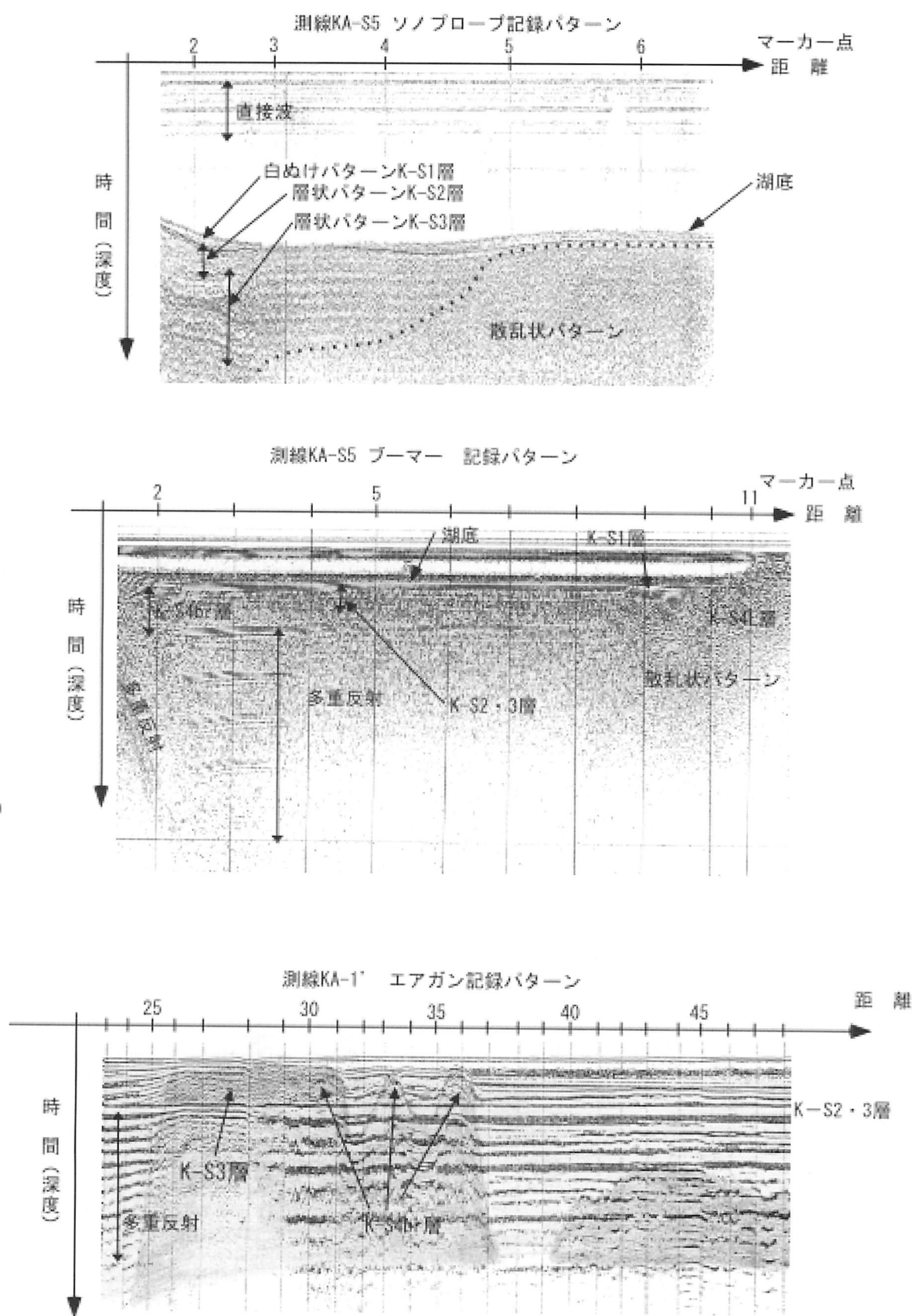


図 1 - 6 河口湖の典型的な記録パターンと音響的地層区分

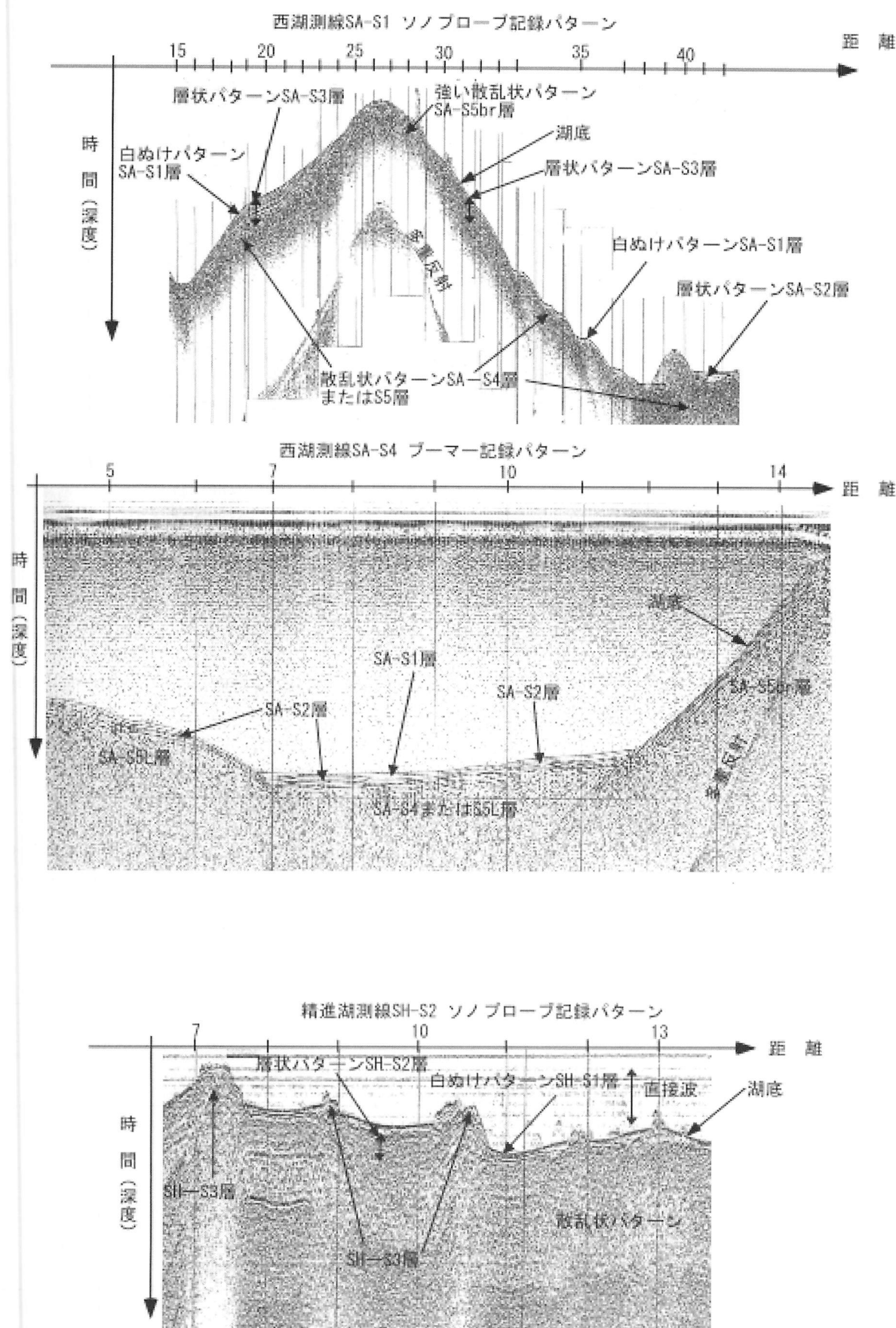


図1-7 西湖と精進湖の典型的な記録パターンと音響的地層区分

るパターンを示す。ブーマー記録では密集した双曲線状パターンを示す。

4) 精進湖

精進湖における記録パターンと音響的地層区分および反射パターンの分類を次の表 1－9、典型的な記録パターンを図 1－7 に示す。

S1層は、ソノプローブ記録やブーマー記録では白くぬける透明層で内部に淡く連続する反射面を有する。音響インピーダンスに差がなく、音波の散乱や吸収のすくない堆積物が推定され、反射パターンとしては白ぬけパターンに区分される。

S2層は、ソノプローブ記録では濃淡の淡い連続性のよい縞模様の記録パターンを示す。ブーマー記録では、連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または斜交状の縞模様が認められるパターンを示す。音響インピーダンスの差があまりない堆積物の存在と、点状に物質が存在することが推定される。反射パターンとして成層層状パターンに区分される。

S5L層はソノプローブ記録では、表面がゴマ塩状で全体に色調が濃いパターンを呈し、内部には密集する双曲線状パターンが見られる。ブーマー記録では、双曲線状パターンの密集からなり、それ以下は多重反射が散乱状パターンとなる。

5) 本栖湖

本栖湖における記録パターンと音響的地層区分および反射パターンの分類を次の表 1－10、典型的な記録パターンを図 1－8 に示す。

S1層は、ソノプローブ記録やブーマー記録では白くぬける透明層で内部に淡く連続する反射面を有する。音響インピーダンスに差がなく、音波の散乱や吸収のすくない堆積物が推定され、反射パターンとしては白ぬけパターンに区分される。

S2層は、ソノプローブ記録では濃淡の淡い連続性のよ

い縞模様の記録パターンを示す。ブーマー記録では、連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または斜交状の縞模様が認められるパターンを示す。音響インピーダンスの差があまりない堆積物の存在が推定され、反射パターンとして成層層状パターンに区分される。また音響インピーダンスの差がある堆積物が不連続に存在するか、点状に物質が存在することが推定される。

S3層は、濃淡が濃い、安定な連続する反射面からなる。音響インピーダンスの差が大きい堆積物で、層状構造をなしていると推定される。記録パターンとして成層層状パターンに区分される。

S4層は切れ切れもしくは斜交する縞状の反射面を示す記録パターンと内部が散乱状パターンからなる。音響インピーダンスの差がある堆積物が不連続に存在するか、点状に物質が存在することが推定される。反射パターンとして不連続層状および散乱状パターンに区分される。

S5L層はソノプローブ記録では、表面が淡いゴマ塩状を呈し、内部は弱い双曲線状パターンの密集からなる。ブーマー記録では、双曲線状パターンの密集からなり、それ以下は多重反射が散乱状パターンとなる。

S5br層は濃淡の濃いゴマ塩状を呈し、内部が白くぬけるパターンを示す。ブーマー記録では密集した双曲線状パターンを示す。

1－4 音波探査結果からみた各湖の湖底堆積物の分布  
前節で各湖の音波探査記録パターンの特徴をもとに、反射パターンと音響的地層区分を行った。ここではこの区分した音響的地層区分の分布と陸上部の地質やボーリングコアとの対応について述べる。

1) 山中湖

山中湖の音波探査では、測線YA－S2測線以外の各測線は両端、始点と終点から数10mを除いて、湖底下数m（1～2 m）以下、すなわちY－S1層より下層で強い散乱

表 1 - 9 精進湖の反射パターンと音響的地層区分

音響的地層 区分	記録パターン			反射パターン
	ソノプローブ	ブーマー	エアガン	
SH－S1	白くぬける透明層、内部に濃淡の淡い連続する反射面をもつ。	白くぬける透明層。		白ぬけ
SH－S2	濃淡が淡く、連続する縞模様。	連続する縞模様で、内部に弱い双曲線状または切れ切れの縞模様。		成層層状
SH－S3	濃淡の濃いゴマ塩状を呈し、全体に濃い色調をな	強い双曲線パターン		不連続層状散乱状

状パターンを示し、記録パターンが不明瞭となり反射面が判読不能となっている（図 1－5）。ここでは、良好な記録がとれた測線YA－S2と湖底で掘削されたボーリングYA－1コアとの対応を述べる。測線YA－S2の音響的地層区分と記録パターンを図 1－9に、各層の分布を図 1－10に示す。

Y－S1層は最大層厚 2 mで、湖底凹地の部分にほぼ全面に分布する。本層は湖底で掘削されたボーリングYA－1コアとの対応より、YA－1コアの深度2.5m以浅の軟弱で均質なシルト・粘土層にあたる。

Y－S2およびS4層は測線YA－S2で見られる反射パターンとYA－1コアとの対応から、両層はYA－1コア深度 2.5m～11.4mに見られるスコリア層とシルト・粘土層との互層部分にあたる可能性がある。また、両層は散乱状パターンとなり詳細が明らかでないが、湖底下に広く分布すると推定される。

Y－S3層はY－S2・4層間に見られる不連続層状および散乱状反射パターンで、測線YA－S1およびYA－S2の西側端、測線YA－S2中央東側部分、測線YA－S1、YA－S2とYA－S5との交点間に分布する。本層が直接湖底に露出している箇所では、湖底から比高 1 ～ 2 mの凹凸をなしている。そのパターンから本層は礫等を含む粗粒な堆積物からなると推定され、YA－1コアとの対応から深度約 5 mの砂礫層の層準に相当する可能性がある。また、測線YA－S1・2の西端部、測線測線YA－S1のマーカ点 5 とYA－S2のマーカ点32付近で、本層が堆積した後、チャネル状の凹地が形成され、それをY－S2層が埋

積している。

Y－S5層は可探深度が大きいブーマー記録でも散乱状および不連続層状パターンを示す。湖心ではボーリングYA－1との対応から、深度11.4m以深の、スコリア層をはさむ黒ボク土状およびローム層にあたると推定される。探査測線で湖岸よりの本層は湖岸のボーリングYA－2コアとの対応からスコリア層と砂礫層との互層からなると推定される。また、陸上部の地質との対応から、測線YA－S6北端部での本層は新第三系に、測線YA－S4北端部での本層は火山礫層とスコリア層の互層に対応すると推定される。

各層の形成年代はボーリングYA－1コアとの対応から、Y－S1層が約1,200年前以降、S2・4層が約1,200年前～6,000年前の間、S5層が互層部の場合約6,000年前以前となり、S3層は約3,000年前と推定される。

2) 河口湖

河口湖でも山中湖同様に、測線始点・終点付近を除き、どの測線のソノプロブ記録やブーマー記録でも湖底下 K－S2層以下で散乱状パターンを示し、下層の反射面が判読不能となっている。とくに湖中央部鵜の島より西半分では散乱状パターンが顕著にみられたため、測線KA－S1'とS6交点近傍で掘削されたボーリングKA－1コアと反射パターンとの対応が不明瞭となっている。測線KA－S5の音響的地層区分と記録パターンを図 1－11に、各層の分布を図 1－12に示す。

K－S1層は最大層厚約 1 mで、湖底凹地の部分にほぼ全面に分布する。本層は湖底で掘削されたボーリング

表 1-10 本栖湖の反射パターンと音響的地層区分

音響的地層区分		記録パターン			反射パターン
		ソノプロブ	ブーマー	エアガン	
MO－S1		白くぬける透明層、内部濃淡の淡い連続する反射面をもつ。	白くぬける透明層		白ぬけ
MO－S2		濃淡が濃く、連続する縞模様	連続する縞模様で、内部に弱い双曲線または切れ切れの縞模様		成層層状
MO－S3		濃淡が濃く、連続する縞模様			成層層状
MO－S4		切れ切れで、斜交状縞模様と内部は散乱状パターン			不連続層状および散乱状
MO－S5	L	表面は淡いゴマ塩状を呈するが、内部は切れ切れの縞模様や双曲線状パターン	ゴマ塩状か双曲線パターンの密集、一部切れ切れの縞模様を呈する。		散乱状および不連続層状
	br	濃淡の濃いゴマ塩状または双曲線状を呈する。	強い双曲線パターン、また多重反射を示す。		散乱状



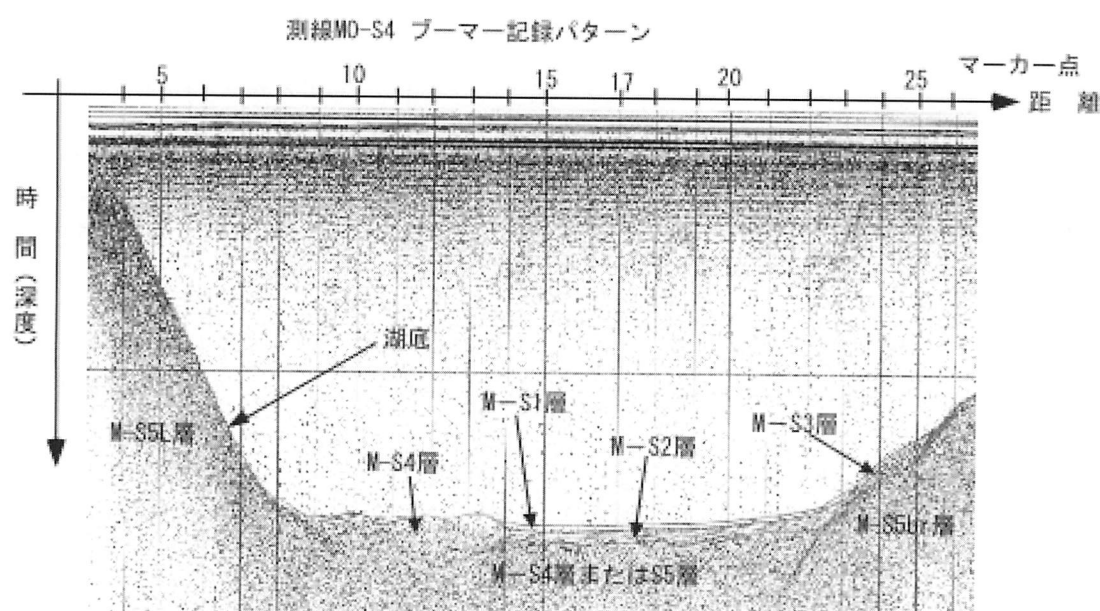
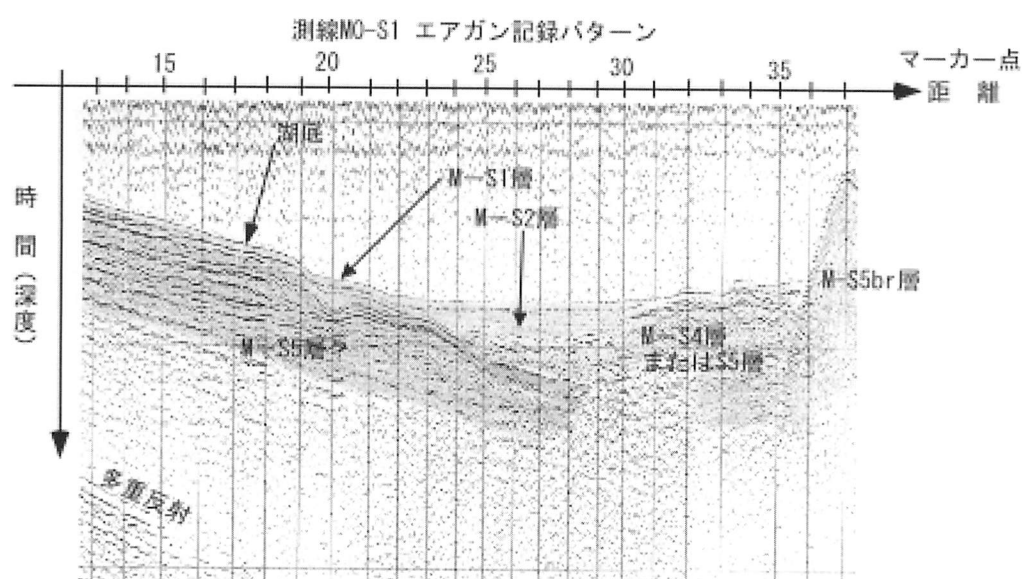
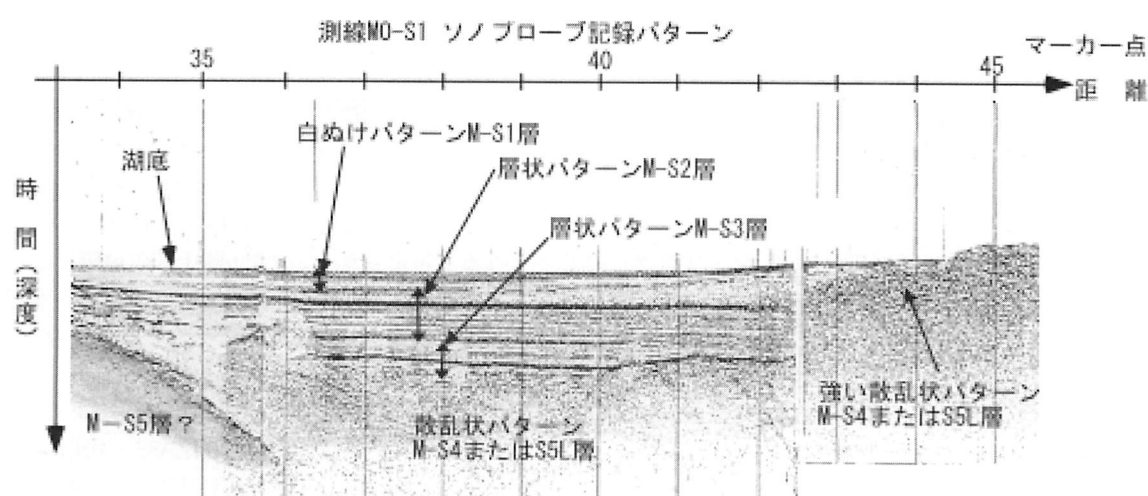


図 1-8 本栖湖の典型的な記録パターンと音響的地層区分

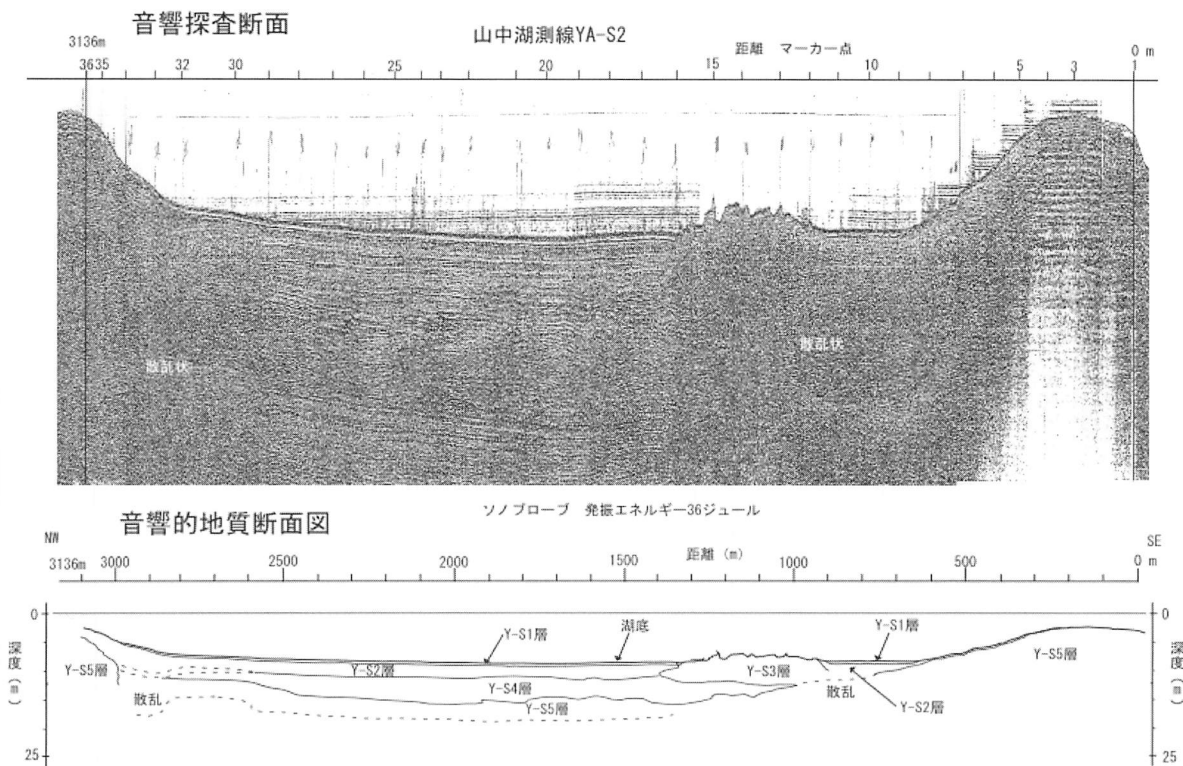


図 1 - 9 山中湖の代表的な音響探査断面と音響的地質断面図

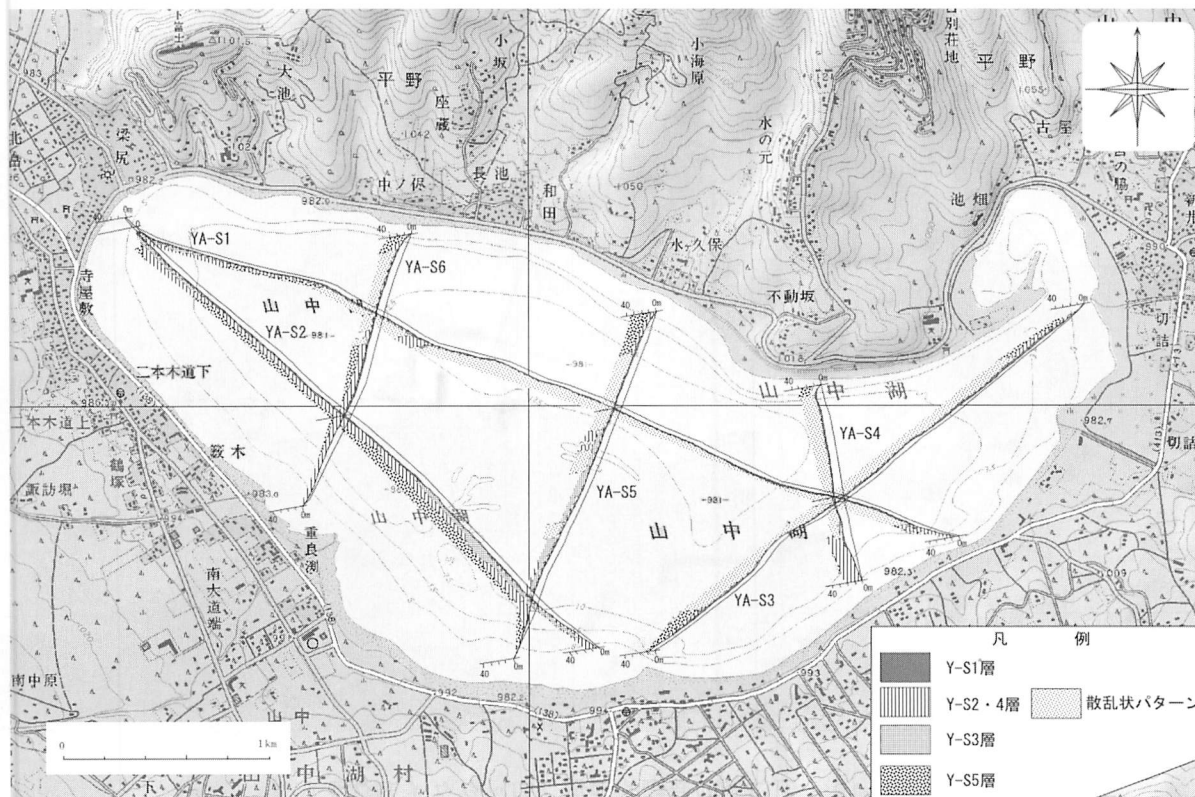


図 1 - 10 山中湖の音響的地質ブロックダイアグラム

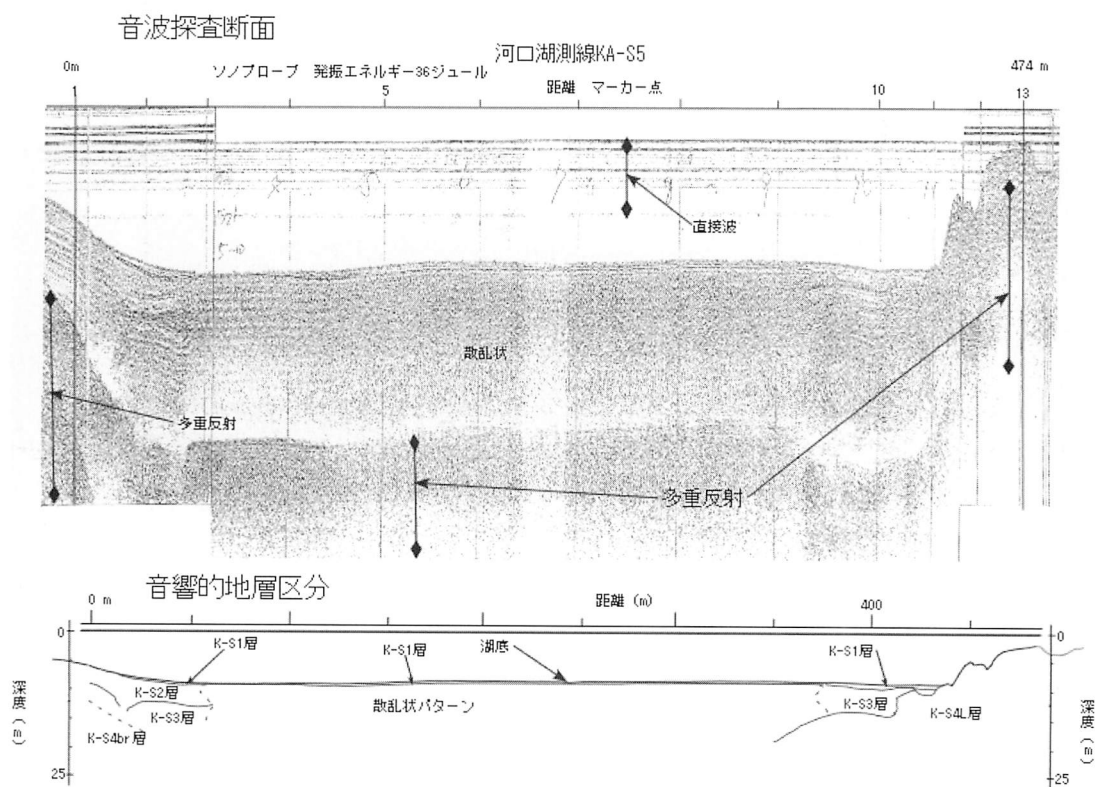


図 1 -11 河口湖の代表的な音響的地質断面図

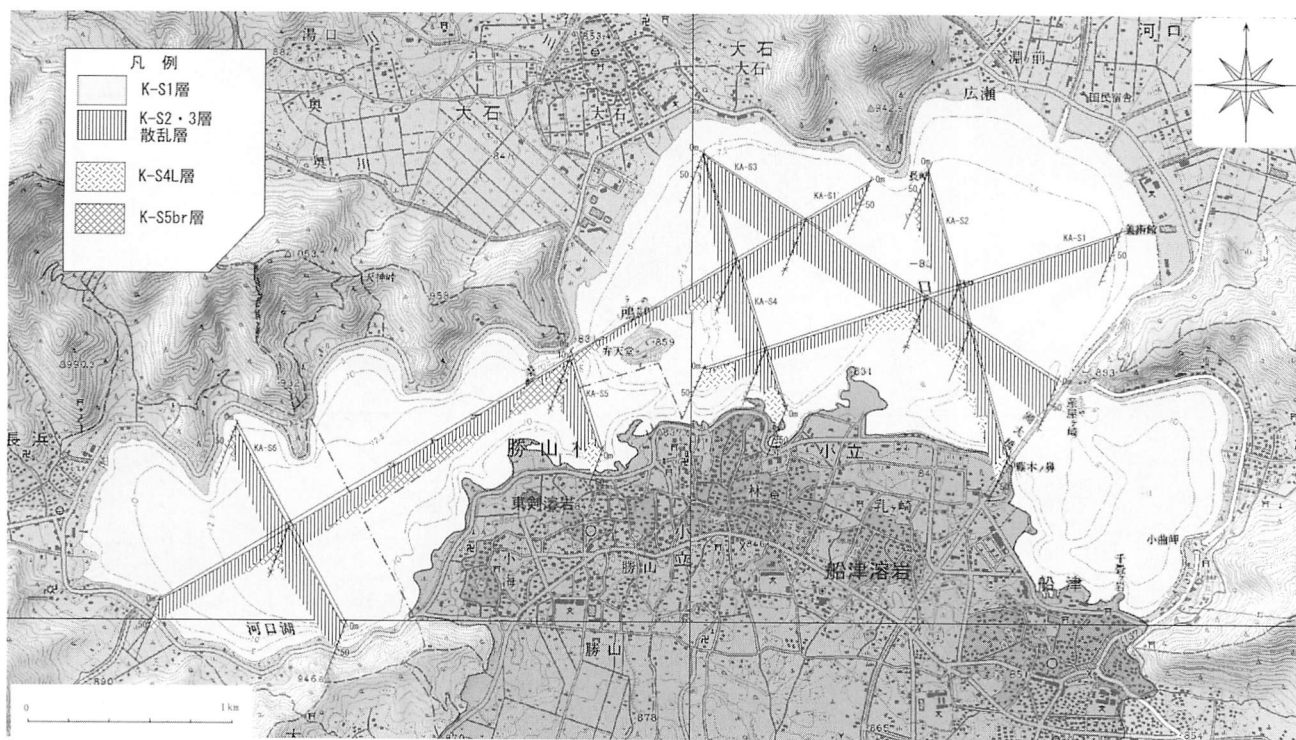


図 1-12 河口湖の音響的地質ブロックダイアグラム

KA-1コアとの対応より、KA-1コアの深度約1m以浅の軟弱で均質なシルト・粘土層と推定される。

K-S2・S3層はボーリングKA-1コアとの対応があまり明確ではないが、KA-1コア深度約1m～14m間のスコアリ層や火山灰層等をはさむ均質なシルト・粘土層にあたると推定される。

K-S5層は陸上部との地質との対応から、溶岩からなるS5L層と新第三系御坂層群からなるS5br層とに細分される。S5L層は測線KA-S1西端部、KA-S1とS3との交点西側、KA-S2とS3との交点から測線KA-S2南端にかけてと、測線KA-S4・S5南端部に分布する。K-S5br層は測線KA-S1'両端、S2の北端、S3の両端、S4の北端、S5北端およびS1'との交点付近、S6の北端に見られる。

各層の形成年代はボーリングKA-1コアとの対応から、S1層が約1,000年前以降、S2・3層が約1,000年前～15,000年前、S5L層が約8,000年前～10,000年前と推定される。

3) 西湖

西湖では、各測線とも良好な反射断面がえられた。代表的な測線SA-S1の音響的地層区分と記録パターンを図1-13に、各層の分布を図1-14に示す。

SA-S1層は湖中央部の最深部または西側の深部にとくに厚く（層厚約5m）堆積している。

SA-S2層はS1層と同様な箇所に堆積している。

SA-S3層は測線SA-S1とS3との交点付近にある湖底の高まり両側斜面、それより東側の斜面上に見られる。地形的には、少なくとも3つの傾斜変換点が認められ、構成層の反射面が下位層のS4層またはS5層にアバットしていることから、段丘構成層または扇状地性堆積物からなると推定される。

SA-S4層はS3層と同じ斜面下部を構成して分布する。斜面下部を構成する本層についてはS5層との判別が難しい。

SA-S5層は陸上部の地質との対応から、溶岩からなるS5L層と、新第三系御坂層群からなるS5br層とに細分される。S5L層は測線SA-S1の西端とマーカー点50東側、SA-S3およびS4の南端部に分布する。S5br層は測線SA-S1マーカー点50付近および東端、SA-S2の両端、SA-S3・4測線の北端側にそれぞれ分布する。

西湖の南西岸に分布する青木ヶ原丸尾溶岩の延長と見られる溶岩（測線SA-S3・S4の南端）は湖最深部の湖底下にも分布するように見えるが、S2層以上を載せている部分もあることから、その形成年代はいろいろな年代を示すと推定される。ただ、湖底ボーリングおよび湖底の採泥が行われていないため、各層の構成物等の詳細や形成年代は不明な点が多い。

4) 精進湖

精進湖では、測線SH-S1、S2 各測線とも溶岩が浅所

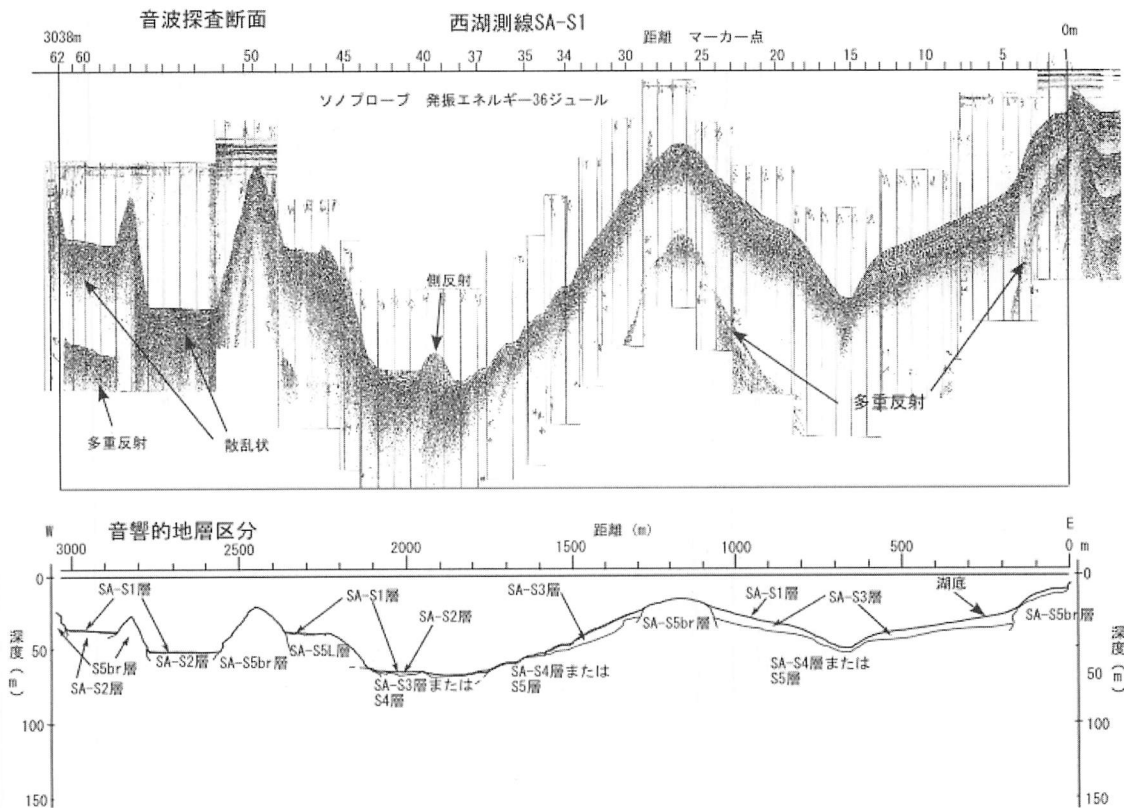


図1-13 西湖の代表的な音響的地質断面図



に露出しているため、良好な反射断面が得られなかった。代表的な測線SA-S1の音響的地層区分と記録パターンを図1-15に、各層の分布を図1-16に示す。

SH-S1層は溶岩と見られる地層の凸凹を埋めるように堆積しており、両測線にわたって分布する。

SH-S2層はS1層の下部に上述の凹地を埋めて分布するが、下位は散乱して詳細は不明である。

SH-S3L層は陸上部の地質の分布から溶岩と推定され、上述の凸凹を形成する。

5) 本栖湖

本栖湖では、各測線とも良好な反射断面が得られた。ここでは、測線MO-S4と湖岸で掘削されたボーリングMO-2コアおよびピストンコアMO-4・5との対応を述べる。代表的な測線MO-S4の音響的地層区分と記録パターンを図1-17に、各層の分布を図1-18に示す。

MO-S1層は最大層厚約2mで、湖底平坦面上や緩斜面上に広く分布し、一部後述するMO-S5L層上にも分布する。湖心で行われたピストンコアMO-4・5から、均質な粘土・シルト層からなり、本層内に見られる反射面はスコリア層および火山灰層に相当する。

MO-S2層は湖底の平坦面を構成するMO-S4およびS5層上面の凹凸を埋めるように分布する。湖心で行われたピストンコアMO-4・5から、砂泥互層からなると推定される。

MO-S3層は測線MO-S1、S2、S3、S4の各測線のう

ち、MO-S5br層が構成する緩斜面上に分布する。また、この緩斜面ではいくつかの傾斜変換点が認められることやS3層がMO-S5br層にアバットすることから、本層は段丘構成層または扇状地性堆積物と推定される。

MO-S4層は上述の緩斜面の下部を構成しておもに分布する。また、一部はMO-S5L層の下位に延長して分布することから（図1-17）、湖底平坦面下に広く分布するものと推定される。これは湖岸で掘削されたボーリングMO-2コア深度約167m～172mに見られる固結の良好なシルト・粘土層からなる湖沼性堆積物に相当し、内部の反射面はスコリア層または砂層および火山灰層と考えられる。

MO-S5層は陸上部の地質やボーリングMO-2コアとの対応から、溶岩からなるS5L層と新第三系御坂層群からなるS5br層に細分される。溶岩からなるS5L層は南東の湖岸から湖底平坦面下にも延長して分布する。測線MO-S1の湖底平坦面下では、とくに測線北東部で地形的にはS5L層の延長が推定されるが、S4層の反射パターンと判別が難しいため、MO-S4層としてある。MO-S5br層は各測線で南岸および西岸から北東岸にあたる部分に分布する。

各層の形成年代はボーリングMO-2コア等との対応から、S1層が約3,000年前以降、S2層が約3,000年前～6,000年前、S4層が約16,000年前～25,000年前と推定されることから、S3層は約6,000年前～16,000年前の間に形成

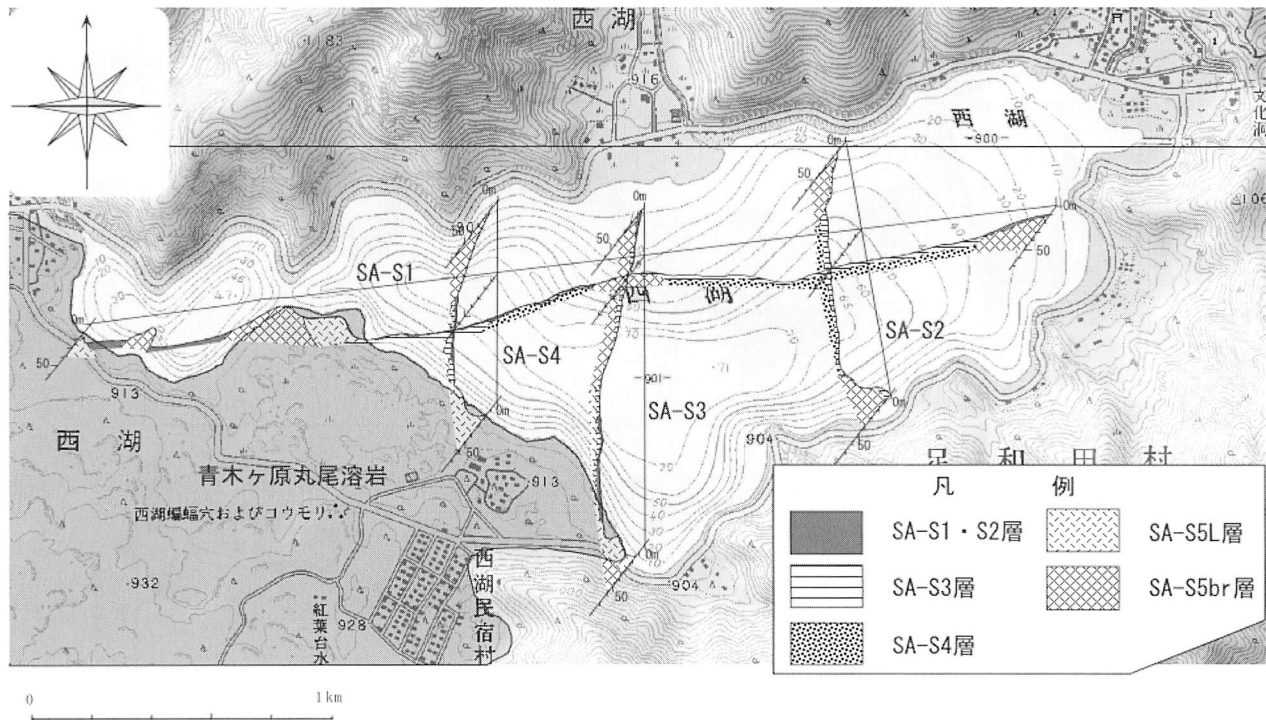


図1-14 西湖の音響的地質ブロックダイアグラム



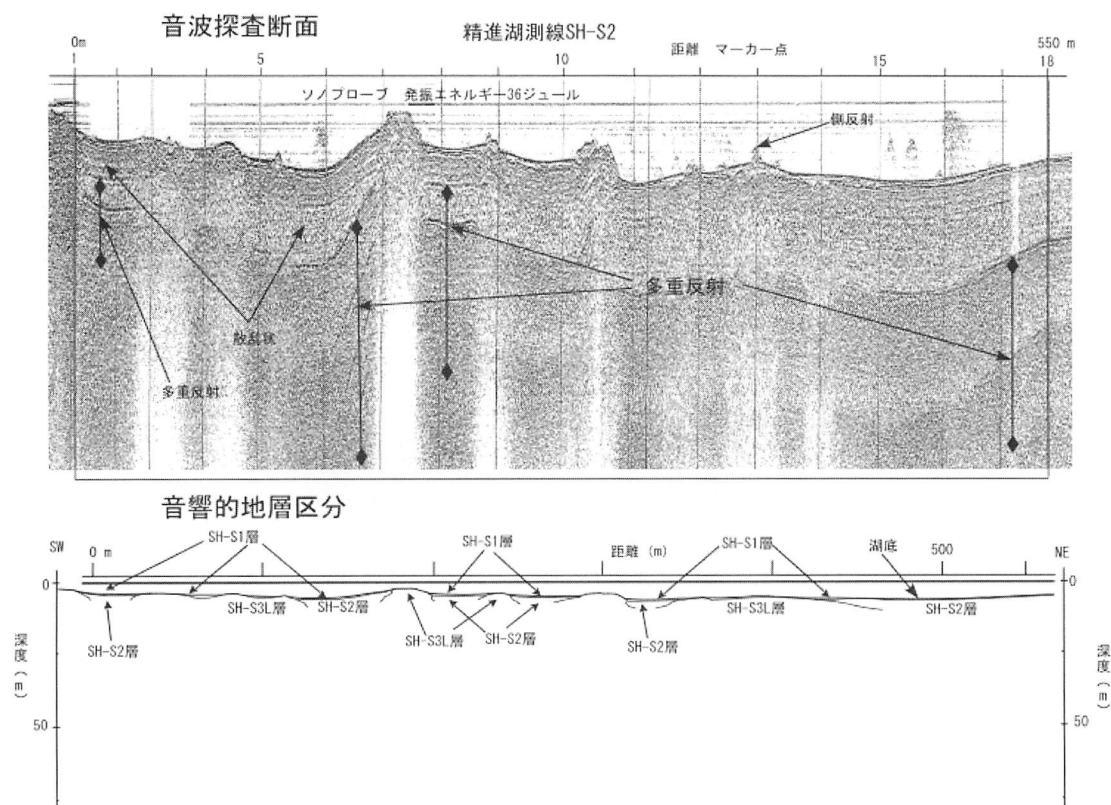


図 1 -15 精進湖の代表的な音響的地質断面図

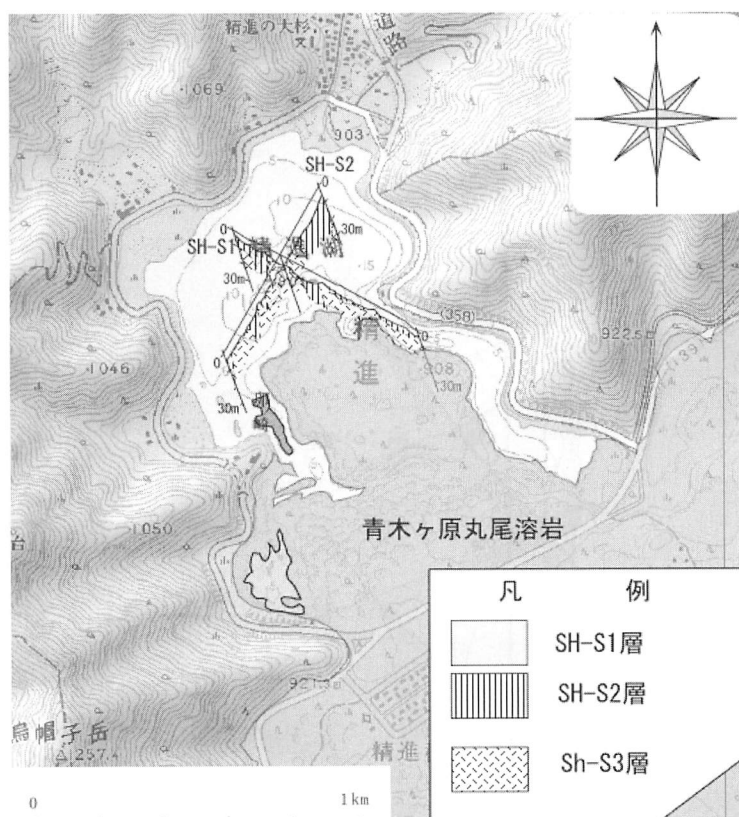


図 1 -16 精進湖の音響的地質ブロックダイアグラム

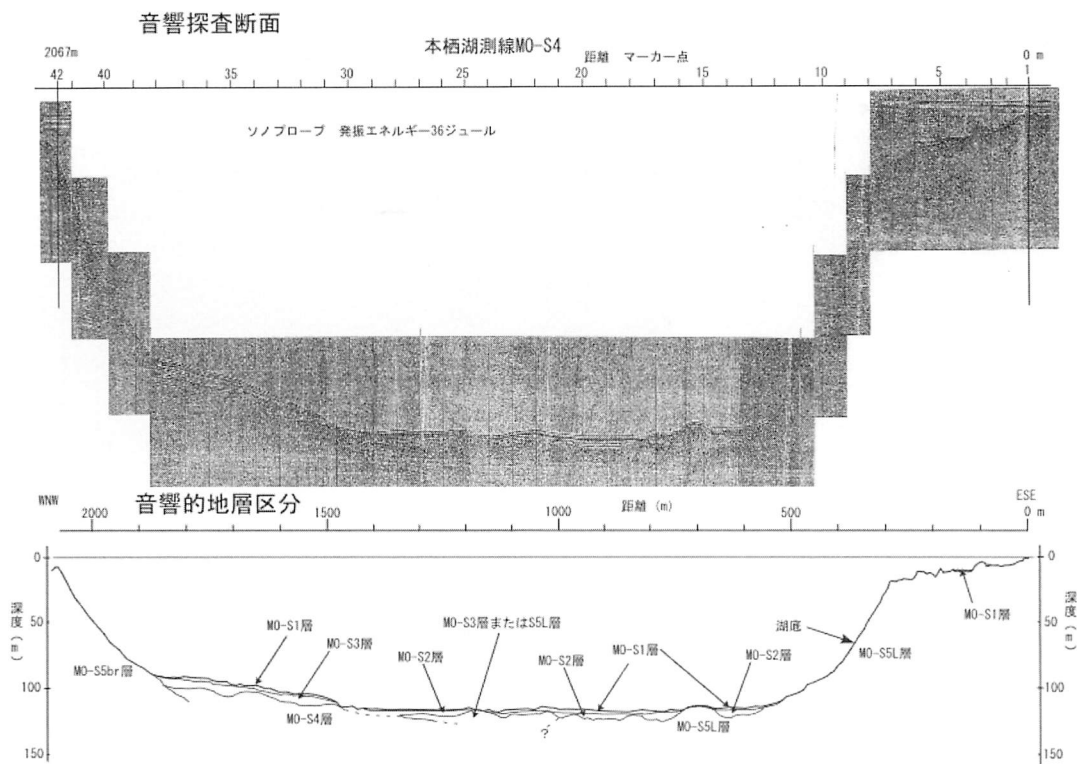


図 1 -17 本栖湖の代表的な音響的地質断面図

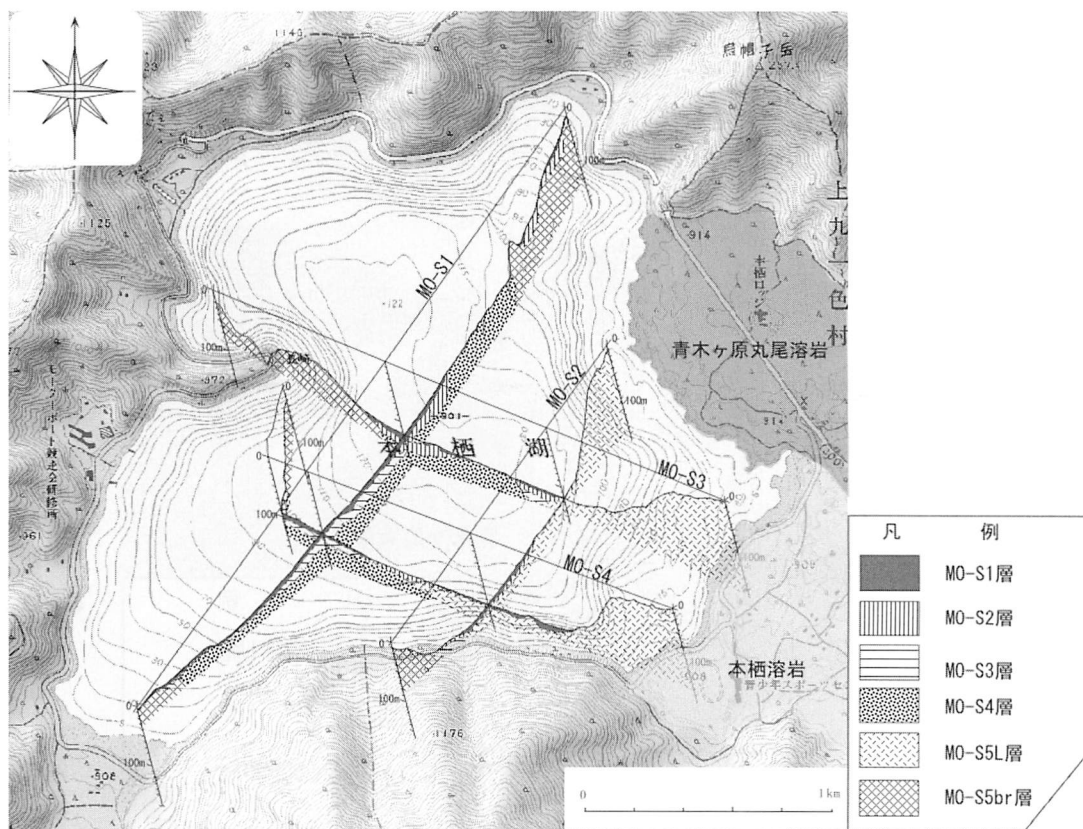


図 1 -18 本栖湖の音響的地質ブロックダイアグラム

されたと考えられる。

## Ⅲ－２ ボーリングコアの地質

### ２－１ 研究目的

富士山の火山活動の中で、古富士火山の噴出物は関東ローム層を構成して関東平野に広く分布している。しかし、富士山の山体においては新富士火山の噴出物に覆われているため、その露出は東では御殿場付近に、西では白糸の滝、富士宮付近などに限られている（図２－１）。そのため、富士山の過去の噴火史、とりわけ古富士時代を含めた噴火史を正しく理解するためには、富士山地域においては野外調査のみならず、トレンチやボーリング調査が有効な手段となる。

富士山、とりわけ富士北麓側におけるボーリング掘削は、地下水や温泉開発等の場合以外のいわゆる学術ボーリングとしては、従来の成果として山中湖と鳴沢村のみの報告がある。山中湖の場合、湖底中央部付近の最深部において、約2.5mの湖底堆積物を採取し、約2500年間の環境変遷や山中湖の形成史が論じられている（遠藤ほか、1992など）。鳴沢村では、標高1,200mの地点に防災科学技術研究所が富士山の噴火の火山活動を観測するために、地震計等を設置する目的で201mの掘削を実施した。その際に、多数のボーリング試料が採取され、岩相・岩石学的特徴の記載に加え、全岩石主成分及び微量元素の分析が行われている（宮地ほか、1995）。その報告の中で、具体的な放射年代の測定はなされていないもの、記載岩石化学的特徴をよりどころにして、得られたボーリング試料の基底の年代として、古富士火山末期まで遡るとしている。このように、ボーリング試料を材料にした場合、富士山の地下構造や詳細な形成史等の解明の上で有効な情報が得られる。

### ２－２ 富士五湖湖底ボーリング掘削

富士山北麓に分布する富士五湖は富士火山の活動の過程で形成され、新富士火山の溶岩流などによって堰き止められたりし、各々の湖は姿を変え、今から約千～二千年前にほぼ現在の形になったと考えられている。さらに、これら富士五湖が形成される以前には、セの湖、旧河口湖、宇津湖などと呼称される湖が存在したとされる。富士山の活動史については、Tsuya（1968）、宮地（1988）、上杉ほか（1992）などの詳細な研究があるものの、火山活動と山麓の湖との関連や、その形成時期等については未解決な問題が残されている。

そこで、我々地球科学研究室ではこれらの問題の解決も含め、富士五湖の湖底堆積物につき音波探査及び磁気探査により分布状況を把握し（興水ほか、1998）、その上で、山中湖、河口湖及び本栖湖の湖底堆積物につき、ボーリングコア採取し、岩相や年代等を中心に検討してきた（興水ほか、1999；内山・興水、2000，2001；興水

ほか、2001）。ここでは、山中湖底、河口湖底、本栖湖畔から採取されたボーリングコア試料の地質構成の地域による特徴と、各々のコアから得られた年代的な成果を中心に以下に述べる。

#### １）山中湖湖底のボーリングコア

山中湖は概ね東西方向に延びる細長い湖で、そのほぼ中央部付近に最深部（水深約13m）がある。この湖盆中央部付近の最深部は、概して平坦でかつ広がりのある地形になっており、かつてこの最深部付近でボーリングが実施されている（小杉ほか、1992）。その長さは2.55mで、この試料を基に山中湖の成因や形成史が論じられ（遠藤ほか、1992）、現在の山中湖は鷹丸尾溶岩流によりせき止められ形成され、その年代を1850年前頃としている。その後、我々は1998年12月に、遠藤ほか（1992）が実施したところとほぼ同じ地点において、約17.6mのボーリングコアを採取した（図２－２、３）。

その岩相はシルトや砂などの細粒堆積物に多数のスコリアが挟在する。ただし、湖底表層及び深度11.4m以深の細粒堆積物は、いわゆる黒ボク土である。炭素14年代測定からも黒ボク土に関し矛盾しない値が、また14m付近からは約12,000年を示す古富士に遡る値が得られている。このような年代測定から見積もられる堆積速度や層位・層相等から、深度0.8m付近に認められるスコリアは宝永噴火によるものと判断される。

#### ２）河口湖湖底のボーリングコア

河口湖は概ね南西－北東方向に長軸が延び、東部ににおいて南東方向に屈曲する細長い湖盆形状を呈している。西－北－東の三方を新生代新第三紀の御坂層群よりなる山地に囲まれ、南方のみ富士山に向かって開いている。この南東部の湖岸に新富士火山旧期の船津溶岩および中期の東剣溶岩が流入している。湖の中央部には“鵜の鳥”と呼ばれる湖底の高まりが認められている。

ボーリングは鵜の鳥の南西約1.5kmの西側湖盆域のほぼ中央において実施し、湖底下約88mの試料が得られた（図２－４、５）。深度約15mまではシルト・粘土等の細粒堆積物を主としてスコリアが挟在する。しかし、スコリア等のテフラの挟在する割合は、上述した山中湖に比べ乏しい。深度15m～52mにまでに二枚の安山岩質玄武岩溶岩が認められる。深度52m～88mは砂・礫等の粗粒の堆積物を主体としている。

現在までに我々が明かにした炭素14年代測定値から、二枚の溶岩の年代を見積もると、深度15m～30mの溶岩は約15000年から18000年の、また深度33m～深度51mの溶岩は約19000年から約23000年の間の、いずれも古富士の活動に位置づけられる。

#### ３）本栖湖畔のボーリングコア

本栖湖は東西2.5km、南北2.0km程で面積としては富士五湖の中で３番目であるが、水深は最大の133mの湖である。かつて西湖および精進湖とともにセの湖とい

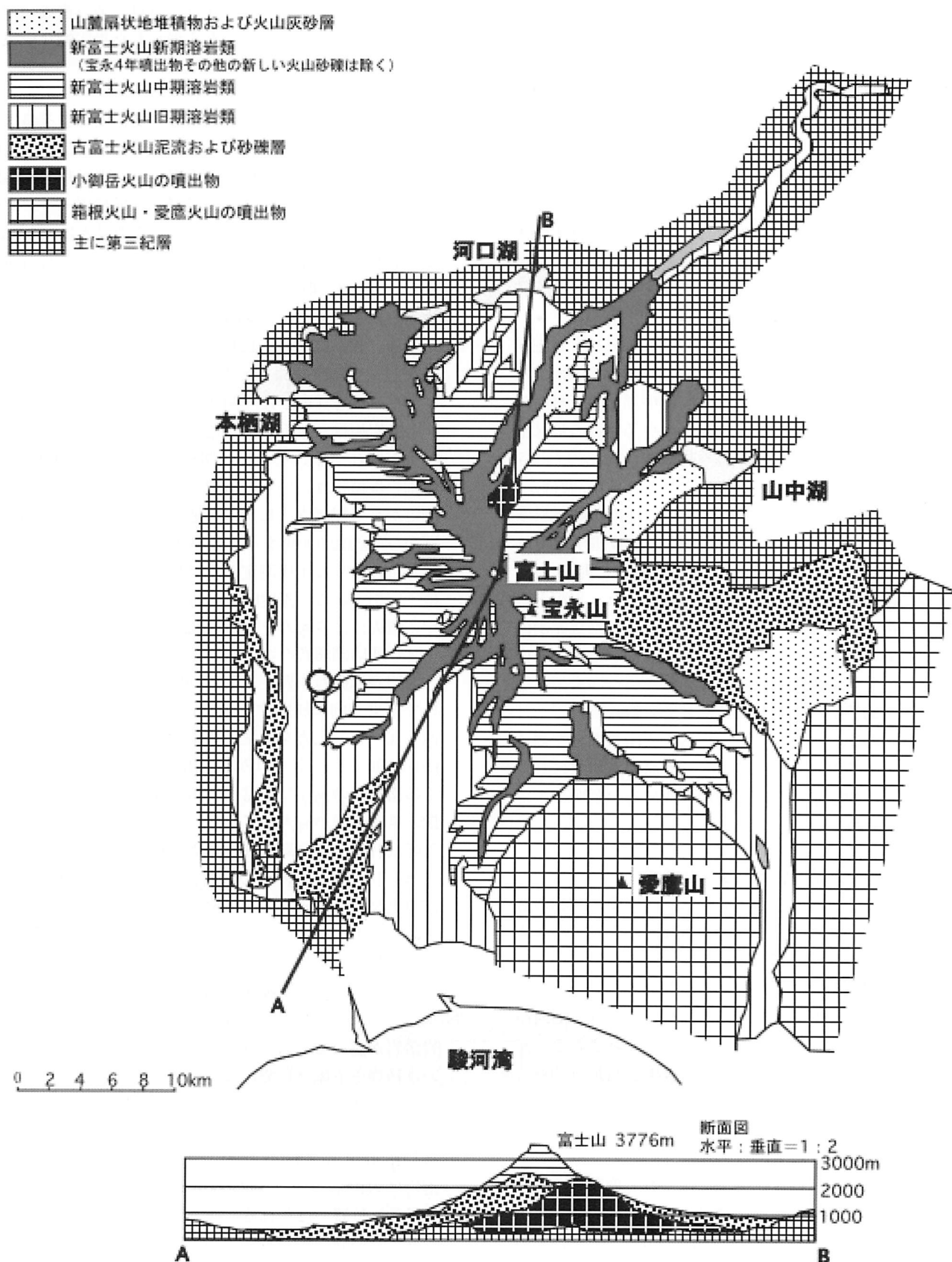


図 2 - 1 富士山の地質図 (津屋、1971を簡略化)





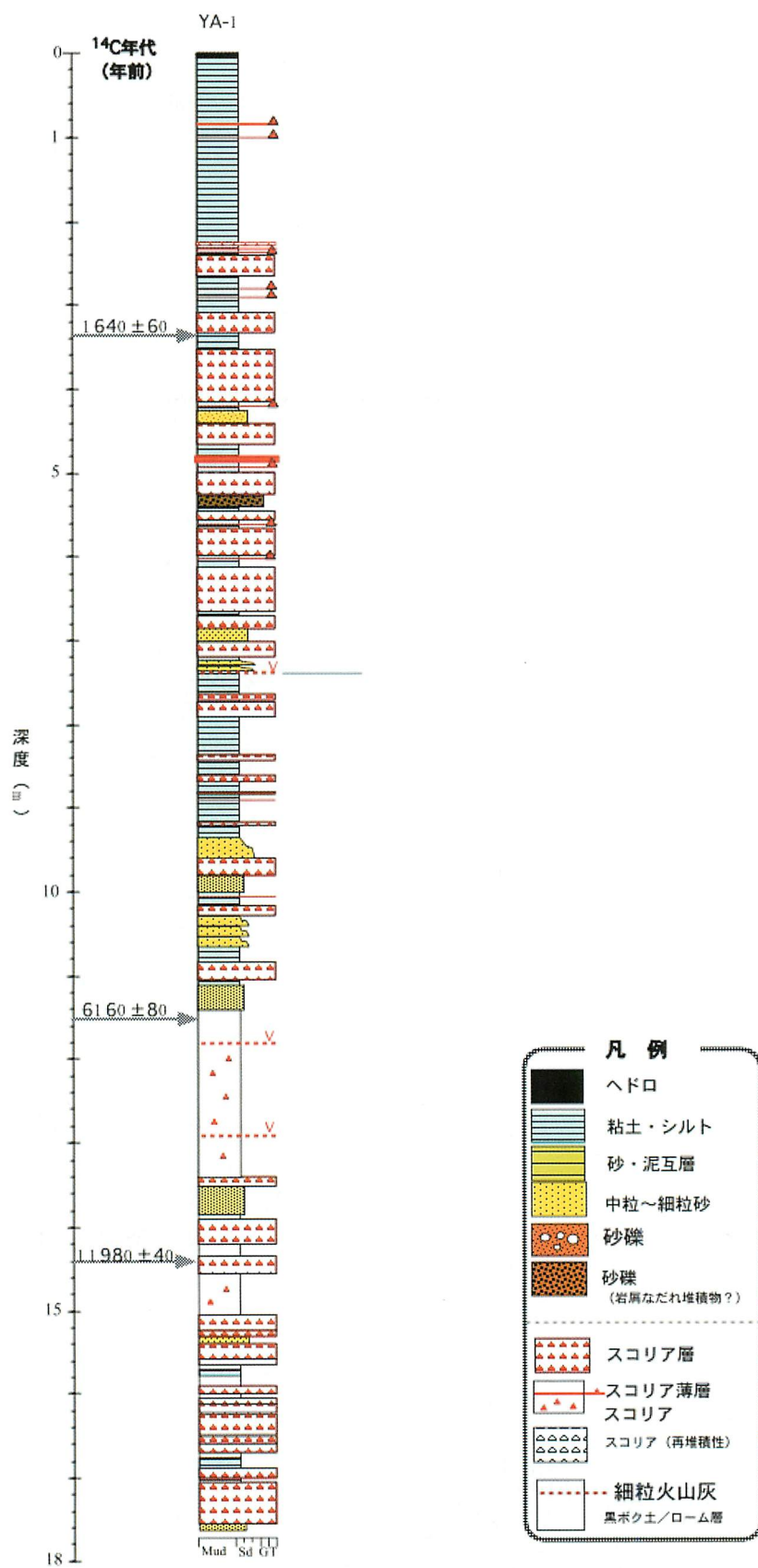


図 2-3 山中湖ボーリングコア (YA-1) 地質柱状図



図 2-4 河口湖ボーリングコア採取地点位置図

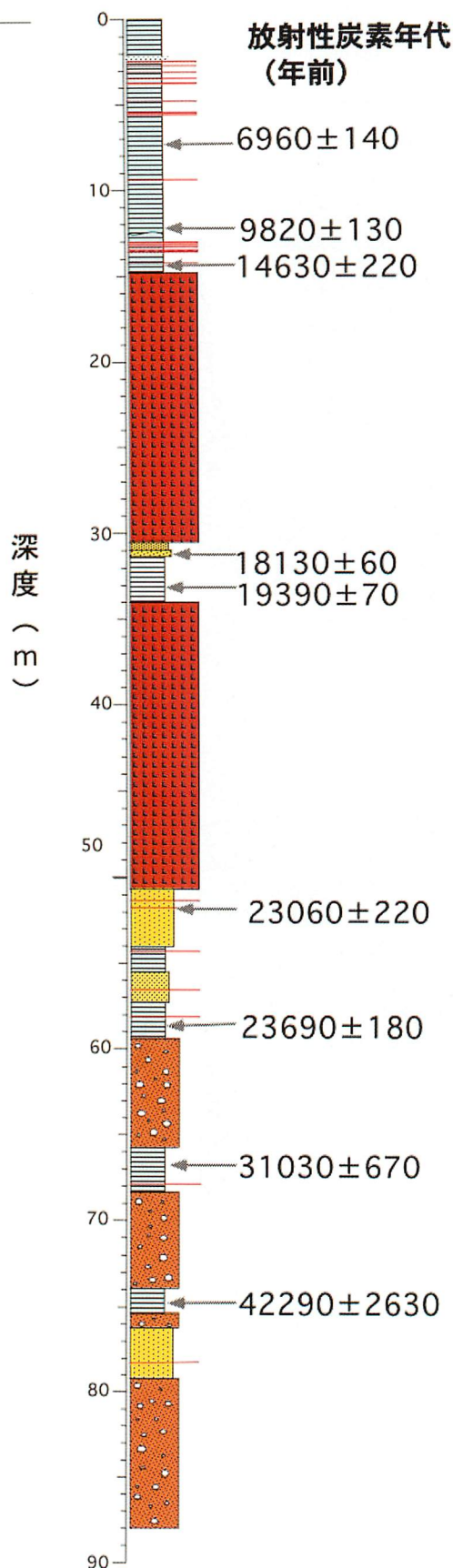


図 2-5 河口湖ボーリングコア (KA-1) 地質柱状図

う一つの湖を形成し、貞観 6 年以前の溶岩流により先ず本栖湖が分離し、その後貞観 6 年の青木ヶ原溶岩により西湖と精進湖が分断されたとされる (津屋、1971)。なお、これら三湖の水位は、ほぼ同一の標高を示している。本栖湖の北側、西側、南側には御坂層群が分布し、湖東側に新富士火山の旧期の溶岩が、そしてこれを覆って青木ヶ原溶岩が分布している (図 2-4)。

ボーリングは、旧期の溶岩と青木ヶ原溶岩の境界付近の湖畔において実施した。地表より約 173m まで掘削し、砂・泥を所々に挟みながら深度 168m 付近までは基本的には溶岩主体で構成されている。富士山起源のスコリアも希である。これらの溶岩の下位に厚さ 4.6m 程の縞状構造の発達したシルト・粘土層を挟み、さらにその下位には再び上位と類似する溶岩が認められる。これらコア試料の深度 168m 付近に挟在する植物片から、我々は 16,590 年を示す年代測定結果を得ている。この値により、その上位に発達する溶岩は、新富士火山のみならず、古富士火山のステージまで遡る可能性が示唆される。なお、このボーリング地点を含む本栖湖周辺には、古富士時代の溶岩は陸上部には分布が認められない (図 2-4)。

以上に述べた山中湖、河口湖および本栖湖の 3 地点におけるコアの構成についてみると、大略的な地域による特性が認められる。山中湖の場合、湖底堆積物中には多くの富士山起源の降下堆積物 (スコリア) が卓越し、本栖湖湖畔の場合、溶岩類が多い。また、河口湖については厚い二枚の溶岩の他はシルト・砂・礫などの堆積物で構成されている。これは確かに 3 地点のみのコアから認められた結果であるが、富士山の活動の地域的な特性をある程度反映していると考えて大きな矛盾はないと思われる。

### 2-3 富士山の噴火履歴復元

富士山の活動を約一万年あたりを境にして、それ以前を古富士、それ以降を新富士のステージ区分するという立場に立って、それぞれの時代に活動した噴出物の分布を見た場合、古富士の噴出物の多くは新富士の溶岩降下物に覆われている。そのため、古富士時代の堆積物が地表に確認できるのは、東麓や南麓の一部に限られている。富士五湖が形成されている北麓側には古富士時代の堆積物は地表にはほとんど分布していない。

ところが、山中湖底、河口湖底および本栖湖畔で我々が実施したボーリングコア試料の場合、いずれからでも古富士の時代に遡る富士山の火山活動が記録されている。このように、陸上部の調査・観察からは得られていない情報がボーリングコア試料からは明らかにできる利点がある。富士山北麓側のボーリング試料について、既に、Tsuya (1962) や宮地ほか (1995) により、コアの岩相・岩石化学組成等から、鳴沢村付近の地下に古富士火山の存在を報告している。我々は、コアの層序と具体的



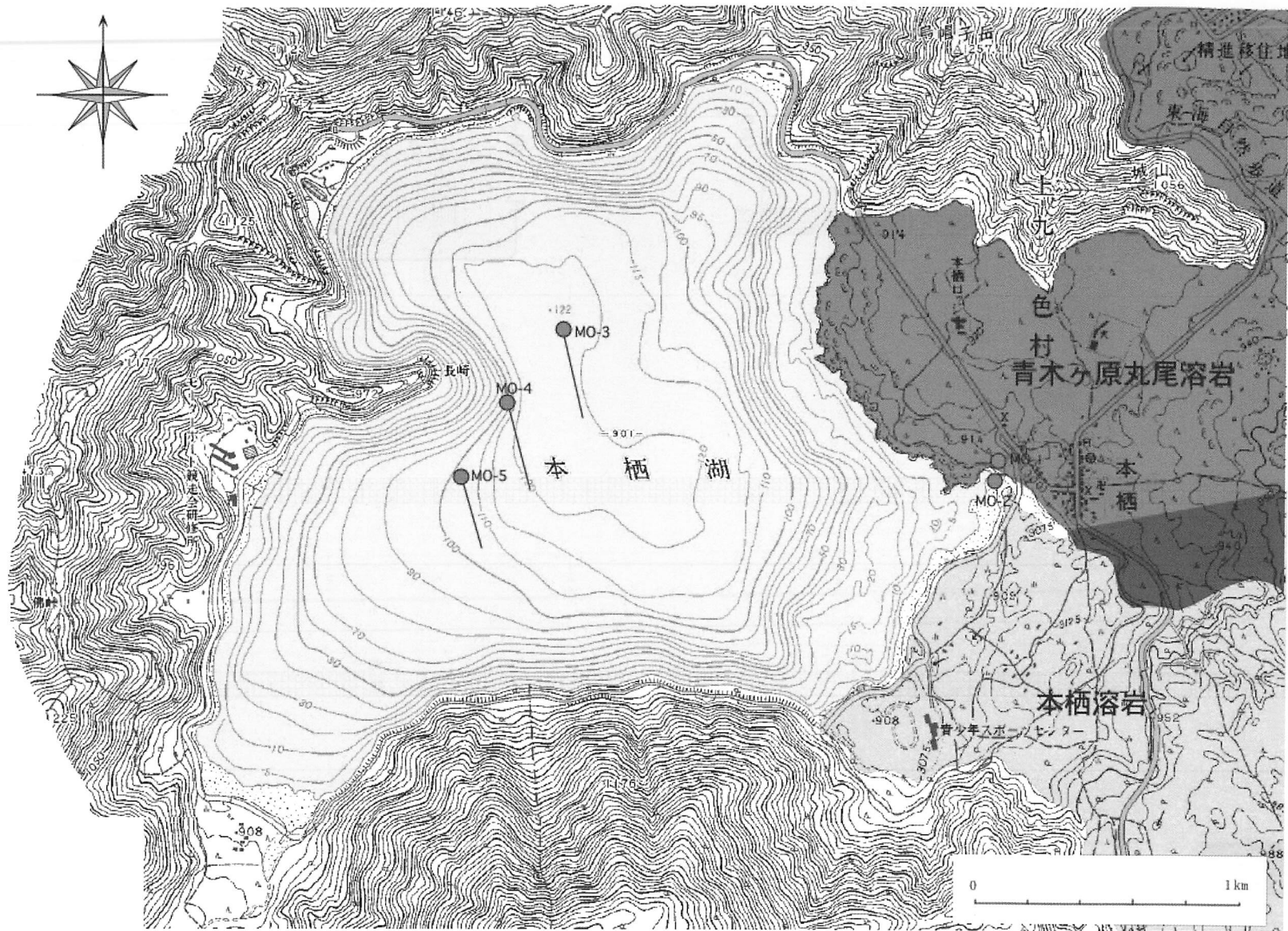


図 2-6 本栖湖ボーリング・ピストンコア採取地点位置図

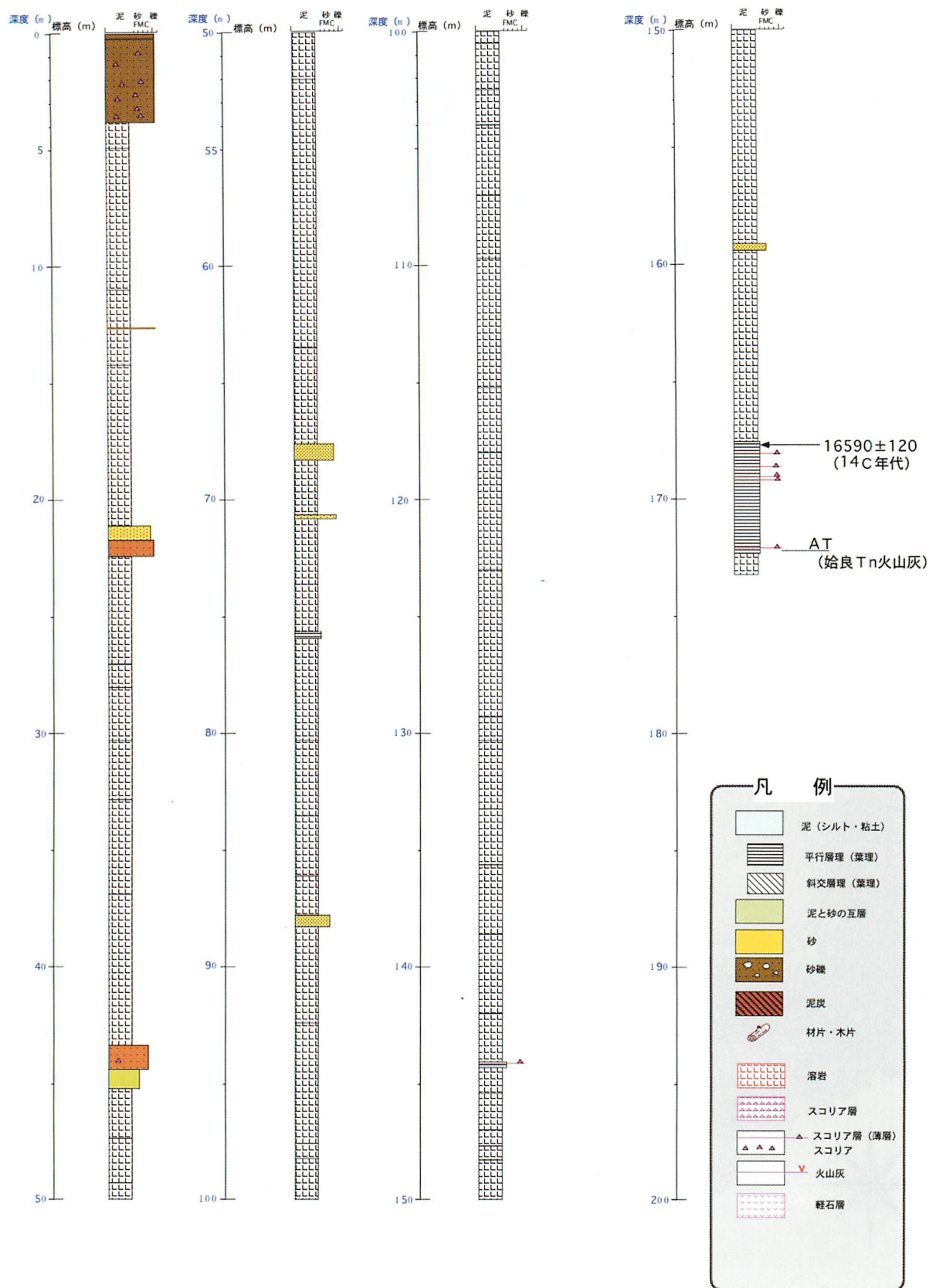


図 2-7 本栖湖ボーリングコア (MO-2) 地質柱状図



な放射年代測定値を基に、古富士の存在を示すことができた。

すなわち、富士山北麓側のボーリングコアの試料からも見積られる年代情報としては、河口湖湖底および本栖湖畔から掘削されたコア試料に認められる下部の溶岩は、古富士の中でもより古い時代に遡ることになりそうである。

富士山は比較的若い山で、開析も十分に進んでおらず、そのため、より古い時代の火山活動の実態を地表で把握することは容易ではない。そのため、今回のようにボーリングコアを用いて、試料の経時変化を系統的に検討することは、火山活動史を正確に理解する上で有効である。しかも今回の研究により、長期的な富士山の活動に地域的な特性のあることを明らかにしたことは、今後の防災対策に重要な貢献となる。

Ⅲ－３ 花粉分析

３－１ 概要

花粉分析は泥炭や粘土等の細粒堆積物から化石花粉を抽出し、その種類や産状を調べることににより植生や環境の変遷を明らかにするのに有効な方法のひとつである。花粉分析が過去の植生変遷を解明する手段として有効である根拠として次の３点が上げられる。

- ①花粉の外部形態は、科や属あるいは種により特徴があるため母植物を同定できる。
- ②花粉の外膜は物理・化学的風化に対して極めて強靱であることから化石として残しやすい。
- ③花粉はほぼ均一に広範囲に散布されるため、地点の分析であっても周囲の植生推定、地層の対比などの目的に応用できる。

陸上に生育する樹木や草等の「植生」は気候の変化や時代とともに変化し、その変化が堆積物中の花粉化石の構成や量の変化として反映する。

したがって、花粉構成や消長データは、地層の識別や対比、古植生の復元に利用することができる。

３－２ 試料処理および解析方法

１) 試料処理

(１) 分析試料

分析に供する試料、泥炭質土、粘土質土又はシルト質土で、その量は10－200 g（湿潤重量）である。試料は花粉化石の形状を保持するため湿潤状態のまま使用した。

分析に供する試料の採取間隔は、堆積層の状態と目的によって数cmから数mと異なるが、遺跡調査の場合は一般に遺物に基づく土層区分に対応した採取間隔をとることが多い。今回の調査では、基本的に1 mピッチとした。

(２) 分析処理

分析処理の手順は図 3－1 に示す分析フローのとおり

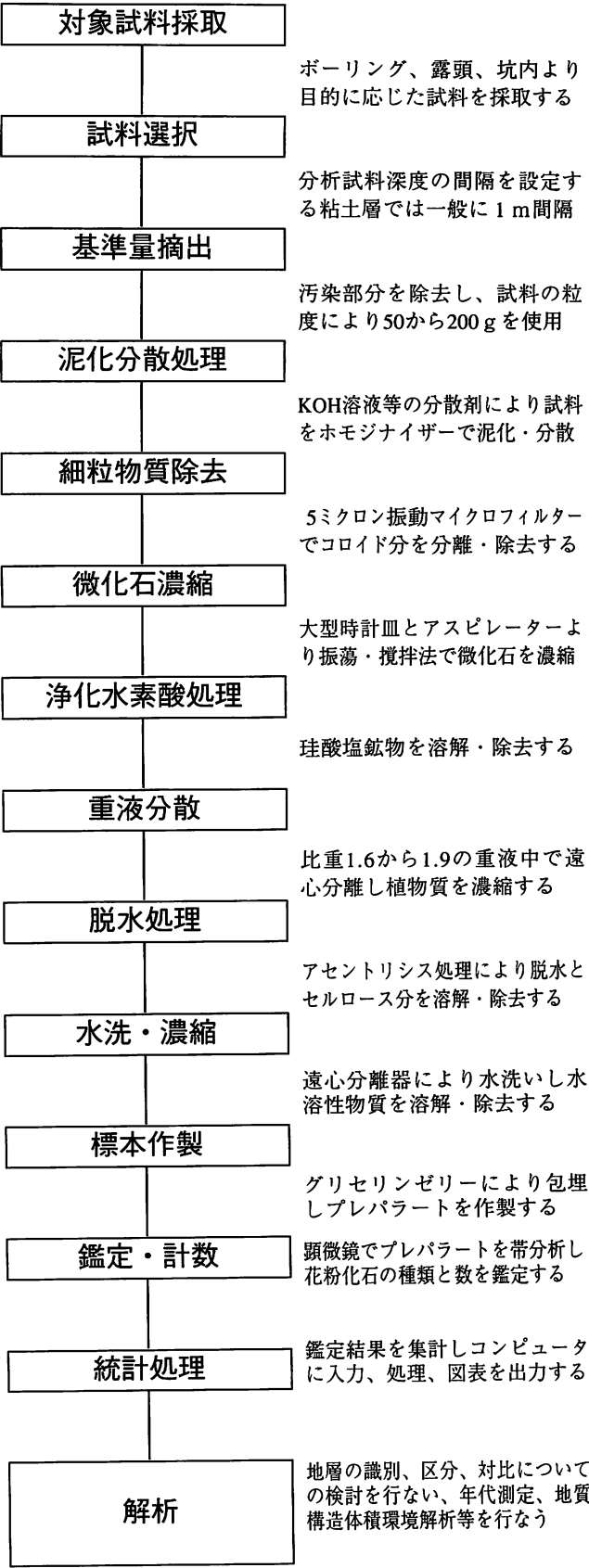


図 3 - 1 花粉分析処理フロー

である。5ミクロン振動マイクロフィルターを使用することによって、粒径処理を確実にするとともに、処理過程の再現性を高めた。分析処理に使用した薬品・器具設備の概要は以下のとおりである。

■処理品：水酸化カリウム、硫酸、フッ化水素、塩化亜鉛他

■処理解具、設備：遠心分離機、振動マイクロフィルター、他一般分析器具

(3) 顕微鏡による検定・計数

抽出した花粉化石はグリセリンゼリーと混合してスライドガラス上に滴下し、カバーガラスをかけて封入してプレパラートとした。各試料につき2～3枚のプレパラートを作成した。

プレパラートを顕微鏡（パノックスAHBLB1万能顕微鏡）により400～1000倍率で観察し、メカニカルステージによる帯分析で通常木本花粉で100個から250個の検定・計数を行い、同時に出現する草本花粉の検定・計数も行った。

2) 解析法

花粉分析結果の解析の手順は、

- ①各花粉種類の同定とその出現率（パーセント表示）計算及び花粉ダイアグラムの作成
- ②各地点における花粉消長パターンの読みとりと花粉帯分帯
- ③地層対比や古植生・古気候の復元

の順に進めた。

なお、花粉種類の同定はプレパラートの全面について行い、この間に出現した分類群と個数を表に、主要花粉・孢子化石については花粉分布図を作成した。出現率は、樹木花粉は樹木花粉数、草本花粉・孢子は総花粉・孢子数を基数として百分率で算出した。

3-3 花粉分析結果

花粉化石分析を行って、地質層序区分を考察した。

以下に本調査地点の調査結果と、花粉化石の特徴から対比される花粉化石帯について示す。

1) 山中湖

花粉化石分析の結果は以下のとおりである。

(1) 検出状況および花粉化石の種類

19試料について分析処理を行ったところ、全試料より花粉化石が検出できた。ただし541、671の2試料では、草本花粉は一定数検出できたものの木本花粉の検出量が極めて少なく、ダイアグラムに示さなかった。また、748では、木本花粉に加えて草本花粉の検出量も少なかった。このため、ダイアグラムに示さなかった。表3-1に試料の一覧表を示す。

検出できた花粉化石は表3-2の47種類で、孢子化石も2種類（形態分類）検出している。図3-2におもな試料の花の花粉の産出状況を示す。

(2) 花粉化石組成変化の特徴

検出できた花粉化石の種類と数量、出現率を表3-2に、地層構成と花粉化石の種類・出現率の関係を図3-3に示した。

a-19～a-84ではマツ属（複維管束亜属）が数～40％程度の出現率へと増加する。このほか、スギ属、ブナ属、コナラ属が10～15％前後の出現率を示す。モミ属、ツガ属、ヒノキ属などの針葉樹やクマシデ属－アサダ属、アカガシ亜属、ニレ属－ケヤキ属などの広葉樹も数％の出現率を示す。また、草本花粉ではイネ科、ヨモギ属が10～20％程度の出現率を示す。

a-92～278では、スギ属が20～40％程度の出現率を示すほか、ヒノキ科、クマシデ属－アサダ属、ブナ属、アカガシ亜属、コナラ亜属、ニレ属－ケヤキ属などが10％程度の出現率を示す。また、草本花粉はほとんど出現しない。

表 3-1 花粉分析の試料一覧表山中湖YA- 1

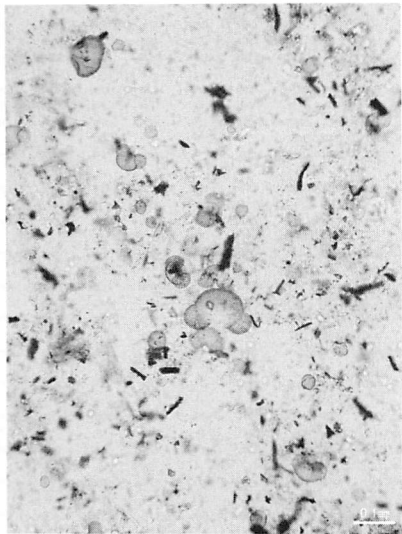
試料番号	深度(cm)	試料番号	深度(cm)
a-19	40	192	423
a-39	77	236	563
a-46	104～105	250	609
a-60	139～140	278	736
a-84	202～203	401	909
a-92	220～221	490	1079
123	272	541	1150
153	309	671	1280
159	333	748	1572
170	344		

表 3-2 山中湖の花粉化石組成表

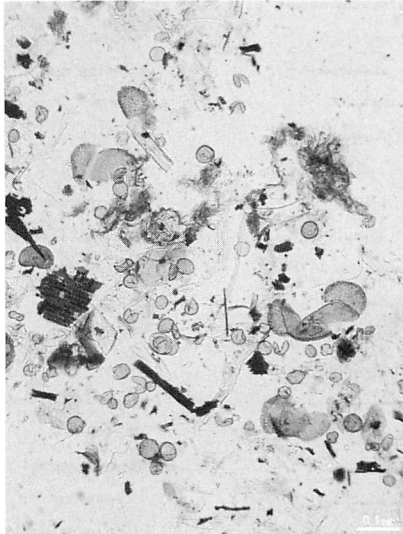
試料番号		25	49	95	181	271	383	455	555	647	1052	2389	2510	2788	2868	2936
8 <i>Abies</i>	モミ属	2	7	10	8		5		2	35	30	37	13	7	19	
10 <i>Larix</i>	カラマツ属	1%	3%	3%	3%	0%	1%	0%	1%	14%	17%	16%	6%	3%	9%	0%
12 <i>Picea</i>	トウヒ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	2	1	0%	5%	2%	0%
13 <i>Pinus(Dalrymplei)</i>	マツ属: 横峰管東亜属	1	3	3	1	1	1		25	36	28	29	55	50		
15 <i>Pinus(Haplaxylon)</i>	マツ属: 単峰管東亜属	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	10%	20%	12%	13%	21%	25%	0%	
22 <i>Pseudotsuga</i>	トガサワラ属	48	22	3	5	5	9	8	1	7	10	15	11	30	18	
23 <i>Tsuga</i>	ツガ属	22%	9%	1%	2%	2%	2%	0%	3%	6%	7%	5%	12%	9%	0%	
24 <i>Scladopyxis</i>	コウヤマキ属	0%	0%	0%	0%	0%	1%	1%	0%	5%	7%	5%	12%	8%	2%	0%
26 <i>Oxymeria</i>	スギ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
27 <i>Cupressaceae</i>	ヒノキ科	21	22	13	13	4	5	7	1	29	30	73	66	37	50	
28 <i>Podocarpus</i>	マキ属	10%	9%	4%	4%	1%	1%	2%	0%	12%	17%	32%	30%	14%	25%	0%
44 <i>Myrica</i>	ヤマモモ属	1	2		1					1					1	
46 <i>Juglans-Florocarya</i>	クルミ属-サフグルミ属	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
50 <i>Alnus</i>	ハシノキ属	12	28	89	70	10	10	9	10	9	10	8	14	14	19	1
51 <i>Betula</i>	カシノキ属	5%	11%	26%	22%	3%	3%	3%	4%	4%	6%	3%	6%	5%	9%	100%
53 <i>Carpinus-Coryne</i>	クマシデ属-アサダ属	4	12	13	15	57	31	21	18	6		1	2			
54 <i>Corylus</i>	ハシノキ属	2%	5%	4%	5%	20%	8%	6%	2%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%
55 <i>Quercus-Platanus</i>	シイノキ属-マナシノキ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
59 <i>Fagus</i>	ブナ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
61 <i>Quercus-Platanus</i>	アカガシ属	13	18	43	43	41	41	42	33	10	9	2	10	7	1	
62 <i>Quercus</i>	コナラ属	6%	8%	12%	13%	14%	11%	12%	4%	5%	1%	5%	3%	0%	0%	
65 <i>Achenantho-Celtis</i>	ムクノキ属-エノキ属	9	20	43	37	11	18									
66 <i>Ulmus-Zelkova</i>	ニレ属-ケヤキ属	4%	8%	12%	12%	4%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
69 <i>Moraceae-Urticaceae</i>	クワ科-イラクサ科	46	36	56	49	61	95	122	115	15	3	11	1	14	3	
71 <i>Salix</i>	ヤナギ属	21%	15%	16%	15%	21%	20%	36%	41%	6%	2%	5%	0%	5%	1%	0%
83 <i>Euptasia</i>	フサザクラ属	5	1		5	11	10	8	10	1					1	
88 <i>Tilia</i>	シナノキ属	2%	0%	0%	2%	4%	3%	2%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
98 <i>Acer</i>	カエデ属	8	8	22	17	32	41	30	21	9	3	1	3	5	5	
99 <i>Aesculus</i>	トチノキ属	4%	3%	6%	5%	11%	11%	9%	7%	4%	2%	0%	1%	2%	2%	0%
103 <i>Oleaceae</i>	モクセイ科	2														
127 <i>Ericaceae</i>	ツツジ科	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
202 <i>Alliaria</i>	サジオモダカ属	1														
224 <i>Eriocaulon</i>	ホシクサ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
230 <i>Oxycoccus</i>	カヤツリグサ科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
231 <i>Gramineae</i>	イネ科	6	8	6	1	3	1	5	3	2	2	2	20	2		
255 <i>Ranunculaceae</i>	キンポウゲ科	3%	3%	2%	0%	1%	0%	2%	1%	1%	1%	1%	8%	1%	0%	
257 <i>Thalictrum</i>	カラマツソウ属	20	34	6	4	2	10	6				1	3	166	9	
263 <i>Cruciferae</i>	アブラナ科	9%	14%	2%	1%	1%	3%	0%	2%	0%	0%	0%	1%	64%	4%	0%
269 <i>Caryophyllaceae</i>	ナデシコ科	1										1	1	1	1	
270 <i>Chenopodiaceae-Amaranthaceae</i>	カザリザリ科-ヒユ科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
280 <i>Ranunculus</i>	イタドリ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
288 <i>Sanguisorba</i>	ワレモコウ属	2	2													
298 <i>Umbelliferae</i>	セリ科	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
312 <i>Haloragaceae</i>	アリノトウグサ科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
347 <i>Cerastaceae</i>	キク亜科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
349 <i>Asteraceae</i>	ヨモギ属	2	1	1								2	10	4	2	
350 <i>Ochrolepis</i>	タネボコ亜科	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
402 MONOLATE-TYPE-SPORE	単条孔孢子	3%	3%	1%	0%	1%	0%	0%	2%	2%	10%	10%	2%	16%	22%	200%
403 TRILATE-TYPE-SPORE	三條孔孢子	8	10			1		1		3	2	1	4	4		
木本花粉総数		4%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	1%	0%	2%	15%	0%
草本花粉総数		220	240	345	319	288	370	337	282	245	178	229	220	259	204	1
孢子総数		76%	63%	93%	96%	95%	95%	97%	91%	97%	86%	84%	90%	50%	73%	33%
		55	123	23	13	11	18	11	22	4	9	18	18	210	27	0
		16%	32%	6%	4%	4%	5%	3%	7%	2%	4%	7%	7%	41%	10%	0%
		14	17	2	0	4	1	1	6	4	20	26	6	46	49	2
		5%	4%	1%	0%	1%	0%	0%	2%	2%	10%	10%	2%	9%	15%	67%

401、490のうち、490でアカガシ亜属が33%と突出する。このほかスギ属、ヒノキ科、クマシデ属ーアサダ属、ブナ属、アカガシ亜属（401）、コナラ亜属、ニレ属ーケ

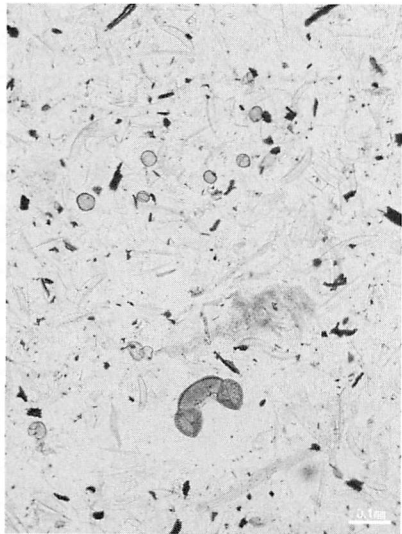
ヤキ属などが10%程度の出現率を示す。また、草本花粉ではイネ科、キク亜科、ヨモギ属が突出して出現する。



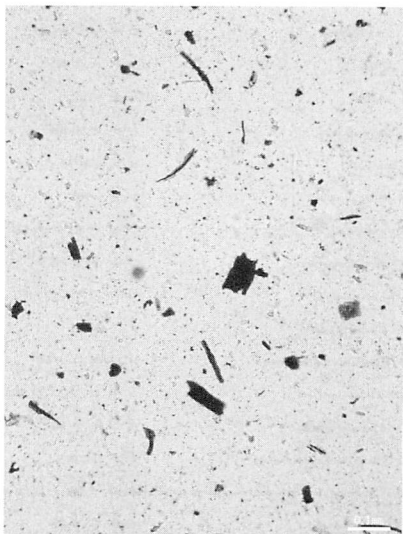
試料番号 a-39



試料番号 170



試料番号 401



試料番号 748

図 3 - 2 山中湖湖底堆積物中の花粉化石の産出状況





2) 河口湖

花粉化石分析の結果は以下のとおりである。

(1) 検出された花粉化石の種類

15試料について分析処理を行ったところ、全試料より花粉化石が検出できた。ただし、2939では、花粉化石の含有量が極めて少なかった。表3-3に試料の一覧表を示す。検出できた花粉化石は表3-4の48種類で、胞子化石も2種類（形態分類）検出している。図3-4におもな試料の花粉の産出状況を示す。

(2) 花粉化石組成変化の特徴

検出できた花粉化石の種類と数量、出現率を表3-4に、地層構成と花粉化石の種類・出現率の関係を図3-5に示した。

25、49ではマツ属（複雑管束亜属）が顕著な増加傾向を示すが出現率は最高で24%までである。この他、スギ属、ブナ属などが減少傾向を示す。

95、181ではスギ属が20%を超える高率を示し、ブナ属、アカガシ亜属、コナラ属がこれに次ぎ、15%前後の出現率を示す。クマシデ属-アサダ属、ニレ属-ケヤキ属などの広葉樹も数%の出現率を示すほか、モミ属、ツガ属、ヒノキ属などの針葉樹も5%以下の低率であるが出現する。また、草本花粉はほとんど出現しない。

271～555ではコナラ亜属が41～21%と最も高率を示すが、（上位に向かい）顕著な減少傾向を示す。この他、クマシデ属-アサダ属、ブナ属、ニレ属-ケヤキ属が10～20%程度の出現率を示す。これらの内、クマシデ属-アサダ属はやや減少傾向を示す。針葉樹の花粉は総じて数%以下と低率であるが、271でヒノキ科が20%と突出した出現率を示す。

647～2855ではモミ属、トウヒ属、ツガ属が10～30%の出現率を示す。この他、針葉樹ではマツ属（単維管束亜属）、スギ属が数～10%程度で出現するほか、カラマツ属も5%以下で出現する。広葉樹では、ハンノキ属、クマシデ属-アサダ属、ブナ属が数～10%の出現率を示す。

河口湖湖底ボーリングコア試料についての花粉化石分析は、野呂忠敏による検討も行われたので以下に報告する。

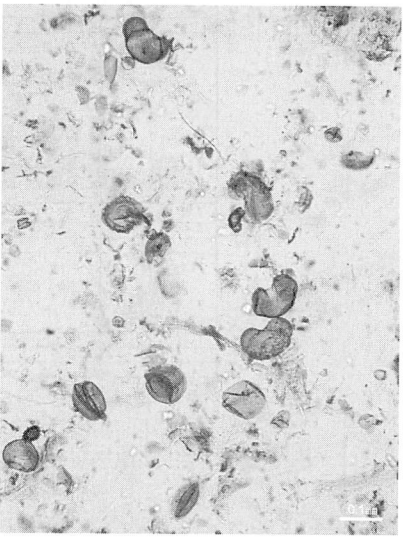
(a) 花粉分析処理方法

今回の花粉分析においては、湖底表層より1.1mから14.70mにわたる深度の試料につき検討した。

堆積物から花粉化石を取り出す方法には、いくつかの方法がある。今回のボーリング試料は未固結であるので、



試料番号 455



試料番号 2768

表 3 - 3 花粉分析の試料一覧表  
河口湖 KA - 1 A 河口湖 KA - 1 B

試料番号	深度(cm)	試料番号	深度(cm)
25	50～58	2369	5502
49	108～116	2510	5749
95	200～206	2768	6754
181	402～404	2855	7502～7504
271	604	2939	7855
363	804		
455	1003		
555	1210		
647	1421		
1052	3206～3210		

図 3 - 4 河口湖湖底堆積物中の花粉化石の産出状況

表 3-4 河口湖の花粉化石組成表

試料番号		25	49	95	181	271	363	455	555	647	1052	2369	2510	2768	2868	2939
8 <i>Abies</i>	モミ属	2	7	10	8		5		2	35	30	37	13	7	19	
10 <i>Larix</i>	カラマツ属	1%	3%	3%	3%	0%	1%	0%	1%	14%	17%	16%	6%	3%	9%	0%
12 <i>Picea</i>	トウヒ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2	2	1	10	5	4	0%
13 <i>Pinus(Diploxyton)</i>	マツ属: 複雑管束型属	1	3	3	1	1	1		25	36	28	29	55	50		
15 <i>Pinus(Haplaxylon)</i>	マツ属: 単維管束型属	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	10%	20%	12%	13%	21%	25%	0%	
22 <i>Pseudotsuga</i>	トガサワラ属	48	22	3	5	5	9	8	1	7	10	15	11	30	18	
23 <i>Tsuga</i>	ツガ属	22%	9%	1%	2%	2%	2%	0%	3%	6%	7%	5%	12%	9%	0%	
24 <i>Salectopyxis</i>	コウヤマキ属	0%	0%	0%	0%	0%	1%	1%	0%	5%	7%	5%	12%	8%	2%	0%
26 <i>Opocormis</i>	スギ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1				8		
27 <i>Cupressaceae</i>	ヒノキ科	21	22	13	13	4	5	7	1	29	30	73	66	37	50	
28 <i>Podocarpus</i>	マキ属	10%	9%	4%	4%	1%	1%	2%	0%	12%	17%	32%	30%	14%	25%	0%
44 <i>Myrica</i>	ヤマモモ属	1	2		1					1				1		
46 <i>Juglans-Platanaceae</i>	クルミ属-サウワグルミ属	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%
50 <i>Alnus</i>	ハンノキ属	12	26	89	70	10	10	9	10	9	10	8	14	14	19	1
51 <i>Betula</i>	カバノキ属	2%	3%	2%	2%	2%	1%	1%	10%	8%	9%	8%	9%	13%	10%	0%
52 <i>Corylus-Carya</i>	クマシデ属-アサダ属	4	12	13	15	57	31	21	18	6		1		2		
54 <i>Corylus</i>	ハシノミ属	2%	5%	4%	5%	20%	8%	6%	6%	2%	0%	0%	0%	1%	0%	0%
56 <i>Castanopsis-Fagaceae</i>	シイノキ属-マテノバシイ属	1			1									1		
58 <i>Fagus</i>	ブナ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
61 <i>Quercus</i>	アカガシ属	0%	0%	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
62 <i>Quercus</i>	コナラ属	13	18	43	43	41	41	42	33	10	9	2	10	7	1	
65 <i>Aphananthe-Celtis</i>	ムクノキ属-エノキ属	6%	8%	12%	13%	14%	11%	12%	12%	4%	5%	1%	5%	3%	0%	0%
66 <i>Ulmus-Zelkova</i>	ニレ属-ケヤキ属	9	20	43	37	11	16									
69 <i>Moraceae-Urticaceae</i>	クワ科-イラクサ科	4%	8%	12%	12%	4%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
71 <i>Salix</i>	ヤナギ属	46	38	56	49	61	95	122	115	15	3	11	1	14	3	
83 <i>Euptelea</i>	フサザクラ属	21%	15%	16%	15%	21%	26%	36%	41%	6%	2%	5%	0%	5%	1%	0%
86 <i>Tilia</i>	シナノキ属	5	1		5	11	10	8	10	1					1	
96 <i>Acer</i>	カエデ属	2%	0%	0%	2%	4%	3%	2%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
99 <i>Aesculus</i>	トチノキ属	8	8	22	17	32	41	30	21	9	3	1	3	5	5	
103 <i>Oleaceae</i>	モクセイ科	4%	3%	6%	5%	11%	11%	9%	7%	4%	2%	0%	1%	2%	2%	0%
127 <i>Eriocaulaceae</i>	ツツジ科	2														
202 <i>Alliaria</i>	サジオモダカ属	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
224 <i>Eriocaulon</i>	ホシクサ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
230 <i>Cyperaceae</i>	カヤツリグサ科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
231 <i>Cramineae</i>	イネ科	6	8	8	1	3	1	5	3	2	2	2	20	2		
255 <i>Ranunculaceae</i>	キンポウゲ科	3%	3%	2%	0%	1%	0%	2%	1%	1%	1%	1%	8%	1%	0%	
257 <i>Thalictrum</i>	カラマツソウ属	20	34	6	4	2	10	6				1	3	168	9	
263 <i>Cruciferae</i>	アブラナ科	9%	14%	2%	1%	1%	3%	0%	2%	0%	0%	0%	1%	64%	4%	0%
269 <i>Caryophyllaceae</i>	ナデシコ科	1									1	1		1	1	
270 <i>Chenopodiaceae-Amaranthaceae</i>	カザリ科-ヒユ科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%
280 <i>Raynoudia</i>	イタドリ属	1	2													
288 <i>Sargolacrae</i>	ワレモコウ属	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	4%	0%	0%	0%
298 <i>Umbelliferae</i>	セリ科	2	2		1	1	1	1								
312 <i>Haloragaceae</i>	アリノトウグサ科	1%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
347 <i>Ceroidae</i>	キク亜科	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
349 <i>Asteraceae</i>	ヨモギ属	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
350 <i>Cichorioideae</i>	タンポポ科	2	1	1							2		10	4		
402 MONOLATE-TYPE-SPORE	単条孔孢子	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
403 TRILATE-TYPE-SPORE	三条孔孢子	8	10		1			1		3	2	1	4			
木本花粉総数		4%	4%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	2%	1%	0%	2%	15%	0%
草本花粉総数		220	240	345	319	288	370	337	262	245	178	229	220	259	204	1
孢子総数		76%	63%	93%	96%	95%	95%	97%	91%	97%	86%	84%	90%	50%	73%	33%
		55	123	23	13	11	18	11	22	4	9	18	18	210	27	0
		19%	32%	6%	4%	4%	5%	3%	7%	2%	4%	7%	41%	10%	0%	0%
		14	17	2	0	4	1	1	6	4	20	26	6	46	49	2
		5%	4%	1%	0%	1%	0%	0%	2%	2%	10%	10%	2%	8%	18%	67%

図 3-5 河口湖 KA-1 コア 花粉ダイアグラム

次に示す手順のとおり、苛性カーアセトリシス法と、塩化亜鉛による重液分離法を組み合わせた方法で行った。

①乾燥試料3～4を粉碎する

②試料を50ccのガラス製遠心管に入れ、10%KOHを試料の2倍程注ぐ。

③ウォーターバス（約80℃）中で20分間加熱する。

④湯煎を終えた遠心管に水を八分目まで注いで充分攪拌させ、遠心分離（2000rpm2分間）を行う。

⑤上澄みをして蒸留水を加えて遠心分留（水洗2000rpm2分間）これを、2～3回繰り返す。

⑥水洗後、遠心管を逆さまにし、水を捨てる。

⑦飽和塩化亜鉛 $ZnCl_2$ を試料の2倍の線ぐらいまで注ぎ、ガラス棒で充分懸濁させ、超音波洗浄（38KHz）に5分間かける。

⑧遠心分離（1500から2000rpm15分間）を行う。

⑨遠心管の上澄液の上部に浮いている物を、極細のスポイトで吸い上げ、15ccのガラス製遠心管に2cc程移す。

⑩5%HClを少し加え良く攪拌し、洗浄ビンで水を行き酔いよく吹き込む。

⑪遠心分離（3000rpm2分間）を行う。

⑫水を捨てた後、氷酢酸を遠心管に1/3程度注ぎ、遠心分離（2000rpm2分間）を行う。

⑬無水酢酸（9）に濃硫酸（1）を加えた物を用意する。（この液は保存できないので、毎回必要なだけ作る）

⑭この液を試料の入った遠心管に2～3cc注ぐ。（少しずつ要注意）

⑮ウォーターバス（約80℃）で20分間加熱する。

⑯これをすぐに遠心分離（2000rpm2分間）する。

⑰水洗（2000rpm2分間）を2～3回行う。

これらの一連の処理を終えた物を、スライドグラス上にグリセリンゼリーで封入した。なお、試料を処理する際に使用した水は、水道水中の花粉の混入を防ぐ、すべて蒸留水を使用した。また、他のサンプルからの混入を防ぐため、使用した器具は一回毎に超音波洗浄を行った。

#### (b) 分析方法

観察は、光学顕微鏡を使って行った。各試料につき300個以上の花粉を同定した。しかし、堆積物の状況によっては、この限りではない。また、試料中で堆積後の作用等により大幅に変形・破損している物については、花粉の同定が困難なため同定を行っていない。

#### (c) 河口湖花粉分析の結果と考察

現時点では、一部の試料について分析を行ったのみので、まだ全体的な花粉分析による環境変化について述べることはできない。しかし、現時点でも、いくつかの興味深い点があるので、研究途中での参考的なものであるが、考察してみた。なお、一部にまだ同定できていないものがあるが、これらは、その他の花粉としてある。各試料についての集計結果は、表に示すとおりである

（表3－5）。また、これを花粉ダイアグラムにして図に示す（図3－6）。

これらの結果をもとに、各試料の分析結果を以下に考察する。まず、14m70cmについてであるが、これは厚く堆積した溶岩のほぼ直上の堆積物である。直前の火山活動により、御坂山塊側は溶岩流などの影響は少ないが、富士山側の植生はかなりの影響を受けたと考えられる。この試料からは、カバノキ属を多く産出しているという特徴がある。カバノキ属は、一般に噴出後の火山に見られる初期の植生（山中1979）なので、火山活動の影響が少なからずあったことがわかり、直下に溶岩流があることと矛盾しない。

また、この試料からはモミ属・ツガ属・ブナ属・落葉カシ属も産出している。直前に噴火による溶岩流の影響があったと考えられることから、これは御坂山塊側の植生を反映した物と思われる。これによると、当時の植生は、現在よりも寒冷な亜寒帯の要素を示す広針混交林が存在したことを示している。

14m02cmでは、引き続きカバノキ属を多産しながら、産出する花粉の種類に変化が見られる。特徴的なのは、川沿い・湿地の要素を示すハンノキ属の出現である。この試料の上下でハンノキ属はほとんど見られないことから、一時的ではあるが富士山麓に広範囲な河川・湿地帯が存在したと考えられる。この時期の前後で、火山活動により地形・堆積環境・植生が度々大きく変化した可能性がある。この後は、河川・湿地帯の要素は減少し、ほとんど見られないことから、現在の堆積環境に近い状態になったと考えられる。

また、深さ14m60cmの年代測定の結果が14630±220年であることから、この時期以降、噴火による溶岩流はあったものの周辺の御坂山系・富士山の地形が大きく変わるような火山活動は無かったことを考えると、これ以降の花粉組成は、当時の気候を反映したものと考えられる。よって、11m03cmよりも浅い部分では、地形的な環境の変化よりも、気候の変化を反映しており、気候変動による植生変化の影響が大きいと考える。

今回分析を行った試料において、14mよりも深い部分ではモミ属が10%以上産出することが特徴である。一方、11m付近より上部では、モミ属がほとんど見られない。このことは、この間に、周辺の植生・環境に変化があったと考えられる。また、現在見られるマツ属・スギ属の花粉がほとんど産出しないことから、当時は現在よりも寒冷な気候であったと考えられる。

11m03cmで、常緑カシ属の減少と、ブナ属・ニレ属・ケヤキ属の増加が見られ、9m02cmにかけて、ニレ属・ケヤキ属は20%前後の高い割合で産出している。これは、一時的な気候の寒冷化を反映したためと思われる。

その後、ブナ属・ニレ属・ケヤキ属が少しずつ減少するのに合わせて、常緑カシ属・クマシデ属が増加してい

る。このことは、落葉広葉樹林であるが少しずつ温暖化していたことが伺える。

そして、4 m47cmより上位の試料では、スギ属が急激に増加し20%程を示す。このことも、気候が温暖化したことを示し、現在の植生に近い広針混交林になったと考えられる。この環境は、4 m09cmまで安定していたと思われる。その後1 m10cmでは、マツ属・ツガ属が増加しており、環境の寒冷化または、標高の高い地域が火山活動の影響を受けずに安定した状態になったためとも考えられる。花粉の組成に変動はあるが、基本的には温帯林

である。以上のことから、14 m02cmと11 m03cmの間に、気候変動及び周辺の地形変化があったことが推測できる。

これらの結果は、現段階での分析結果なので、今後試料の間を埋めていくことにより、より詳しい植生・気候・環境の変遷を知ることができると考える。また、富士山麓では、富士山の火山活動が環境に影響している。このため他地域の花粉分析の結果と比較することにより、火山活動が植生にどのような影響を与えたのかを知ることができると考える。

表 3 - 5 花粉分析結果

	Ka-1		落葉広葉樹林	広針混交落葉広葉林	落葉広葉樹林	◎	落葉広葉樹林	温帯針葉樹林	亜寒帯針葉樹林
			カシ・ブナ・スギ科	カシ属優勢・スギ科	コナラ亜属・クマシデ優勢		ニレ・ケヤキ・ブナ優勢	モミ減少	モミ・ツガ優勢
				やや寒冷化	最温暖期			温暖化	
		1 m10cm	4 m09cm	4 m47cm	9 m02cm	8 m03cm	11m03cm	14m02cm	14m70cm
		138	407	445	1141	1149	1329	1632	1700
モミ属Abies	1.8	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.1	11.6
トウヒ属Pic	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4
マツ属（複維管束亜属）PIH	0.0	0.6	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
マツ属（単維管束亜属）PID	13.7	1.1	0.0	0.0	0.0	1.2	3.7	0.0	
スギ属Tax	4.7	16.2	18.3	0.0	0.4	1.9	3.7	2.9	
ツガ属Tsuga	12.2	1.7	0.7	0.4	0.8	0.6	0.0	7.2	
ブナ属Fugus	3.2	9.2	9.7	12.8	13.8	32.1	0.0	8.7	
コナラ亜属Q.落葉Cyclobaranopsis	12.2	12.0	24.6	20.8	21.9	4.9	11.1	7.2	
アカガシ亜属Q.常緑Lepidbaranopu	5.4	27.1	18.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	
シイノキ属-マテバシ属Castanopsis	1.4	3.6	3.8	1.8	3.1	0.0	0.0	0.0	
ハンノキ属Alnus	3.2	1.4	0.0	1.5	0.4	0.6	14.8	0.0	
ニレ属-ケヤキ属U-Z	4.0	5.0	3.8	15	16.2	24.7	0.0	2.9	
クマシデ属Carpinus	10.4	13.7	11.8	28.1	30.0	17.9	18.5	0.0	
ハシバミ属Colils	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
カバノキ属Betura	10.4	1.4	3.8	0.0	0.4	0.0	37.0	47.8	
ヤマモモ属Milica	0.0	0.0	0.0	1.5	1.5	9.9	0.0	2.9	
サワグルミ属Ptercarya	1.4	1.7	1.4	6.6	10.0	4.3	0.0	1.4	
クルミ属Juglans	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
ヤナギ属Salix	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
モチノキ属Ilex	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
イボタノキ属Ligustrum	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
シナノキ属Tilia	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.6	0.0	0.0	
イネ科Gramineae	2.9	1.7	0.0	0.0	1.2	1.2	0.0	1.4	
ヨモギ属	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
ヨモギ	オオバコ属Artemisia	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	
ヘラオオバコ	シライトソウ属Plantago	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.3	
シライトソウ？	キク科Chionographis	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
	その他	11.2	0.0	0.0	10.2	0.0	0.0	0.0	
	合計	100	100	100	100	100	100	100	



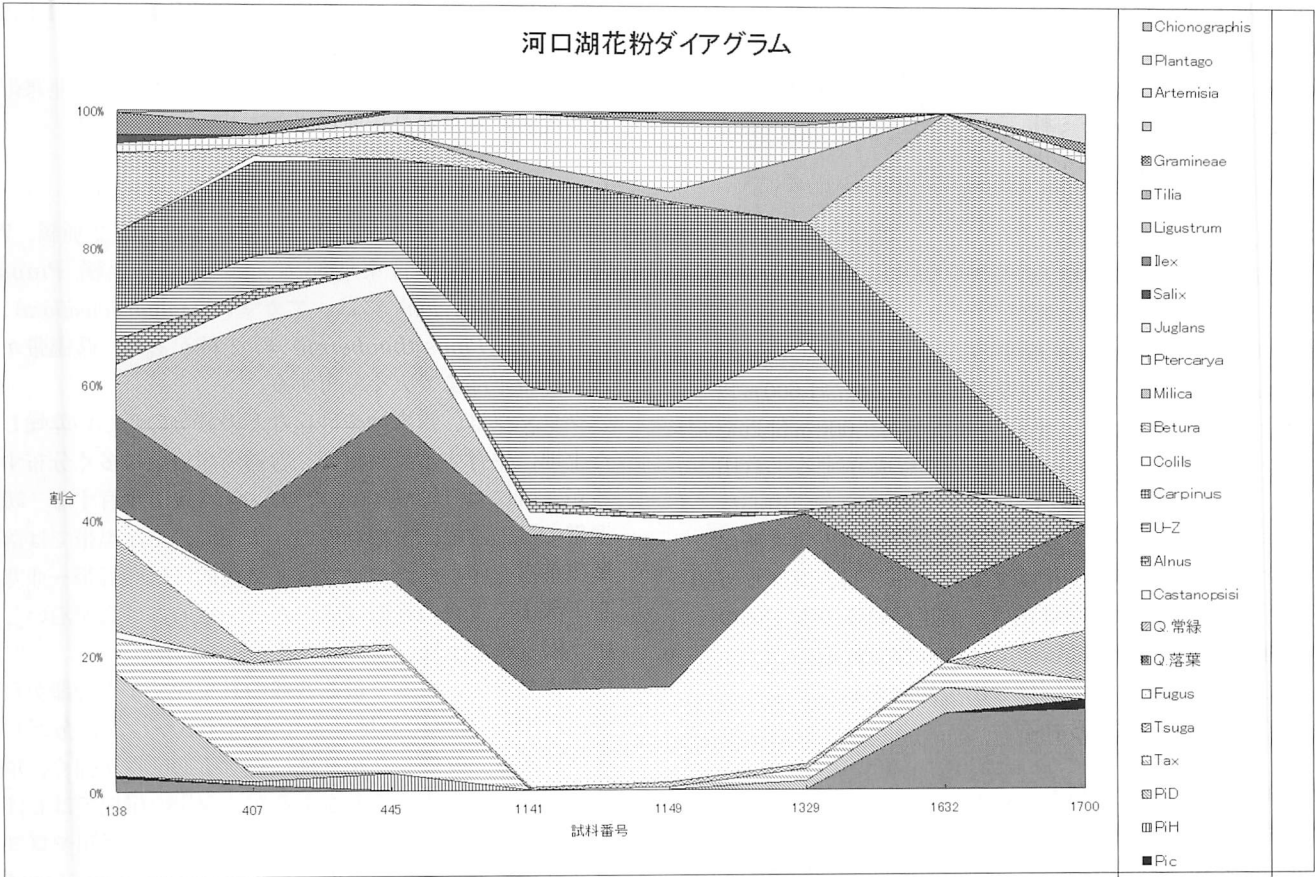


図 3-6 河口湖の花粉ダイアグラム

3) 本栖湖

花粉化石分析の結果は以下のとおりである。

(1) 検出された花粉化石の種類

4 試料について分析処理を行ったところ、全試料より花粉化石が検出できた。表 3-6 に試料の一覧表を示す。検出できた花粉化石は表 3-7 の 26 種類で、孢子化石も 2 種類 (形態分類) 検出している。図 3-7 におもな試料の花粉の産出状況を示す。

(2) 花粉化石組成変化の特徴

検出できた花粉化石の種類と数量、出現率を表 4-4 に、地層構成と花粉化石の種類・出現率の関係を図 3-8 に示した。

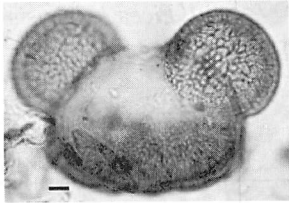
全試料をとおして、ツガ属が他の種類に比べ高い出現率を示す。このほか、モミ属、トウヒ属などの針葉樹種が高率を示し、広葉樹種はほとんど出現しない。また、草本花粉もほとんど検出できなかった。以下、代表的な花粉胞子につき説明する。

◎針葉樹

【モミ属 *Abies* (マツ科 Pinaceae)】

常緑高木の針葉樹で、世界に約 40 種あり、主として北

半球に分布する。日本には 5 種が自生している。モミ (*Abies firma*) 林は、後述するツガ (*Tsuga sieboldii*) 林と共に、主にブナ林・ミズナラ林等よりなる冷温帯林 (落葉広葉樹林) と、主にシイ林・カシ林・タブ林等よりなる暖温帯林 (常緑広葉樹林) との中間帯である中間温帯林を構成するものであり、北は秋田県から南は屋久島まで分布する。近畿地方では、平野部から標高 1,000 m 付近までの間に分布する。モミと良く似たウラジロモミ (*Abies homolepis*) は冷温帯林の指標となるものであり、近畿地方では標高 1,000 m 付近以上の冷温帯～亜寒帯下部に分布する。シラビソ (*Abies veitchii*) 林、オオシラビソ (*Abies mariesii*) 林は亜寒帯林の要素であり、一般に標高 2,000 m 以上の亜高山帯～高山帯に分布する。

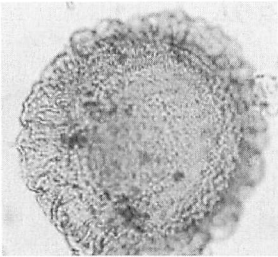


モミは 5 月頃花をつけ、雄花は前年枝の葉に腋生 (葉腋から出ること、つまり葉の付け根に出る) し、多数の雄しべが円筒状に集まる。

【ツガ属 *Tsuga* (マツ科 Pinaceae)】

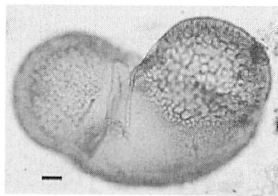
常緑高木の針葉樹で、世界に約10種あり、日本に2種ある。ツガ (*Tsuga sieboldii*) 林は、上記モミ林と同様に、中間温帯林を構成するものであり、本州中部の山地から屋久島にわたり分布する。概ね、標高250～1,600mの冷温帯～暖温帯 (中間温帯) に分布する。コメツガ (*Tsuga diversifolia*) は、亜寒帯林の要素であり、標高1,600m以上の亜高山帯に分布し、垂直分布限界は2,000m付近である。いずれも表土の浅い尾根筋にも成立する。倉田 (1975) によると、ツガないしコメツガの分布の中心は太平洋側にあり、かつ乾燥した土壌条件の不安定な所に生育するとされている。花はツガが4～5月、コメツガが6月頃である。ツガの雄花は、前年枝にふつう1個つき、柄は長さ5～6mm、球径で径4mm程である。

ツガ属花粉もモミ属と同様な出現傾向を示し、主としてツガからなると考えられる。



【トウヒ属 *Picea* (マツ科 Pinaceae)】

冷温帯上部から亜寒帯に分布し、寒冷気候の指標となる。常緑高木の針葉樹で、日本にはバラモミ (*Picea polita*)、トウヒ (*Picea jezoensis* var. *hondoensis*)、エゾマツ (*Picea jezoensis*) 等、6種がある。バラモミは、トウヒ属としては最も低



地まで分布し、北は福島県から南は鹿児島県にまで及ぶ。トウヒは、エゾマツの一変種で、本州中部の山地に主に分布し、紀伊半島大峯山系にも分布する。

エゾマツは、北海道の山地に分布するもので、亜寒帯林を代表する常緑針葉樹林である。

【マツ属 *Pinus* (マツ科 Pinaceae)】

常緑高木または低木の針葉樹で、日本には2亜属、7種がある。複維管束亜属 (ニヨウマツ亜属 *Pinus* subgen. *Diploxylon*) には、アカマツ (*Pinus densiflora*)、クロマツ (*Pinus thunbergii*) の2種があり、暖温帯から亜寒帯下部まで広く分布する。

クロマツは、露岩地や砂丘などの養分の乏しい乾燥した土地に生育する針葉樹で、普通海岸沿いに多く分布するが、所により標高800mないし900mまで生育する。暖温帯では、常緑広葉樹を伴い、中間温帯や冷温帯では落葉広葉樹を伴う。クロマツは、気候的には暖温帯～亜寒帯下部まで生育の範囲は広いが、土地的には海岸沿いという限られた土地に多く分布する。

アカマツは、日本で最も普通の針葉樹で、平野部から標高2,000m程度の高地にまで分布するが、大部分が二次林である。乾燥したやせ地に対する適応性が強く、単独に岩場で優占することもあるが、海岸の崖地ではしばしばクロマツと混生し、また山地ではよくツガ類やゴヨウマツ類と混じって生育している。アカマツは、4～5月頃花をつける。雄花は、新枝の基部に多数つき、黄色で楕円形で長さ14～20mm、基部に苞 (小形で鱗片状の葉) があり、多数の雄しべをらせん状に密生す

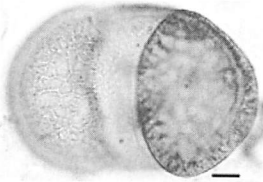
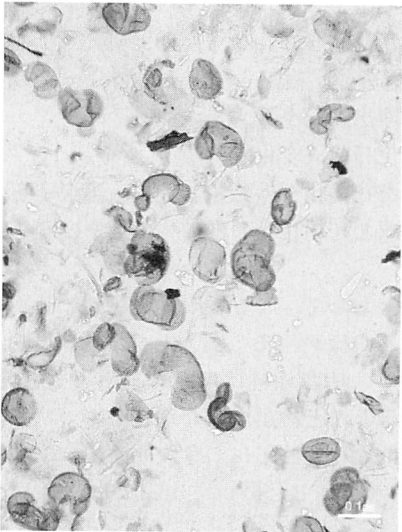


表 3 - 6 花粉分析の試料一覧表  
本栖湖MO - 2

試料番号	深度 (cm)
168	16773～16774
364	16969～16970
426	17031～17032
525	17199～17200



試料番号 364

図 3 - 7 本栖湖湖底堆積物中の花粉化石産出状況

表 3 - 7 本栖湖の花粉化石組成表

試料番号		168	364	426	525
8 <i>Abies</i>	モミ属	36	46	22	37
		15%	17%	10%	18%
10 <i>Larix</i>	カラマツ属	4	5	3	5
		2%	2%	1%	2%
12 <i>Picea</i>	トウヒ属	37	63	38	35
		16%	23%	17%	17%
13 <i>Pinus(Diploxyton)</i>	マツ属: 複維管束亜属	13	12	23	18
		6%	4%	10%	9%
15 <i>Pinus(Haploxyton)</i>	マツ属: 単維管束亜属	11	3	10	5
		5%	1%	4%	2%
22 <i>Pseudotsuga</i>	トガサワラ属			1	
		0%	0%	0%	0%
23 <i>Tsuga</i>	ツガ属	71	61	62	73
		30%	22%	27%	36%
24 <i>Sciadopitys</i>	コウヤマキ属	1	1	1	
		0%	0%	0%	0%
26 <i>Cryptomeria</i>	スギ属	29	41	22	10
		12%	15%	10%	5%
27 Cupressaceae	ヒノキ科	2		3	
		1%	0%	1%	0%
46 <i>Juglans-Pterocarya</i>	クルミ属-サワグルミ属		1		
		0%	0%	0%	0%
50 <i>Alnus</i>	ハンノキ属	4	20	20	15
		2%	7%	9%	7%
51 <i>Betula</i>	カバノキ属	4	4	8	
		2%	1%	3%	0%
53 <i>Carpinus-Ostrya</i>	クマシデ属-アサダ属	7	3	5	1
		3%	1%	2%	0%
54 <i>Corylus</i>	ハシナミ属		1	3	
		0%	0%	1%	0%
59 <i>Fagus</i>	ブナ属	6	11	5	1
		3%	4%	2%	0%
62 <i>Quercus</i>	コナラ亜属	1	3	1	
		0%	1%	0%	0%
66 <i>Ulmus-Zelkova</i>	ニレ属-ケヤキ属	7	3	1	4
		3%	1%	0%	2%
127 Ericaceae	ツツジ科			2	
		0%	0%	1%	0%
230 Cyperaceae	カヤツリグサ科	1		4	
		0%	0%	2%	0%
231 Gramineae	イネ科			1	
		0%	0%	0%	0%
257 <i>Thalictrum</i>	カラマツソウ属	1			
		0%	0%	0%	0%
279 <i>Echinocaulon-Persicaria</i>	ウナギソウ属-サナエタデ属			1	
		0%	0%	0%	0%
312 Haloragaceae	アリノトウグサ科			1	
		0%	0%	0%	0%
347 Compositae	キク亜科		1		1
		0%	0%	0%	0%
349 <i>Artemisia</i>	ヨモギ属	4	1	1	1
		2%	0%	0%	0%
402 MONOLATE-TYPE-SPORE	単条孔孢子	7	3	11	4
		3%	1%	5%	2%
403 TRILATE-TYPE-SPORE	三条孔孢子	1			
		0%	0%	0%	0%
木本花粉総数		233	278	230	204
		94%	98%	92%	97%
草本花粉総数		6	2	8	2
		2%	1%	3%	1%
孢子総数		8	3	11	4
		3%	1%	4%	2%

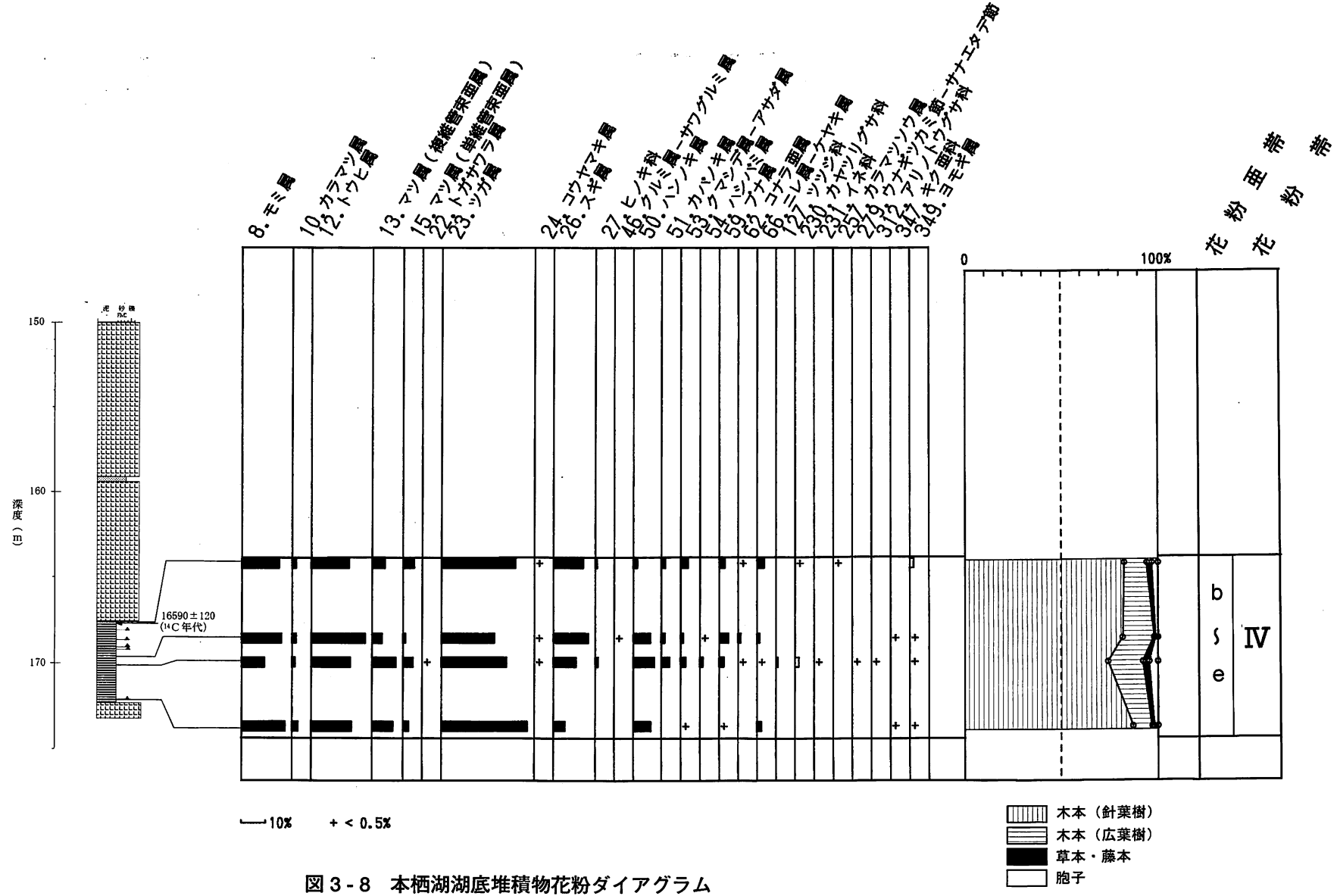


図 3-8 本栖湖湖底堆積物花粉ダイアグラム

る。

マツ属複維管束亜属は、特に近世以降で多くなる。これは植林の影響とされている。

一方、単維管束亜属（ゴヨウマツ亜属 *Pinus subgen. Haploxyton*）には主に、ヒメコマツ（*Pinus pentaphylla*）、ハイマツ（*Pinus pumila*）、チョウセンゴヨウ（*Pinus koraiensis*）、ハッコウダゴヨウ、ヤクタネゴヨウ（*Pinus armandi*）の5種があり、冷温帯上部から亜寒帯及び高山帯に分布し、寒冷な気候の指標となる。最終氷期最寒冷期には、関東地方の平野では単維管束亜属のチョウセンゴヨウマツが主要な森林構成要素になっていた。

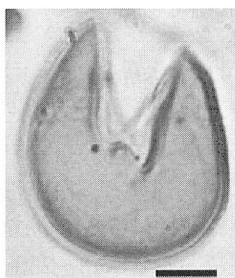
#### 【コウヤマキ属 *Sciadopitys* (コウヤマキ *Sciadopityaceae*)】

日本純産の常緑高木で、ただ1種コウヤマキ（*Sciadopitys verticillata*）があるのみである。しかし、第三紀層からはヨーロッパでも化石として産するということから、その時代には広く分布していたのかも知れない。福島県に隔離分布するが、主として中部地方以西の暖温帯に生育し、よくヒノキと混生して尾根や岩石地などの養分の少ない乾燥地で林をつくる。紀伊地方では、これを単にマキという。高野山には美しい純林がある。

3～4月に開花し、10月には実が熟す。球果は卵状円形で、熟すとりん片が開いて種子を出す。裏盆には、この枝を仏に供えるので、このころになると枝をとりにくる者が多く、高野山では参拝者に売っている。

#### 【スギ属 *Cryptomeria* (スギ科 *Taxodiaceae*)】

常緑高木の温帯針葉樹で、スギの天然林は年降水量1,800mm以上の地帯に多く、かつ冬期に連続的な降水のある地域に多い。こうしたことからスギは湿潤な環境の指標になる。スギの郷土ともいわれる屋久島では、暖温帯の中～上部でモミ・ツガ・カシ類などの針広混生林をなしている。また、冷温帯では、ブナと混生する。



#### 【イチイ科ーイヌガヤ科ーヒノキ科】

(*Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae*)

イチイ科ーイヌガヤ科ーヒノキ科は、花粉では確実に区別できないが、大型植物化石や木材化石の知見に基づくと、少なくとも縄文時代早期以降にはカヤ、イヌガヤが知られている。したがって、ここではカヤ、イヌガヤについて示す。

カヤ（*Torreya nucifera*）は、常緑針葉樹で大きいものは高さ25m、径2m程になる。主として東北以南の暖

温帯に分布する。花は4～5月である。雄花は前年枝に腋生し長さ1cm程度で長楕円形。イヌガヤ（*Cephalotaxus harringtonia*）は、常緑針葉樹の小高木ないし低木である。大きいものは高さ8～10m、径30～40cmに達する。主として東北以南の暖温帯に分布する。花は3～4月である。

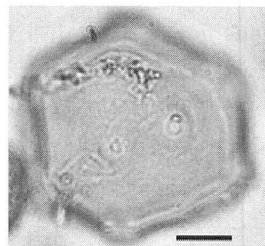
#### ◎広葉樹

##### 【ヤナギ属 *Salix* (ヤナギ科 *Salicaceae*)】

ヤナギ属は、日本には約34種あり、自然雑種が多いことで知られ、日本からも約40種の自然雑種が報告されている。いずれも落葉性の広葉樹で高木ないし低木からなる。主として、北半球の温帯から亜寒帯にわたって生育し、極地に近い所にも分布している。河辺林を形成する代表的な種であり、水湿地や河畔に生える種が多いが、岩場や山地、丘陵のやや乾いたところに分布する種もある。

##### 【クルミ属 *Juglans* (クルミ科 *Juglandaceae*)】

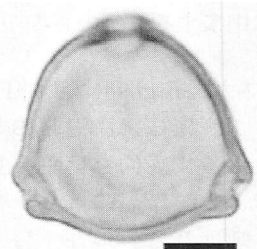
北半球の温帯に約15種分布し、日本にはオニグルミ（*Juglans mandshurica*）が自生する。オニグルミ（*Juglans mandshurica*）は、高さ7～10m、大きなものは25mになる落葉広葉樹で全国の冷温帯から暖温帯の川沿いの湿気の多いところに生える。花は5～6月で、雄花序は長さ10～22cmと大きい。



オニグルミ林は中間温帯から冷温帯下部に多く、特に河川流域に多い。一方、土地条件に対する適応性が強く地滑りによる崩積地などにも成立する。

##### 【カバノキ属 *Betula* (カバノキ科 *Betulaceae*)】

冷温帯から亜寒帯に分布し、寒冷ないし冷涼な気候の指標となる落葉高木、または低木で、シラカンバ（*Betula platyphylla*）、ダケカンバ（*Betula ermanii*）などがある。陽樹であることから、植生の移行期に先駆的に出現することがある。



シラカンバは、北海道及び本州の亜高山帯の焼跡地や伐採跡地のような陽光の地に良く生える。ダケカンバは、本州の高山地帯に生え、シラカンバのなくなる標高1,500m付近からあらわれ、上部はハイマツ帯の下まで達している。



【クマシデ属ーアサダ属 *Carpinus-Ostrya* (カバノキ科 Betulaceae)】

花粉では確実に区分できないが、大型植物化石や木材化石に基づく、縄文時代には、イヌシデ (*Carpinus tschonoskii*) やアサダ (*Ostrya japonica*) が知られている。

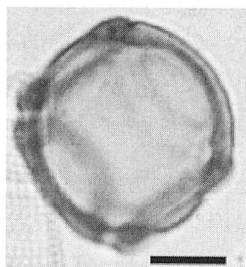
クマシデ属は、北半球の冷温帯や暖温帯に約40種分布し、日本には5種が自生する。イヌシデは高さ10~15mの落葉広葉樹で、岩手県以南の暖温帯ないし冷温帯下部に分布する。花は4~5月で、前年枝の葉腋から黄褐色の尾状花序を下垂する。

アサダは、高さ15~20mの落葉広葉樹で、北海道南部以南の冷温帯の向陽の適潤地に生える。花は5月頃で雄花序は前年の秋に現れ越冬し、5月新葉と同時に開花し、帯緑色の尾状花序を下垂する。長さは1.5~6cmである。

【ハンノキ属 *Alnus* (カバノキ科 Betulaceae)】

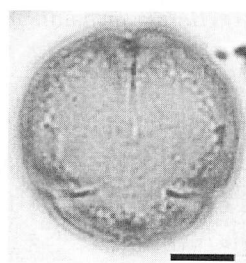
ハンノキ属は、落葉高木ないし低木よりなり、花粉では区別できない。ハンノキ属には、水湿地に生育するハンノキ (*Alnus japonica*) や、山地に生えるヤシャブシ (*Alnus firma*)、亜高山帯や高山帯に生育するミヤマハンノキ (*Alnus maximowiczii*) などがある。ハンノキは、高さ15~20mに達する落葉広葉樹で、暖温帯から冷温帯までの水湿地や湿原にふつうに生え、湿地林を形成する代表的な落葉高木である。カバノキ属と同様に陽樹であることから、亜寒帯針葉樹林から冷温帯落葉広葉樹林への移行期などに一時的に卓越することが知られている。花は2月頃に咲く。雄花序は前年枝の先に2~5個が散房状につき、長さ4~7cmである。花粉化石は、海成層を除いては高率ないし比較的高率に出現する。

特に、現耕作土で多産するハンノキ属は、稲架として利用されていたハンノキに由来するものであろう。



【ブナ属 *Fagus* (ブナ科 Fagaceae)】

ブナ属は、冷温帯の指標となる代表的な落葉広葉樹であり、冷温帯はブナ帯とも呼ばれる。現在、日本にはブナ (*Fagus crenata*) とイヌブナ (*Fagus japonica*) の2種があり、いずれも冷温帯に分布する。ブナは冷温帯の極相林を形成する。



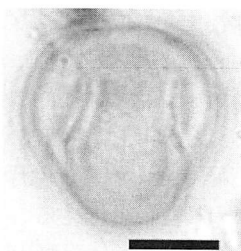
【コナラ属コナラ亜属 *Quercus* subgen. *Lepidobalanus*

(ブナ科 Fagaceae)】

コナラ属は、常緑あるいは落葉の高木ないし低木からなり、北半球の冷温帯と暖温帯を中心に300種程ある。この内コナラ亜属は、暖温帯から冷温帯に広く分布する落葉広葉樹林を構成する主要な分類群であり、ウバメガシを除いては落葉広葉樹が6種ある。関東地方では、クヌギ (*Quercus acutissima*)、コナラ (*Quercus serrata*)、ミズナラ (*Quercus mongolica*) が分布する。クヌギ (*Quercus acutissima*) は、暖温帯から中間温帯の人里に見られ、山地には成立していない (永野：1986)。コナラは、暖温帯から冷温帯下部に広く分布する主要な落葉広葉樹である。また、ミズナラはブナ (*Fagus crenata*) と共に、冷温帯林の重要な構成要素である。花期は4~5月 (ミズナラ5月) で、雄花序は尾状花序で新枝や葉が延びないうちに下垂する。長さはクヌギで10cm前後、コナラが2~6cm、ミズナラは6~8cmである。

【コナラ属アカガシ亜属 *Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* (ブナ科 Fagaceae)】

アカガシ亜属は、高木 (イチイガシは高さ30mに達する) の常緑広葉樹で宮城県以南の暖温帯に分布する。暖温帯林の主要な構成要素である。日本の暖温帯には、アラカシ (*Quercus glauca*)、シラカシ (*Quercus myrsinaefolia*)、アカガシ等の8種が知られている。



花期は4~5月で、雄花序は尾状花序で新枝の下部に数個ついて下垂する。長さは種により異なるがおおむね5~10cmである。

【クリ属 *Castanea* (ブナ科 Fagaceae)】

クリ属は、日本にはただ1種クリ (*Castanea crenata*) があるのみである。クリは、落葉生の高木で高さ17m、径1mに達する。冷温帯から暖温帯にわたって広く分布する。花期は6~7月で花序は直立または斜上する尾状花序で、長さは13~23cmで、大部分は雄花からなり下方に1~2個の雌花序がつく。縄文時代中後期 (BC. 1,000~3,000年) 以降の地層にクリの果実や花粉が多く産出することから、栽培の可能性が高いとされている。

【シイノキ属 *Castanopsis* (ブナ科 Fagaceae)】

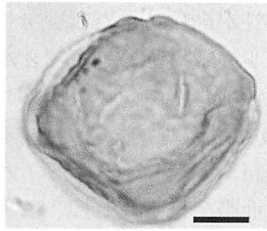
本州、四国、九州の暖地に生育する常緑の高木で、高さ20m、径1mに達する。スダジイ (*Castanopsis cuspidata* var. *sieboldii*) とツブラジイ (*Castanopsis cuspidata*) がある。いずれも暖温帯林を構成する主要な樹種で、スダジイ林は沿海域の丘陵や山野に、ツブラジイは日当たりの良い丘や斜面に見られ、スダジイと比

較するとより内陸に多い。

スダジイの北限は福島県いわき市付近と新潟県佐渡であり、南限は西表島であるが、ツブラジイは伊豆半島以西、九州までの瀬戸内を含む太平洋側にしか存在しない。いずれも虫媒花で花期には強い独特な香りがする。花期には5月下旬から6月で、雄花序は長さ10cm前後の穂状花序で、新枝の下部の鱗片葉、または葉のわきについて斜上する。

【ニレ属ーハリゲヤキ属ーケヤキ属 *Ulmus-Hemiptelea-Zeikova*(ニレ科 *Ulmaceae*)】

北海道～九州までの冷温帯～暖温帯にかけて広く分布する。湿潤した土地を好んで生育するものが多く、湿地林・河辺林・溪谷林を形成する場合がある(特にハルニレ林)。A型は武蔵野期以前に産出し下末吉期で多く出現する。こうしたことから比較的温暖な環境を示す可能性が推定される。一方、B型にはニレ属やケヤキなど多種の分類群が含まれ、分布も冷温帯から暖温帯までと広く限定できない。



【エノキ属ームクノキ属 *Celtis-Aphananthe* (ニレ科 *Ulmaceae*)】

日本にはエノキ属が4種、ムクノキ属が1種分布する。いずれも落葉性で大高木ないし小高木からなる。花粉では区分が明確ではない。エノキ (*Celtis sinensis*)、ムクノキ (*Aphananthe*) いずれも、九州、四国、本州の暖温帯に分布し、向陽適潤地に生育する。

エノキ、ムクノキ共に4～5月頃に新葉と共に開花し、雄花は新しい枝の基部に集散花序をつける。

【カエデ属 *Acer* (カエデ科 *Aceraceae*)】

カエデ属は、北半球の暖温帯から亜寒帯にかけて約200種が分布し、南半球に1種ある。日本には26種が自生し、現在では栽培品種も多く知られている。

日本に分布するカエデ属は、琉球に分布するクスノハカエデを除いては落葉性の高木ないし小高木からなる。冷温帯に多く分布しており、北半球の冷温帯の湿潤気候下の気候的極相となるブナ類 (*Fagus*) との結びつきが強く、ブナーカエデ・クラス群という植物群落を形成する。

【トチノキ属 *Aesculus*】

日本では、トチノキ属はトチノキ (*Aesculus turbinata*) 1種がある。落葉高木で、高さ20～30mに達する。北海道～九州までの冷温帯の深山の溪流沿いの肥沃地に生える。

花期は5～6月で、花序は複総状の円錐形で長さ15～

20cm、径5～10cmである。

【ミズキ属 *Cornus* (ミズキ科 *Cornaceae*)】

ミズキ属には、ミズキ (*Cornus controversa*) やクマノミズキ (*Cornus brachypoda*)、ヤマボウシ (*Cornus kousa*) 等がある。観賞用として栽培されるものもある。落葉性の高木ないし低木で全国の暖温帯から冷温帯に広く分布する。ヤマボウシは、箱根の芦ノ湖付近の山地に非常に多く分布する。ミズキは、高さ10～15mになり、枝が横に水平に広がり階段状の樹形を示す。花期は5～6月で、枝の端に径6～12cmの散房花序をつけ白い小さい花を開く。

### 3-4 地域花粉帯の設定と古環境の復元

#### 1) 地域花粉帯の設定

今回分析を行った山中湖、河口湖、本栖湖での分析結果と合わせ、富士山北麓の地域花粉帯(試案)を設定する。

##### (1) I帯(山中湖a-19～a-84、河口湖25、49)

マツ属(複維管束亜属)の増加傾向が顕著であり、上位のa亜帯(山中湖a-19、a-39)、下位のb亜帯(山中湖a-46～a-84、河口湖25、49)に細分した。

a亜帯ではマツ属(複維管束亜属)は40%程度と突出した出現率を示し、スギ属、コナラ属が15～20%程度で次ぐ。スギ属は下位のb亜帯に比べ増加し、ブナ属は減少する。

b亜帯ではマツ属(複維管束亜属)が顕著な増加傾向を示すが出現率は最高で24%までである。この他、スギ属、ブナ属などが減少傾向を示す。

##### (2) II帯(山中湖a-92～490、河口湖95、181)

スギ属が下部では増加傾向を示し、上部で突出した出現率を示すようになる。アカガシ亜属は最下部で突出した出現率を示す。この他、ヒノキ科、クマシデ属ーアサダ属、ブナ属、コナラ亜属、ニレ属ーケヤキ属などが、その他の種類に比べやや高い出現率を示す。

##### (3) III帯(河口湖271～555)

コナラ亜属が下部で突出した出現率を示すものの、顕著な減少傾向を示す。この他、クマシデ属ーアサダ属、ブナ属、ニレ属ーケヤキ属などの広葉樹、ヒノキ科などの針葉樹を伴う。

##### (4) IV帯(本栖湖168～525、河口湖647～2510)

針葉樹の割合が50%を超え、広葉樹の割合が低い。花粉組成変化が明瞭な河口湖のデータを基にa～e亜帯に細分し、<sup>14</sup>C年代値を参考に本栖湖のデータを各亜帯に対比する。

a亜帯(674)では5亜帯中最も広葉樹の割合が高く、ハンノキ属、カバノキコナラ亜属が特徴的に出現する。

b亜帯(1052)ではモミ属、トウヒ属、ツガ属が共に高率を示し、広葉樹で突出した出現率を示す種類が無い。

c 亜帯 (2369、2510) ではモミ属、トウヒ属、ツガ属のうちツガ属がやや突出した出現率を示す。

d 亜帯 (2769) では木本花粉で突出した種類はない。草本花粉の割合が高く、イネ科の出現率が突出する。

e 亜帯 (2855) ではトウヒ属、ツガ属の出現率がやや高い。

本栖湖では168層準で16,590yBPの<sup>14</sup>C年代値が得られ、525層準でAT? 火山灰層が検出されている。<sup>14</sup>C年代値を基に河口湖の花粉帯と比較すると、b、c 亜帯が相当する。本栖湖のデータ最下部の525ではツガ属が高率を示すことから、c 亜帯に対応する可能性が指摘できる。さらに、ツガ属がやや低率を示す364、426がb 亜帯、ツガ属が再び高率を示す168が河口湖で認められなかった亜帯に対応する可能性が指摘できる。しかし河口湖のデータも連続したものではないことから、このまま対応する可能性は低いと考えられる。本論ではとりあえず、本栖湖の4試料はおおよそb、c 亜帯であるということで、止めておく。

## 2) 他地域との対比

長野県北部に位置する野尻湖は、水面標高654mで冷温帯の中に位置し、背後に妙高山、黒姫山、飯縄山、斑尾山などの2000m近い山々が連なっている。また、野尻湖周辺では、野尻湖花粉グループにより、後期更新世～完新世の花粉組成変遷がほぼ連続して得られている(野尻湖花粉グループ, 1993)。以上のように野尻湖は、河口湖からやや離れるものの地理的に似た環境であり、連続したデータが存在することから、今回設定した富士山北麓の地域花粉帯(試案)との対比が比較的容易であると判断される。また、対比結果と合わせ古環境について考察する。

### (1) IV帯

a～c 亜帯の<sup>14</sup>C年代値はおおよそ24,000～15,000yBPであること、および花粉組成で針葉樹が卓越することから、IV帯 a～c 亜帯はいずれも野尻湖の*Picea* (トウヒ属) - *Abies* (モミ属) - *Tsuga* (ツガ属) 帯に対比できる。ただし富士山北側の特徴として、野尻湖に比べカバノキ属が低率であること、ブナ属がやや高率であることが挙げられる。

詳細に検討すると、上位のa 亜帯は、広葉樹種が高率になることから、野尻湖の*Picea-Abies-Tsuga*帯 *Betula-Alnus*亜帯～*Quercus* (コナラ亜属) - *Fagus-Haploxydon* (五葉松類: マツ属 (単維管束亜属)) 亜帯のいずれかに対比できる(分析試料が断続的であることから、これ以上の対比は不可能である。)

b 亜帯は、<sup>14</sup>C年代値、花粉組成から、野尻湖の*Picea-Abies-Tsuga*帯 *Picea-Abies*亜帯に対比可能である。

c 亜帯は、*Tsuga*が他の種類に比べ最も高率になる。ツガ属の小ピークは野尻湖の*Picea-Abies-Tsuga*帯 *Picea-Abies*亜帯、下位の*Picea-Abies-Tsuga*帯 *Betula-*

*Picea*亜帯でも認められ、いずれかに対応する可能性がある(分析試料が断続的であることから、これ以上の対比は不可能である。)。しかし、ツガ属は土壌の未発達な地域に生育する傾向にあるなど、気候条件以外の要因で分布が広がる可能性がある。したがって、上記2亜帯のいずれにも対応しない可能性もある。

d 亜帯の<sup>14</sup>C年代値はおおよそ31,000yBPであり、*Quercus-Fagus*帯の時期に相当する。d 亜帯では上下のc、e 亜帯に比べ広葉樹の割合がやや高く、僅かに温暖化傾向が認められる。*Quercus-Fagus*帯も*Picea-Abies-Tsuga*帯前の温和な時期と考えられており、対応する可能性が高い。ただし、分析試料が少ないことから、亜帯レベルでの対応は推定できなかった。

e 亜帯の<sup>14</sup>C年代値はおおよそ42,000yBPであり、*Picea-Fagus*帯の時期に相当する。*Picea-Fagus*帯は上部でマツ科が卓越し、下部でブナ属、コナラ亜属が高率になる。e 亜帯ではトウヒ属、ツガ属などのマツ科針葉樹が卓越する傾向にあることから、*Picea-Fagus*帯上部に対応する可能性がある。ただし、分析試料が少ないことから、亜帯レベルでの対応は推定できなかった。

### (2) III帯

針葉樹種が低率で、*Quercus*が減少傾向を示すことから、野尻湖の*Fagus-Quercus*帯 *Quercus-Carpinus* (クマシデ属) - *Juglans* (オニグルミ属) - *Pterocarya* (サワグルミ属) 亜帯～*Quercus-Cryptomeria* (スギ属) 亜帯のいずれかに対比できる(分析試料の間隔から、これ以上の対比は不可能である。)。一連の変化として亜帯レベルの細分を行わなかったが、最上部ではヒノキ科が高率になることから、野尻湖の*Fagus-Quercus*帯 *Quercus-Cryptomeria* (スギ属) 亜帯上部に対比できる可能性がある。

### (3) II帯

マツ属(複維管束亜属)が低率でありながらスギ属が高率になることから、野尻湖の*Fagus-Quercus*帯 *Fagus-Cryptomeria*亜帯に対比できる。

### (4) I帯

最上部のa 亜帯ではマツ属(複維管束亜属)スギ属ともに高率であり、野尻湖の*Pinus-Cryptomeria*帯に対比できる。

b 亜帯ではマツ属(複維管束亜属)が顕著な増加傾向を示すものの、スギ属は低率である。野尻湖の花粉層序に対応する組成は見いだせないが、前後の対応関係から、*Fagus-Quercus*帯 *Fagus-Cryptomeria*亜帯から*Pinus-Cryptomeria*帯の間に対応すると考えられる。野尻湖地域では、他の時期に比べ上部完新統の分析精度が粗い傾向にあり、今後b 亜帯に対応する花粉帯が設定される可能性もある。

## 3) 古環境の復元

IV帯 e 亜帯では針葉樹種が卓越しブナ属などの冷温帯

広葉樹種の花粉検出量がわずかであることから、この時期の富士山北麓は、亜寒帯針葉樹林、あるいは冷温帯北部針広混淆林で被われていたと考えられる。d 亜帯では針葉樹種花粉が減りブナ属などの広葉樹種花粉が若干盛り返すことから、気温がやや上昇し、冷温帯広葉樹林がやや分布を拡大した可能性がある。またイネ科花粉が卓越することから、河口湖近くで草原環境、あるいはカヤツリグサ科を伴うことから湖畔の湿地環境が広がった可能性が指摘できる。c、b 亜帯では再び針葉樹種が卓越しブナ属などの冷温帯広葉樹種の検出量が減ることから、ふたたび亜寒帯針葉樹林、あるいは冷温帯北部針広混淆林で被われていたと考えられる。a 亜帯では広葉樹種が増加することから、気温が上昇したことが伺える。富士山北麓の亜寒帯針葉樹林、あるいは冷温帯北部針広混淆林は高地に縮小し、冷温帯広葉樹林が広がったと考えられる。

Ⅲ帯では針葉樹がほとんど検出されず、冷温帯広葉樹種が卓越する。さらに上位の2 試料ではアカガシ亜属も検出されることから、後氷期の温暖化傾向を表すと考えられる。富士山北麓は冷温帯落葉広葉樹林で被われていたと考えられる。僅かに検出されるアカガシ亜属は、先駆的なアラカシなどが自然堤防林などに入り込んでいた可能性がある。

Ⅱ帯ではスギ属が顕著であることと、得られた<sup>14</sup>C年代値から、いわゆる「弥生の小海退」期に対応すると考えられる。富士山北麓はスギにツガ、モミ、カシ類、ブナ類を伴う温帯針葉樹林で被われていたと考えられる。

I 帯ではマツ属（複雑管束亜属）が増加傾向を示す。<sup>14</sup>C年代値から、この現象は気候変化によるものではなく、人間の自然に対する干渉により広がった「二次林」、あるいは「里山」の影響であると考えられる。さらに、a 亜帯で認められるスギ属の増加傾向は近代以降のスギ植林の影響による可能性が大きい。

## Ⅳ 珪藻分析

### Ⅳ－1 珪藻化石群集

#### 4－1 山中湖

##### 1) 研究の目的

山中湖は富士山北麓にある富士五湖を構成する湖沼の一つで、北緯35° 25'、東経138° 52'に位置し、湖水面積6.5km<sup>2</sup>、標高982mの高山湖沼である。これらの湖沼群は富士山の噴火活動に伴う溶岩流によって形成された堰止め湖と考えられており、山中湖は西暦864～900年の高丸尾溶岩流によって河川がせき止められて形作られたとされている。これに関して小杉ほか（1992）は湖底堆積物中の珪藻組成の解析から、約1850前に急激な環境変化が

起こり山中湖が形成されたとしている。

一方で、山中湖周辺地域で得られた化石珪藻の観察から、古忍野湖と名付けられている大規模な湖沼が古い時代に存在していたことが示唆されており（Akutsu and Fujiyama, 1982; Fujiyama, 1982）、山中湖の形成過程の解明は十分ではないと思われる。

本報告ではこれらの点をより明らかにするために、より深部まで掘削したボーリングコア試料を用いて珪藻化石群集の解析を行った。

##### 2) 解析方法

ボーリングコアは1998年に山中湖の湖心部で深度17.5mまでの試料が採取された（図2－2、4－1）。コアを約1 cmの厚さにスライスした後、10cm間隔の試料について適量を硫酸／重クロム酸処理し、定量的にマウントメディアを用いて観察用のプレパラートを作成した。スコリア層など殻数を多く含まない場合を除いて、原則として1 プレパラート当たり400殻の珪藻化石を光学顕微鏡下で観察し、乾燥重量当たりの殻数を算出した。珪藻の同定は主にK.Krammer, H. and Lange-Bertalot（1986, 1988, 1991a, 1991b）および原口（1998）に基づいて行った。

##### 3) 結果と考察

解析に用いたコア試料は湖底表層から11.4m及び13.5mの深度で明らかに地質を異にしており、3 区分された（図4－1）。11.4mより上層は、複数のスコリア層を含むシルト層で成り立っており、11.4m～13.5mの中層はいわゆる黒ボク土と呼ばれる黒色シルト及び粘土層であった。13.5m以下の下層部はほとんどがスコリア及び礫であった。3.3mと11.4mで得られた植物化石の<sup>14</sup>Cによる年代測定からは、それぞれ1,640±60 yrs BP, 6,160±80 yrs BPの結果が得られている（興水・内山, 2002）。

##### (1) 珪藻組成の解析結果

珪藻の組成により、深度約2.5m及び9.2mの位置でプランクトン性珪藻と付着性・底性珪藻の間で顕著な優占種の交代が見られ、その結果コア試料は5 つに区分された（図4－2, 3）。

第1 分類群（湖底表層～2.5m）はプランクトン性の珪藻が高い割合で観察され、主に*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella radiosa* 及び*Cyclostephanos dubius*を優占種とした。

第2 分類群（2.5m～6.0m）は付着性・底性珪藻が高い割合で観察され、ほとんど*Flagiralia pinnata*で構成されていた。

第3 分類群（6.0m～9.2m）は再びプランクトン性の珪藻が高い割合で観察され、主に*Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira subarctica*, *Cyclostephanos dubius*及び*Stephanodiscus sp.*を優占種とした。

第4 分類群（9.2m～11.4m）は再び付着性・底性珪藻が高い割合で観察され、*Epithemia sorex*, *Coconeis*



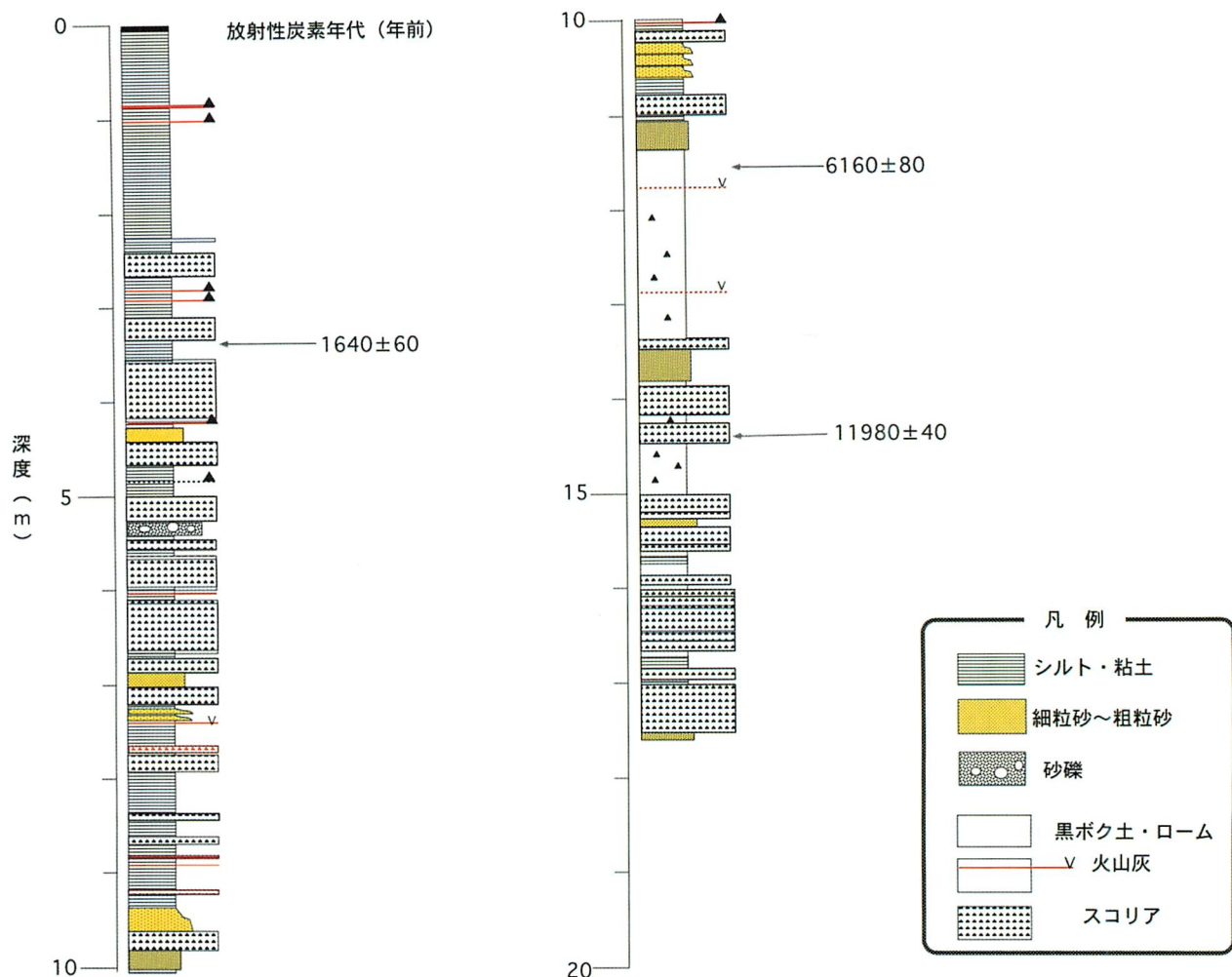


図 4 - 1 山中湖ボーリングコア (YA - 1) 柱状図

*placentura*が多く見られた。

第 5 分類群 (11.4m～) では地質の変化に呼応してほとんど珪藻は観察されず、わずかに陸棲種として知られる *Hantzschia amphioxys*が見られたのみであった。

表 4 - 1 に示したとおり、全試料中では 20 属 42 種の珪藻殻が観察された。

本調査では、陸水、特に水位を含めた湖沼環境を推定する有効な手段の一つ (Stoemer and Smol, 1999) である、堆積物中の珪藻化石群集の組成を解析することにより、山中湖の形成史に新たな知見を加えることができた。湖沼の堆積環境の大きな変化が 1 度ではなく 2 度起きていたことが推定され、これまで考えられていた山中湖の形成時期はより古いものと考えられた。

小杉あるいは遠藤らは、湖底堆積物の珪藻群集の組成変化から、YM-e と名付けた深度約 1.8m に見られるス

コリア層が堆積した直後に形成され、その年代はおおよそ 1850 年前と結論づけている。その中で YM-e 層より下部では *Flagiralia* spp.、*Cymbella* spp. および *Gomphonema* spp. 等の付着性もしくは底性の珪藻が優占し、上部では典型的なプランクトン種の一つである *Melosira granulata* や *Stephanodiscus astrea* に優占種が交代していたとしている (遠藤ほか, 1992; 小杉ほか, 1992; 田中・田場, 1987)。

本報告ではこれに類似した優占種の交代が深度約 2.5m のスコリア層の上下で見られることから、これが小杉らの YM-e 層に相当するものと考えられた。この点では本調査結果は彼等の結論とよく一致する結果が得られた。しかしここではプランクトン性種で構成される第 3 分類群 (6.0m～9.2m) が新たに確認され、山中湖の形成は小杉ら推定した年代より以前に存在していた可能性が認められた。



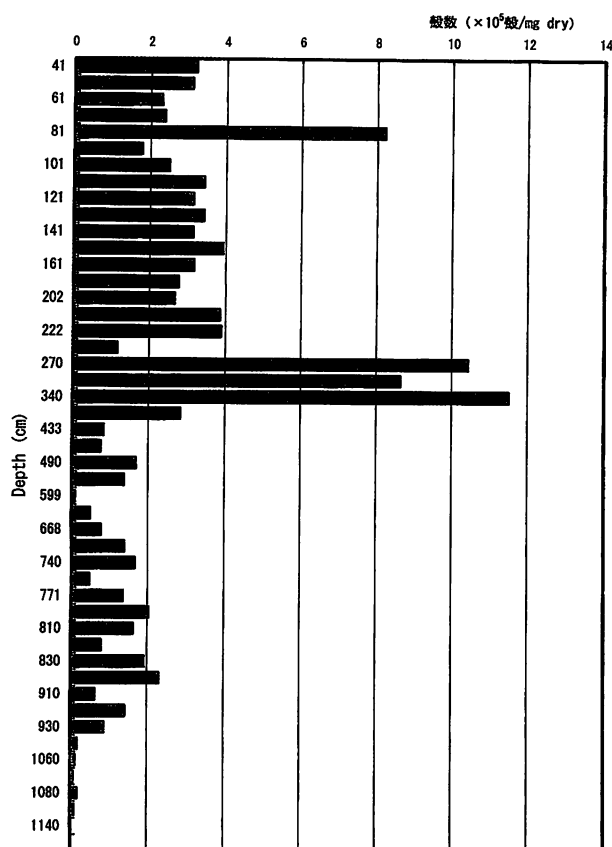


図 4 - 2 山中湖ボーリングコア (YA - 1) 試料中の珪藻殻数の変化

植物化石の $^{14}\text{C}$ 測定により堆積年代が推定されている、深度2.5m ( $1,640 \pm 60$  yrs BP) から11.4m ( $6,160 \pm 80$  yrs BP) までの、スコリア層を除くシルト層での堆積速度が一定であったと仮定すると、第3分類群 (6.0m～9.2m) はおよそ2700～4800 yrs BPと推定された。珪藻群集の組成は水深のみならず水温や栄養塩濃度などの他の環境要因により影響されることを考慮しても、プランクトン性種が優占していたことは、堆積当時にある程度水深があったと考えても差し支えないと考えられ、山中湖では少なくとも2回の大きな水位変化がくり返されていると考えられた (表4-2)。

#### 4-2 河口湖

##### 1) 研究の目的

珪藻は細胞をガラス質で覆われた微小藻類の一種で、河川、湖沼を問わずその分布は広範にわたっており、光合成による酸素生産は他の植物と同様に大気環境の保全に大いに役立っている。一方、生育環境と分布種に関する研究も数多く行われてきており、存在する種の構成から環境を推定する手法もいくつか確立されている。またその構造上の特性から、細胞の保存性が良く、細胞が死んだ後もそのガラス質は珪藻殻として長く保存され、古くからケイソウ土として耐火煉瓦等に使用されてきたの

みならず、近年では堆積物中の珪藻殻を分析することにより、古環境を推定することに数多く利用されている (Stoermer and Smol, 1999)。

河口湖 (東経 $138^{\circ} 45'$  , 北緯 $35^{\circ} 31'$  ) は、湖水面 $5.96\text{km}^2$ 、最大水深およそ16.1m、湖岸線長17.4kmと富士五湖の中では最も複雑な形をした湖沼で、湖盆は湖心部よりやや西側にある鵜の島を境界に、東西に2分された形態となっている。本湖はかつて存在した河川が新富士火山の溶岩流によって堰止められて形成されたと考えられている。しかしその形成過程についての詳細な情報はほとんど得られていない。

今回、河口湖の形成過程を明らかにすることを目的として、1998年に西側湖盆部の中心において、湖底堆積物を36mの深さまでボーリングコア採取し、それに含まれる珪藻殻の組成分析を行い、本湖の形成に係るいくつかの知見が得られたので報告する。

##### 2) 解析方法

採取されたボーリングコアを約1cmの厚さにスライスした後、10cm間隔の試料について適量を硫酸/重クロム酸処理し、定量的にマウントメディアを用いて観察用のプレパラートを作成した。スコリア層など殻数を多く含まない場合を除いて、原則として1プレパラート当たり200殻以上の珪藻化石を光学顕微鏡下で観察し、乾燥

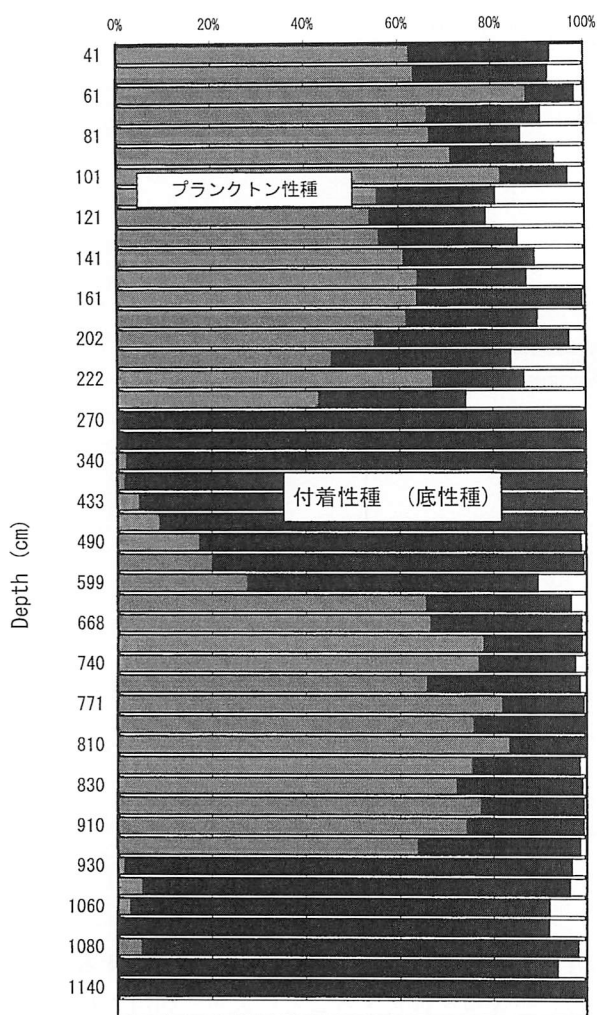


図 4 - 3 山中湖ボーリングコア (YA - 1) 試料中の珪藻殻数の変化

重量当たりの殻数を算出した。珪藻の同定は主に K.Krammer, H. and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991b) に基づいて行った。

### 3) 結果と考察

ボーリングコア (KA1と表記) は1998年に河口湖の西側湖盆部の中心 (図 2 - 4、4 - 4) で深度約36mまでの試料が採取された。堆積物はスコリア層をいくつかはさむシルトで構成され12.5mに地層の不連続面が見られた (興水・内山, 2002)。また14.8m~30.5mの間は玄武岩質溶岩がみられ、それより下部は細砂、粘土、シルトが観られた (図 4 - 4)。

#### (1) 珪藻殻数の深度による変化

図 4 - 5 には 1 m 間隔コア試料中に含まれる珪藻殻数の堆積深度に伴う変化を示した。溶岩層より下位では珪藻はほとんど観察されなかったが、それよりも上部では 0.3~17 ( $\times 10^5$  殻/dry mg) 含まれており、木崎湖の報告 (林ほか, 1987) よりも多いが、野尻湖 (野尻湖珪藻

グループ, 1980) とほぼ同程度の結果であった。さらに 12.5mの不連続面の上下で急激な減少が観られた。

#### (2) 珪藻組成の深度による変化

表 4 - 3 に出現した珪藻の一覧を示した。26属76種が確認され、Navicula 属、Fragilaria属の種数が多かった。図 4 - 6 には同じく 1 m 間隔の試料中に含まれる珪藻殻の組成変化を示した。

12.5mにある堆積の不連続面より上部試料では、*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella radiosa*, *Cyclostephanos dubius*を優占種とする組成を示した。しかしこの下部で珪藻殻組成は著しく変化し、境界面より下位ではこれらの種はほとんど見られず、*Epithemia sorex*, *Cymbella spp.* 等からなる群集組成を示した。

不連続面上位で優占的に観られた種は、主に止水性の水域で良く観られるプランクトン性種であり、下位で観察された付着性種と生育状態を異にすることと、珪藻殻数の変化の状況から、この不連続面を境界として、湖の環境が大きく変化し、ある程度水深がある、止水域が形成されたと推察された。

$^{14}\text{C}$ 法による年代測定では、この境界面より上部20cmは9820 $\pm$ 130年前と推定されていることから、これよりやや古い年代で河口湖の西側湖盆が形成されたと考えられた。

しかし、地層の不連続面より上位においても、*Aulacoseira granulata*, *Cyclotella radiosa*, *Cyclostephanos dubius* 等とは異なり *Synedr acus* 等が一時的に優占種となるバンドがいくつか存在し、水位以外の湖水環境に何度か変化が生じたことが示唆された。また同じ *Cyclotella*属内でも種交替が観られることから、さらに細かな環境変動が存在した可能性がある。これらは珪藻殻数の変動にも見られるので、他の理化学分析で得られた情報を参考にしながら、より細かな形成過程を考察していく必要がある。

### 4 - 3 本栖湖

#### 1) 研究の目的

富士山北麓に点在する富士五湖の一つである本栖湖 (東経138° 35′, 北緯35° 32′) は、本湖沼群の最も西に位置し湖水面積4.83km<sup>2</sup>、最大水深およそ120mと富士五湖の中では最も深い、すり鉢状の湖盆形態をした貧栄養湖であり、直接流入する自然河川を持たない堰止め湖である。本湖はかつてセの湖と呼ばれた湖沼が、西暦800年の富士山噴火による溶岩流により分断されて形成されたと考えられており、その後864年の噴火の際にも青木ヶ原溶岩流が湖に流入し現在の形を形成したとされている。しかし一方では本栖湖の分離は4000年前に遡ると考えられており (田中, 1987)、本湖についての形成時からの湖水環境の変遷に関する詳細な資料は得られておらず、本研究ではその形成過程を明らかにすることを目

表 4 - 1 山中湖ボーリングコア (YA-1) 試料中に観察された珪藻

<i>Merosila undrata</i>	<i>Amphora</i> spp.
<i>Merosila varians</i>	<i>Cymbella minuta</i>
<i>Cyclotella radiosa</i>	<i>Cymbella leptoceros</i>
<i>Cyclotella</i> sp.	<i>Cymbella caespitosa</i>
<i>Stephanodiscus</i> sp.	<i>Cymbella sinuata</i>
<i>Cyclostephanos dubius</i>	<i>Cymbella</i> spp.
<i>Aulacoseira ambigua</i>	<i>Gomphonema angustum</i>
<i>Aulacoseira distans</i>	<i>Gomphonema</i> spp.
<i>Aulacoseira granulata</i>	<i>Epithemia sorex</i>
<i>Aulacoseira subarctica</i>	<i>Epithemia trugida</i> v. <i>trugida</i>
<i>Asterionella formosa</i>	<i>Epithemia</i> sp.
<i>Achnanthes lanceolata</i>	<i>Diploneis elipica</i>
<i>Achnanthes minutissima</i>	<i>Diploneis ovalis</i>
<i>Achnanthes exigua</i>	<i>Diploneis</i> spp.
<i>Achnanthes</i> spp.	<i>Navicula hasta</i>
<i>Cocconeis placentura</i>	<i>Navicula pupula</i>
<i>Cocconeis placentura</i> v. <i>euglypta</i>	<i>Navicula pseudosutiformis</i>
<i>Cocconeis</i> spp.	<i>Navicula reinhardtii</i>
<i>Fragillaria acus</i>	<i>Navicula scutelloides</i>
<i>Fragillaria brevistriata</i>	<i>Navicula</i> spp.
<i>Fragillaria capcina</i>	<i>Nitzschia sinuata</i>
<i>Fragillaria construens</i>	<i>Nitzschia sinuata</i> v. <i>tabellaria</i>
<i>Fragillaria crotonensis</i>	<i>Nitzschia</i> sp.
<i>Fragillaria pinnata</i>	<i>Pinnularia gibba</i>
<i>Fragillaria ulna</i>	<i>Pinnularia</i> sp.
<i>Fragillaria</i> spp.	<i>Rhopalodia gibba</i>
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i>	<i>Hantzschia amphioxys</i>

表 4 - 2 珪藻の組成変化から推定された山中湖の形成史

区分	深度 (m)	年代(BP)	優 占 種	湖水環境
I	0-2.5	0-1850?	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Cyclostepahnos dubius</i>	湖 (第 2 期)
II	2.5-6.0	1850?-2700?	<i>Fragilaria pinnata</i> <i>Fragilaria</i> spp.	河川・湿原 (第 2 期)
III	6.0-9.2	2700?-4800?	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Cyclostepahnos dubius</i>	湖 (第 1 期)
IV	9.2-11.4	4800?-6100	<i>Fragilaria pinnata</i> <i>Epithemia</i> spp.	河川・湿原 (第 1 期)
V	11.4-	6100 -	-	陸 地

表 4-3 河口湖ボーリングコア (KA-1) 試料中に観察された珪藻

<i>Achnanthes lanceolata</i>	<i>Gomphonema angustum</i>
<i>Achnanthes minutissima</i>	<i>Gomphonema parvulum</i>
<i>Achnanthes</i> spp.	<i>Gomphonema subtile</i>
<i>Amphipleura pellucida</i>	<i>Gomphonema truncatum</i>
<i>Amphora lybica</i>	<i>Gyrosigma acuminatum</i>
<i>Amphora pediculus</i>	<i>Gomphonema</i> spp.
<i>Amphora</i> spp.	<i>Hantzschia amphioxys</i>
<i>Asterionella formosa</i>	<i>Navicula americana</i>
<i>Aulacoseira ambigua</i>	<i>Navicula bacillum</i>
<i>Aulacoseira distans</i>	<i>Navicula capitatoradiata</i>
<i>Aulacoseira granulata</i>	<i>Navicula clementis</i>
<i>Aulacoseira subarctica</i>	<i>Navicula hasta</i>
<i>Aulacoseira</i> spp.	<i>Navicula menisculus</i>
<i>Caloneis</i> spp.	<i>Navicula pseudoactiformis</i>
<i>Cocconeis disculus</i>	<i>Navicula pseudolanceolata</i>
<i>Cocconeis placentula</i>	<i>Navicula pseudosilicula</i>
<i>Cocconeis</i> sp.	<i>Navicula pupula</i>
<i>Cyclotephanos dubius</i>	<i>Navicula radiosa</i>
<i>Cyclotella radiosa</i>	<i>Navicula reinhardtii</i>
<i>Cyclotella</i> spp.	<i>Navicula scutelloides</i>
<i>Cymbella affinis</i>	<i>Navicula subtilissima</i>
<i>Cymbella cistula</i>	<i>Navicula tuscula</i>
<i>Cymbella leptoceros</i>	<i>Navicula</i> spp.
<i>Cymbella minuta</i>	<i>Neidium</i> sp.
<i>Cymbella sinuata</i>	<i>Nitzschia amphibia</i>
<i>Cymbella</i> spp.	<i>Nitzschia</i> spp.
<i>Diploneis elliptica</i>	<i>Pinnularia gibba</i>
<i>Diploneis</i> spp.	<i>Pinnularia microstauron</i>
<i>Epithemia sorex</i>	<i>Pinnularia subcapitata</i>
<i>Epithemia trugidula</i>	<i>Pinnularia viridis</i>
<i>Epithemia</i> spp.	<i>Pinnularia</i> spp.
<i>Eunoyia incisa</i>	<i>Rhoparodia gibba</i>
<i>Fragilaria brevistriata</i>	<i>Stauroneis</i> sp.
<i>Fragilaria captina</i>	<i>Stephanodiscus</i> sp.
<i>Fragilaria construens</i>	<i>Surirella</i> spp.
<i>Fragilaria crotonensis</i>	<i>Synedra acus</i>
<i>Fragilaria pinnata</i>	<i>Synedra ulna</i>
<i>Fragilaria</i> spp.	<i>Tabellaria fenestrlata</i>

的とし、2001年に東側湖畔及び湖心近くの湖底において、ボーリング調査を実施した。

## 2) 解析方法

2001年に本栖湖の東側湖畔及び湖心近くの湖底において、ボーリング調査を実施した。コアを約 1 cmの厚さにスライスした後、10cm間隔の試料について適量を硫酸／重クロム酸処理し、定量的にマウントメディアを用いて観察用のプレパラートを作成した。スコリア層など殻数を多く含まない場合を除いて、原則として1プレパラート当たり400殻の珪藻化石を光学顕微鏡下で観察し、乾燥重量当たりの殻数を算出した。珪藻の同定は主に K.Krammer, H. and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b) に基づいて行った。

## 3) 結果と考察

ボーリングコア採取地点を図 2-6 に示した。東側湖

畔で採取したコア試料を MO2、湖心付近の湖底で採取した試料を MO4 と表記した。

MO2ボーリングコアは地表から約173mまで掘削したが、深度約168 mまではほとんど玄武岩質溶岩で構成されており、144m, 159mおよび167.5m～172.3m付近にシルト層が存在した(図 4-7)。植物化石の<sup>14</sup>C法による年代測定では、168 m付近は約16,500年前と推定された。さらにその下位は再び上部と同様の溶岩層であった<sup>7)</sup>。いっぽう MO4は湖底表層から 2 mほどの試料で、深度 0.7m付近にスコリア層をわずかに含む泥層であった(図 4-7)。

### (1) MO2試料中の珪藻群集

・変化採取深度による珪藻の殻数(殻/dry mg)の変化を図 4-9 に示した。上部の溶岩に挟まれたシルト層では20～40 (×10<sup>4</sup> 殻/dry mg)で、溶岩下の泥層になる

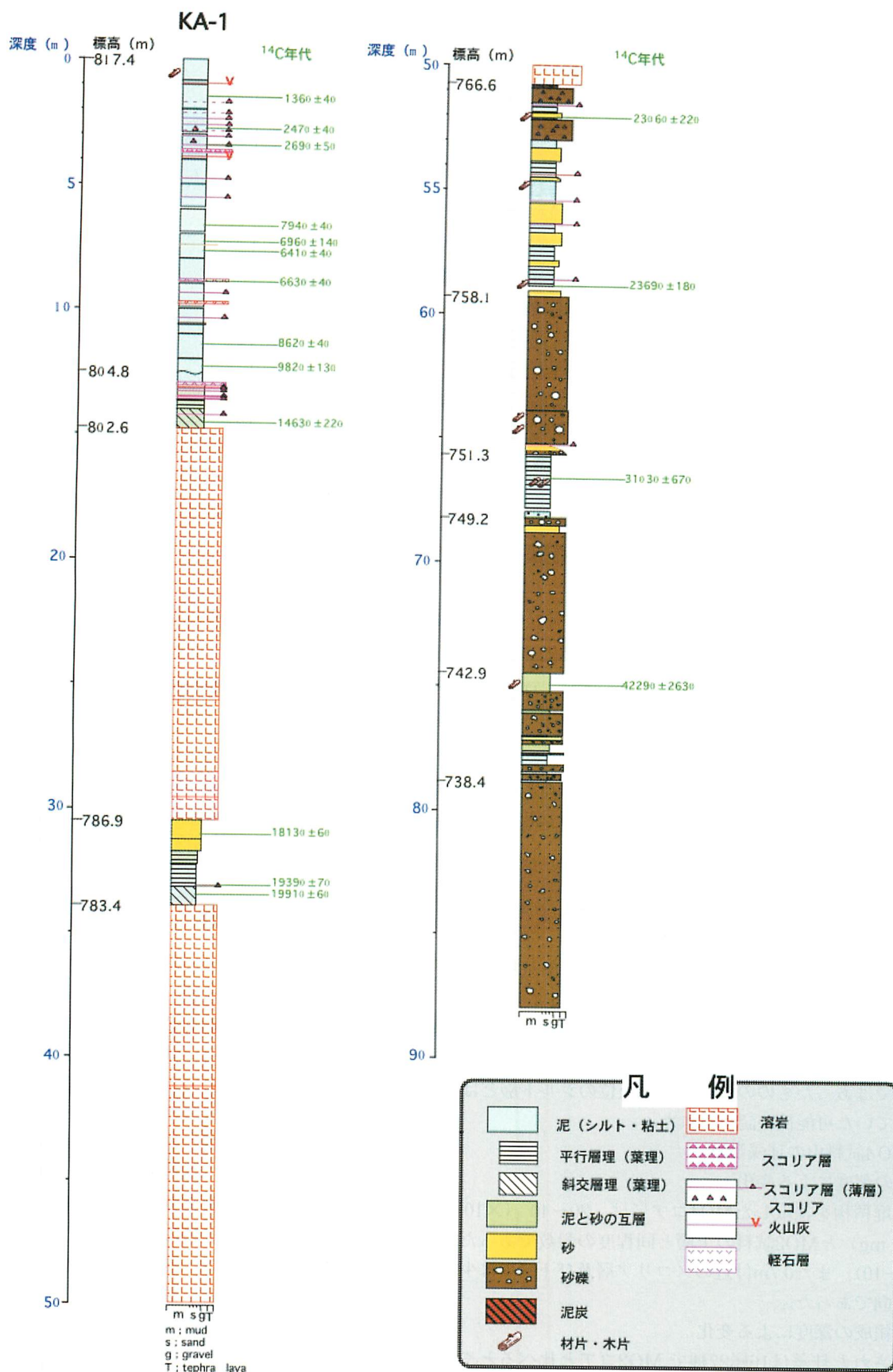


図 4-4 河口湖ボーリングコア (YA-1) 柱状図



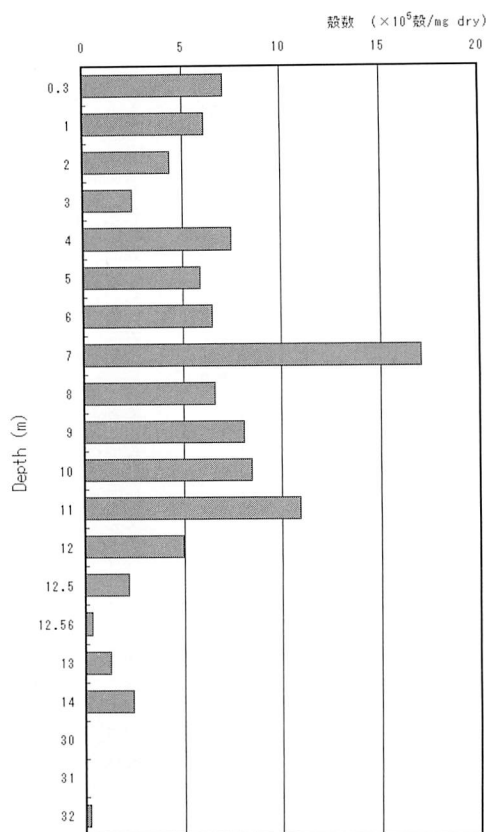


図 4 - 5 河口湖ボーリングコア (KA - 1) 試料中の珪藻殻数の変化

と0.1～14 (×10<sup>4</sup> 殻/dry mg) と下層になると減少する傾向がみられた。この殻数は河口湖での観察値 8) より 1 オーダー低く、藻類の個体密度が低い状態であったと推定された。

・珪藻組成の深度による変化

観察された珪藻は13属19種であった (表 4 - 4)。上部の深度144m及び159m付近のわずかなシルト層では、*Aulacoseira* spp. を主とする組成であり、一部試料では *Synedra* spp. が優占する場合が見られた (図 4 - 9)。また、168m以深ではほとんど *Aulacoseira* spp. のみしか見られず、殻数も非常に少ないものとなっていたことから、止水性ではあったものの湖水環境が上位のシルト層とは異なっていた可能性が認められた。

(2) MO4試料中の珪藻群集

・殻数の深度による変化

湖底の堆積物を採取したMO4コアでは、20～40 (×10<sup>4</sup> 殻/dry mg) とMO2試料の上層と同程度の殻数であった (図 4 - 10)。また0.7m付近のスコリア層及び下層では少ない傾向であった。

・珪藻組成の深度による変化

観察された珪藻は16属27種で、MO2コアと比べるとやや種数が多くなっていた (表 4 - 5)。湖底表層近くでは *Cyclotella radiosa*, *Cyclostephanos* sp.

を優占種とする組成を示した (図 4 - 11) が、深度約 1.4m～1.7mは *Aulacoseira* spp. の出現頻度が増していた。いずれの試料でも止水的な環境を示唆する結果が得られたが、湖水の環境要因に変化があったことが示唆された。

## V 黄砂分析

### V - 1 黄砂分析

#### 5 - 1 黄砂研究の背景

富士山及びその周辺域は玄武岩質の地層や岩石類が広く分布するため、中国大陸から飛来する黄砂とは地質化学的・鉱物化学的特徴が極端に異なる。従って、このような玄武岩質の地質が卓越する地域で捕らえた黄砂の物質化学的な情報は、都市大気や酸性深成岩類が卓越する地域で得られた情報よりも、黄砂識別上で有効性が高いことが期待される。特に、西日本での玄武岩質の地質が分布する地域と比べ、富士山麓は 1 月～ 3 月には表層土のかなりの部分が雪に覆われているため、過去に堆積した黄砂の再飛散量も少なく、海塩の影響も受けにくいいため、日本本土に飛来する黄砂エアロゾルを観測・識別する場所として、最も適した地域の一つとして考えられる。

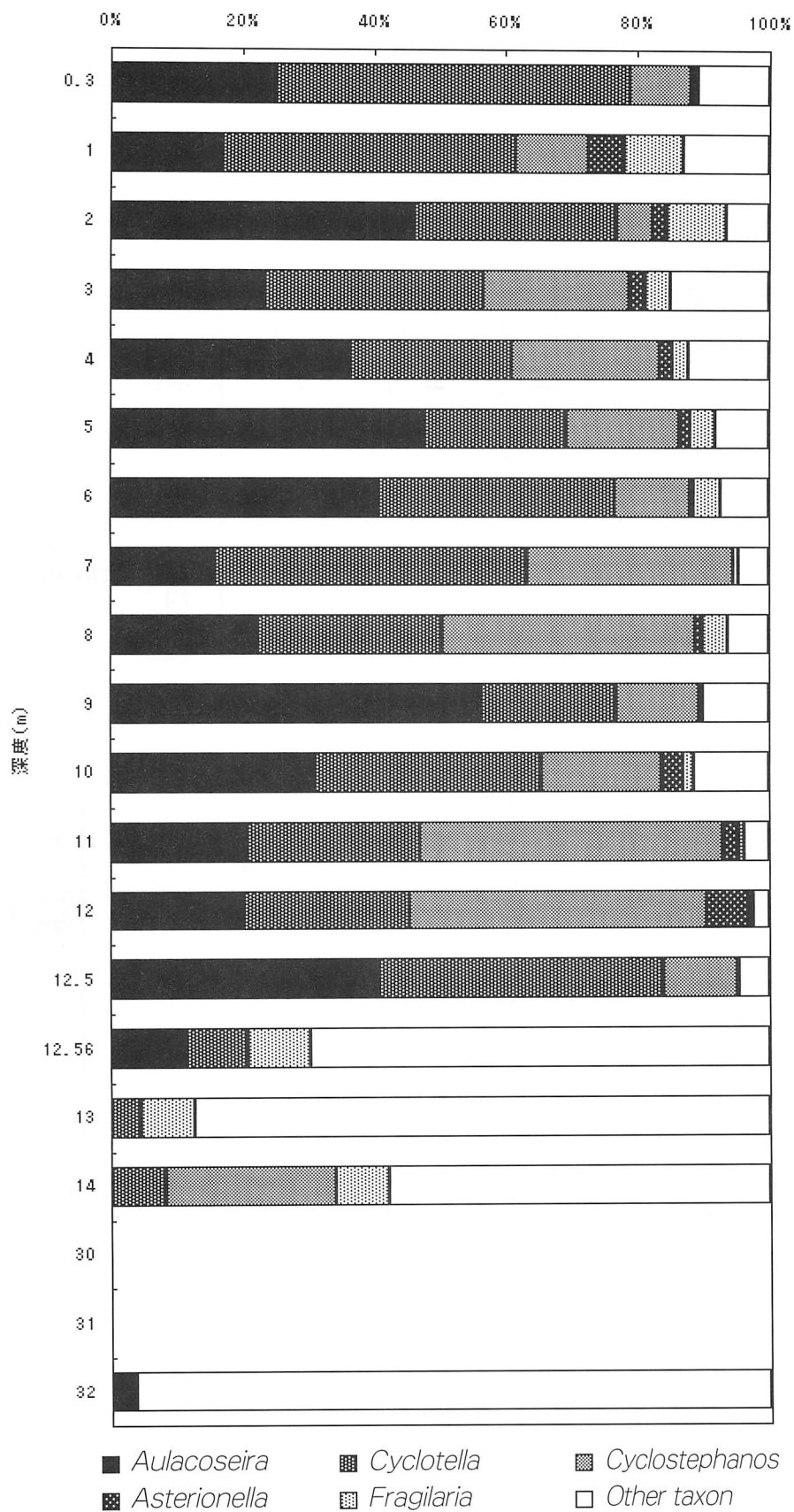


図 4 - 6 河口湖ボーリングコア (YA - 1) 試料中の珪藻殻数の変化

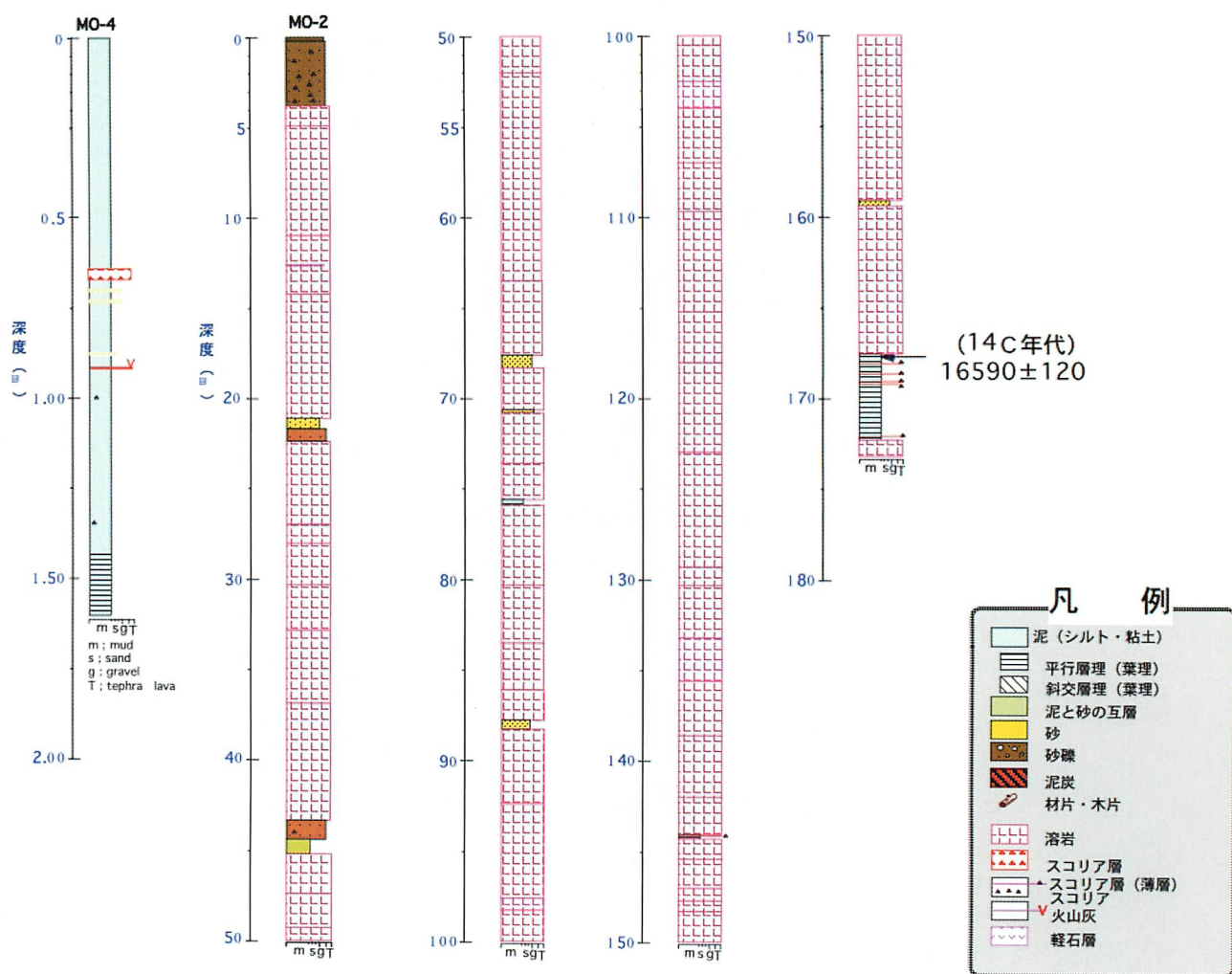


図 4 - 7 河口湖ボーリングコア (YA - 1) 試料中の珪藻殻数の変化

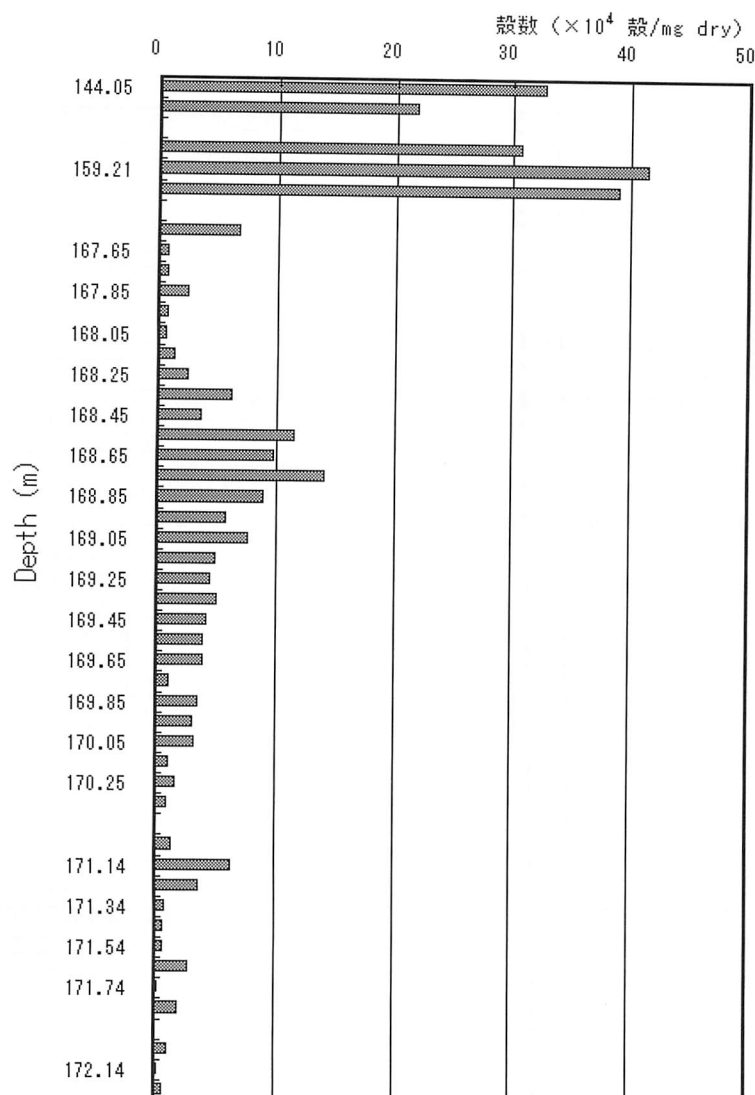


図 4-8 本栖湖ボーリングコア (MO-2) 試料中の珪藻殻数の変化

しかし、玄武岩地域での黄砂の観測例は殆どなく、ハワイにおける観測でも背景になる地質学的視点からの議論はなされていない。富士山においては、山頂 (3776m) 或いは南東斜面 (1300m) で、主に大気汚染物質を対象とした集中観測 (例えば、坪井ほか、1996) が時々実施されているに過ぎず、山麓における大気化学観測例はほとんど見当たらない。

そこで、我々はまず富士山麓の 2 地点を含む山梨県内の 7 地点において、1～3 月につき大気エアロゾルの捕集を行い、放射化分析におよび蛍光 X 線分析を試みた。その結果得られた多元素の解析から、これら地域に黄砂現象が強く反映される時期を把握することができた。その上で、2000 年 3 月より富士山北麓 (剣丸尾溶岩流上) において大気エアロゾル (SMP) と降水の継続的な観測を進めてきた。観測項目の中でも特に、個々の石英粒子を指標として黄砂粒子の識別を試み、走査型電子顕微

鏡/エネルギー分散型 X 線分析法 (SEM-EDX) による個々の黄砂粒子の新規な識別法を提案した (Kyotani and Koshimizu, 2001)。更に、この識別法を高い時間分解能で古環境を記録している富士山麓の河口湖湖底ボーリングコア (輿水ほか、1999) に適用し、黄砂フラックスの変動を定量的に復元したので報告する。

## 5-2 富士山北麓及び甲府盆地の大気エアロゾルの放射化分析と蛍光 X 線分析

### 1) 試料

富士山麓及び甲府盆地の 7 地点において、1995 年の 1 月から 3 月にわたりローボリュームエアサンプラーにより大気エアロゾルを捕集した (図 5-1)。フィルターは Toyo-TM (ニトロセルロース製メンブランフィルター、ポアサイズ 3 μm) を用い、観測地点毎に 13 日間連続採取した。採取時期については表 5-1 に示す。

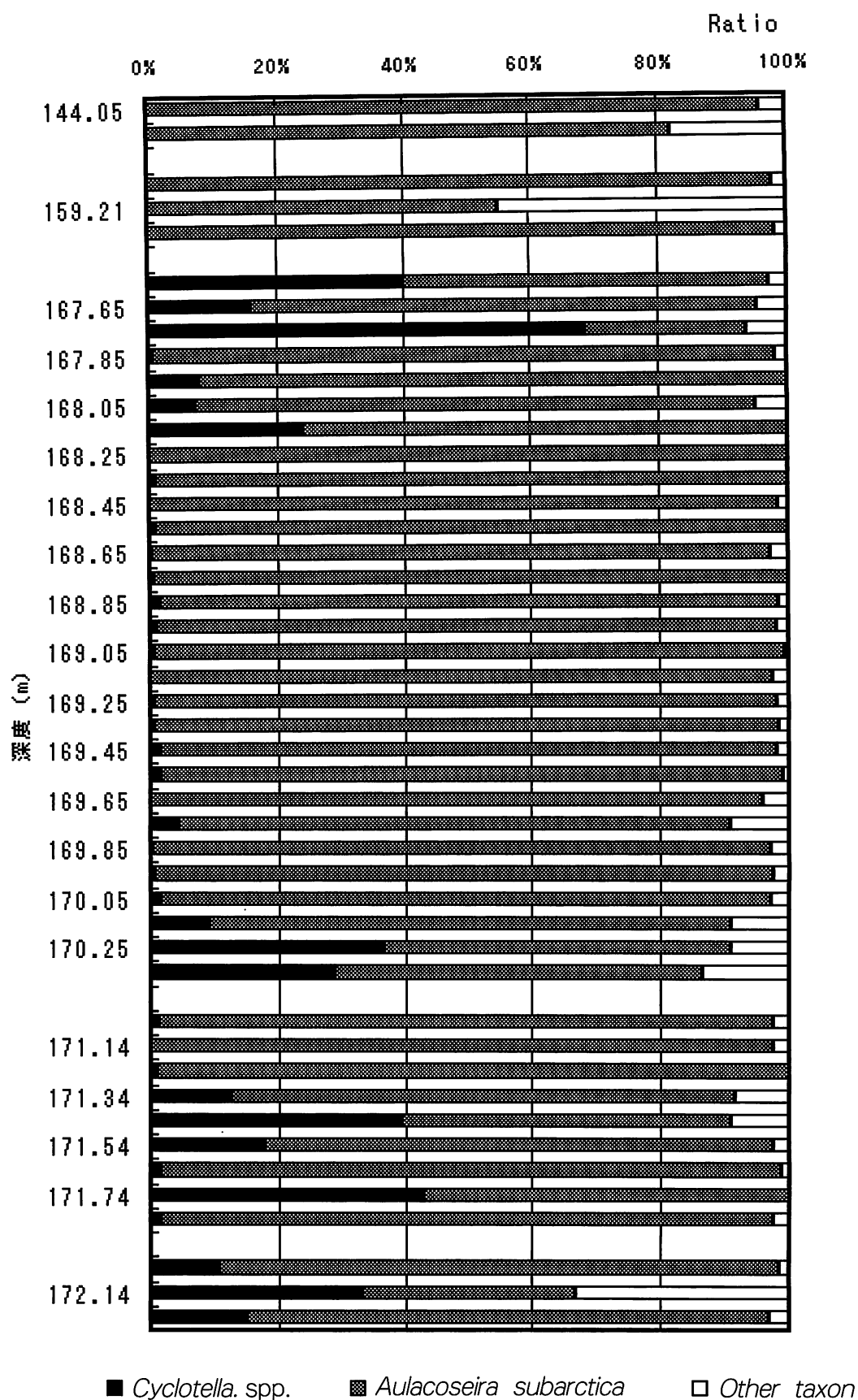


図 4-9 本栖湖ボーリングコア (MO-2) 試料中の珪藻殻数の変化



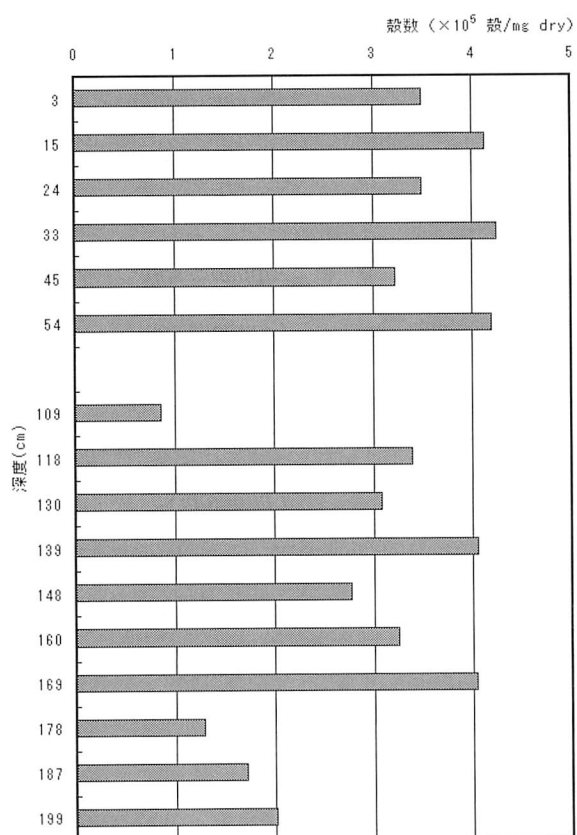


図 4 - 10 本栖湖ボーリングコア (MO-4) 試料中の珪藻殻数の変化

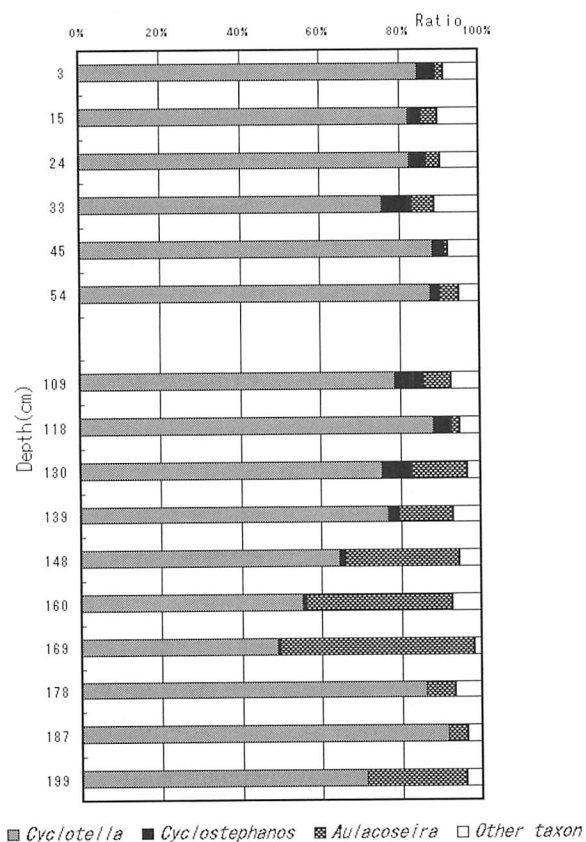


図 4 - 11 本栖湖ボーリングコア (MO-4) 試料中の珪藻殻組成の変化

表 4 - 4 本栖湖ボーリングコア（MO—2）試料中に観察された珪藻

<i>Cyclotella radiosa</i>	<i>Fragillaria ulna</i>
<i>Cyclotella sp 1</i>	<i>Fragillaria spp.</i>
<i>Aulacoseira subarctica</i>	
<i>Subarctica</i>	<i>Amphora spp.</i>
<i>Achnanthes lanceolata</i>	<i>Cymbella spp.</i>
<i>Achnanthes</i>	
<i>minuttissima</i>	<i>Gomphonema spp.</i>
<i>Achnanthes spp.</i>	<i>Epithemia sp.</i>
<i>Cocconeis spp.</i>	<i>Diploneis spp.</i>
<i>Eunotia sp.</i>	<i>Navicula spp.</i>
<i>Fragillaria acus</i>	<i>Nitzschia sp.</i>
<i>Fragillaria pinnata</i>	

表 4 - 5 本栖湖ボーリングコア（MO—4）試料中に観察された珪藻

<i>Cyclotella radiosa</i>	3 <i>Fragillaria pinnata</i>
<i>Cyclotella sp 1</i>	<i>Fragillaria ulna</i>
<i>Cyclotella sp 2</i>	<i>Fragillaria spp.</i>
<i>Cyclostephanos dubius</i>	<i>Amphora spp.</i>
<i>Aulacoseira distans</i>	<i>Tabellaria sp.</i>
<i>Aulacoseira</i>	
<i>subarctica</i>	<i>Cymbella spp.</i>
<i>Aulacoseira sp.</i>	<i>Gomphonema spp.</i>
<i>Asterionella formosa</i>	<i>Diploneis spp.</i>
<i>Achnanthes lanceolata</i>	<i>Navicula spp.</i>
<i>Achnanthes</i>	
<i>minuttissima</i>	<i>Nitzschia sp.</i>
<i>Achnanthes spp.</i>	<i>Pinnularia gibba</i>
<i>Cocconeis spp.</i>	<i>Pinnularia sp.</i>
<i>Fragillaria acus</i>	<i>Surillera capronii</i>
<i>Fragillaria capcina</i>	

2) 結果及び考察

ニトロセルロース製フィルター上に捕集された大気エアロゾルにつき、中性子放射化分析 (INAA) 及び蛍光X線分析 (XRF) を行った。分析方法及び結果の詳細については稿を改めて報告する。ここでは、XRF法から明かにされたデータを中心に富士山北麓における黄砂現象の認められる時期につき検討した。

従来の大気エアロゾルの分析に際しては、XRF法では Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Cr, Cd等の重元素に限られてきた。しかし、今回のXRF分析にあたっては大気エアロゾル試料を薄層として捕集し、さらに任意の元素の検量線を作成できる活性炭担持薄層標準試料を用いる方法 (Iwatsuki et al., 1997) で、21元素につき測定できた。その結果、Na, Al, Ti, V, Mn, Ca, Cu, Zn, Feの9元素の定量値につきINAAのデータとの比較が可能となった。結局、軽元素のNa, Alの相関も極めて良く、分析手法間で大きく矛盾する結果は認められなかった。そこで、両分析方法から得られた元素についてはその平均値を、またいずれか一方の方法から定量された元素に

ついてはその値を、各々の試料採取地点につき示した (図5-2)。

3月下旬の甲府及び富士吉田地域については、AlやCaなどの土壌起源元素のみならず、人為起源元素についても増加が認められる。とりわけ、土壌起源元素において両地域とも顕著な増加が認められることから、大気エアロゾルの極端な増加の原因として、中国大陸からこの時期に偏西風によりもたらされる黄砂が寄与していると考えられる。黄砂現象は一般に3月～5月に出現するとされ、特に4月にはその影響が強く現われることが知られている。このような観点からも今回の結果において、3月下旬の土壌起源元素濃度の著しい増加の原因を黄砂に求めることに大きな矛盾はないと思われる。

5-3 富士山北麓の大気エアロゾル中の黄砂粒子の定量的識別

1) 実験方法

前述のように富士山北麓地域においては、大気エアロゾル中に黄砂が春先の3月後半あたりから認められるこ

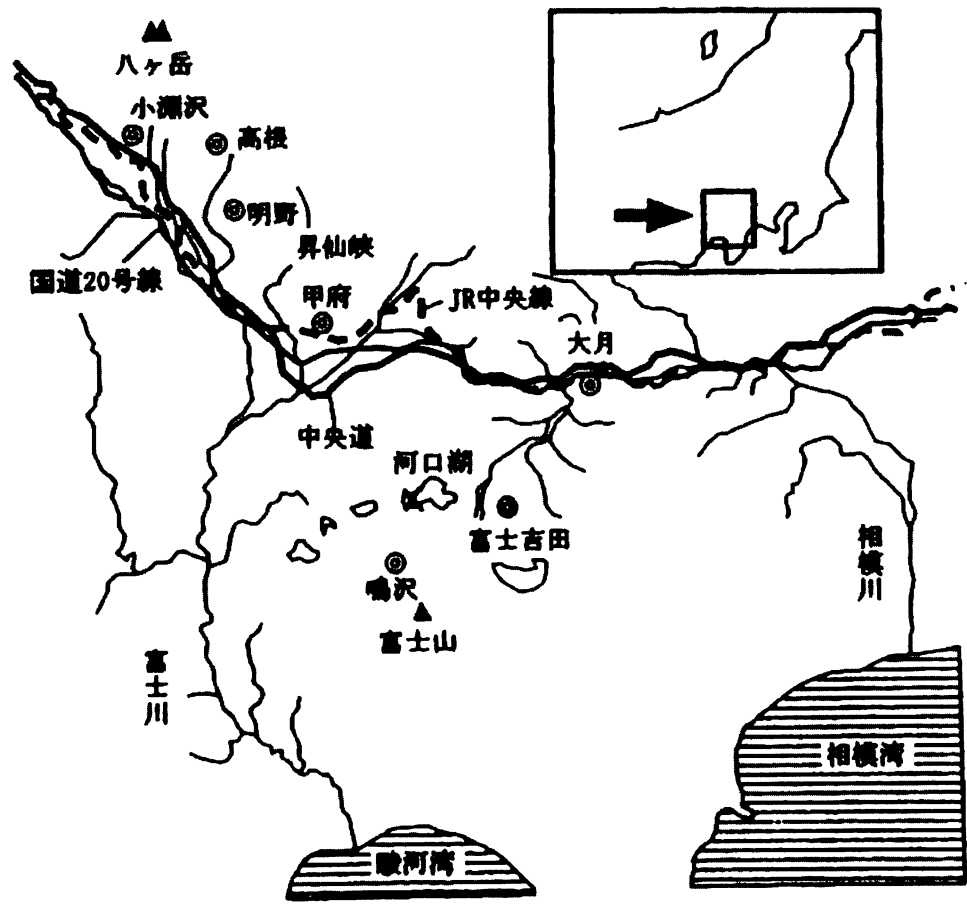


図5-1 大気エアロゾル試料採取地点

表 5-1 採取地点の概要

採取地点	採取時期	試料番号	採取地点	採取時期	試料番号
明野村 (東京大学宇宙線研究所明野観測所)	1月上旬 (1月4~17日)	Akeno			
大月市 (山梨県立都留高校校上)	1月下旬 (1月18~31日)	Otauki	甲府市 (山梨大学工学部校上)	1月下旬 (1月18~31日)	Kofu-1
小淵沢町 (小淵沢中学校校上)	2月上旬 (2月2~15日)	Kobuchizawa	甲府市 (山梨大学工学部校上)	2月上旬 (2月2~15日)	Kofu-2
高根町 (高根北小学校校上)	2月下旬 (2月15~28日)	Takane	甲府市 (山梨大学工学部校上)	2月下旬 (2月15~28日)	Kofu-3
鳴沢村 (富士樹高原)	3月上旬 (3月2~15日)	Kawaguchiko	甲府市 (山梨大学工学部校上)	3月上旬 (3月2~15日)	Kofu-4
富士吉田市 (山梨県立吉田高校)	3月下旬 (3月15~28日)	Fujiyoshida	甲府市 (山梨大学工学部校上)	3月下旬 (3月15~28日)	Kofu-5

とがわかった。そこで我々は黄砂粒子の定量識別を目的に、2000年3月から富士山北麓の剣丸尾溶岩流上において大気エアロゾル及び雨水を継続的に捕集した。これらに含まれる粒子を試料台に固定し、さらに個々の粒子につき番地付けをし、SEM-EDX装置により定量分析を実施した。標準試料としては、石英に近い高SiO<sub>2</sub>含有量で、均質なガラス質である標準岩石JR-1（流紋岩）(Imai et.al., 1995)を使用した。また、比較のために日本列島に分布する種々の火成岩類（標準岩石）及び黄砂標準試料についても分析した。分析条件の詳細についてはKyotani and Koshimizu (2001)を参照されたい。

## 2) 結果及び考察

種々の火成岩石及び黄砂標準試料と大気エアロゾル及び降水量中の個々の石英粒子の不純物組成から求めた(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub>関係図における分布域の違いは、本法の分析誤差に比べ十分大きく、黄砂と日本の火成岩由来の石英を識別し、地球化学的議論を展開する上で十分な精度を持つことを示している(図5-3)。また、肉眼観察からも、富士山北麓地域の大気エアロゾルは自動車排出粒子の寄与が少ないため、都市部である甲府市のそれとは対照的に1年を通して玄武岩微粉末と同様の外観を呈し、春季の黄砂現象時には粒子が黄色になることが容易に確認できた。

後背地に花崗岩類が分布する甲府市で、春季以外の大気エアロゾル中に検出された石英粒子の(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub>分布域は、花崗岩類のものに酷似する(図5-4)。それとは対照的に、玄武岩質岩石が卓越する富士山北麓の大気エアロゾルには、黄砂の影響がある春季(3-5月)を除いて石英粒子はほとんど検出されなかった。従って、石英粒子を指標とする場合、富士山北麓には低バックグラウンド地域であることを意味する。しかも、富士山北麓で春季に検出される大部分の石英粒子は特定の分布域に集中し、中国大陸の黄土や砂漠砂のものに酷似するため、その大部分を黄砂粒子と判断して大きな矛盾はない。

## 5-4 河口湖湖底堆積物中の黄砂粒子の定量的識別

近年、東アジア地域における気候変動が黄砂の発生量に反映されているとの指摘がなされ、古気候復元のため

に湖底・海底堆積物中の黄砂量の変動が広く研究されている。しかし、湖底及び海底堆積物だけでなく、その主要な供給源物質である大気エアロゾル中においても、黄砂粒子の識別・定量には通常バルク組成を用いる方法が用いられているため、バックグラウンド情報との識別に厳密さを欠いている場合が多い。従って、土壌への黄砂の寄与を定量的に求める方法は確立されていないのが現状である。この問題解決のため、我々は上述のように大気エアロゾル中の個々の石英粒子の組成に着目し、新規の黄砂識別法を提案した。

その上で、我々は新識別法を高い時間分解能で古環境を記録している河口湖湖底ボーリングコアに適用した。湖底堆積物の分析においては、有機物や粘土鉱物等の除去を目的に1000℃での強熱と塩酸洗浄を行った。分析結果の一例として湖底からの深度1-2cmのコアに検出された個々の石英粒子の(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub>分布を、日本の火成岩(花崗閃緑岩: JG-1a、安山岩: JA-1)中の石英粒子の分布と比較して示す(図5-5)。NaとKが検出されない領域に分布する粒子は、河口湖北方の御坂山地(安山岩類)からの石英粒子である。このように、堆積物中の個々の石英粒子の起源が明瞭に識別でき、黄砂量は、黄砂の分布領域にある粒子数の全石英粒子数に対する比率として求めた(図5-5)。

本法を河口湖ボーリングコア(興水ほか、1999)のうち、表層から10m(約9千年間)につき検討し(図5-6)、また上部20cm(過去約100年)(小林ほか、2000)については1cm(約4-6年)毎の高時間分解能での変動曲線を求めた(図5-7)。結局、我々の試みた黄砂寄与率の変動(図5-6b)は、従来多くの黄砂研究例において試みられてきた全石英粒子の濃度のそれ(図5-6a)とは、本質的に異なった。最近100年の黄砂フラックスは地質時代に比べて2-5倍増大し、近年の中国大陸での人為的な砂漠化の進行を反映した結果と考えて大きな矛盾はなさそうである。

## 5-5 富士山北麓における黄砂由来石英の粒子径

上述のように、その粒子の(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub>分布パターンから中国大陸の黄砂や砂漠土に酷似することから、黄砂起源と推定された富士山北麓の大気エアロゾル

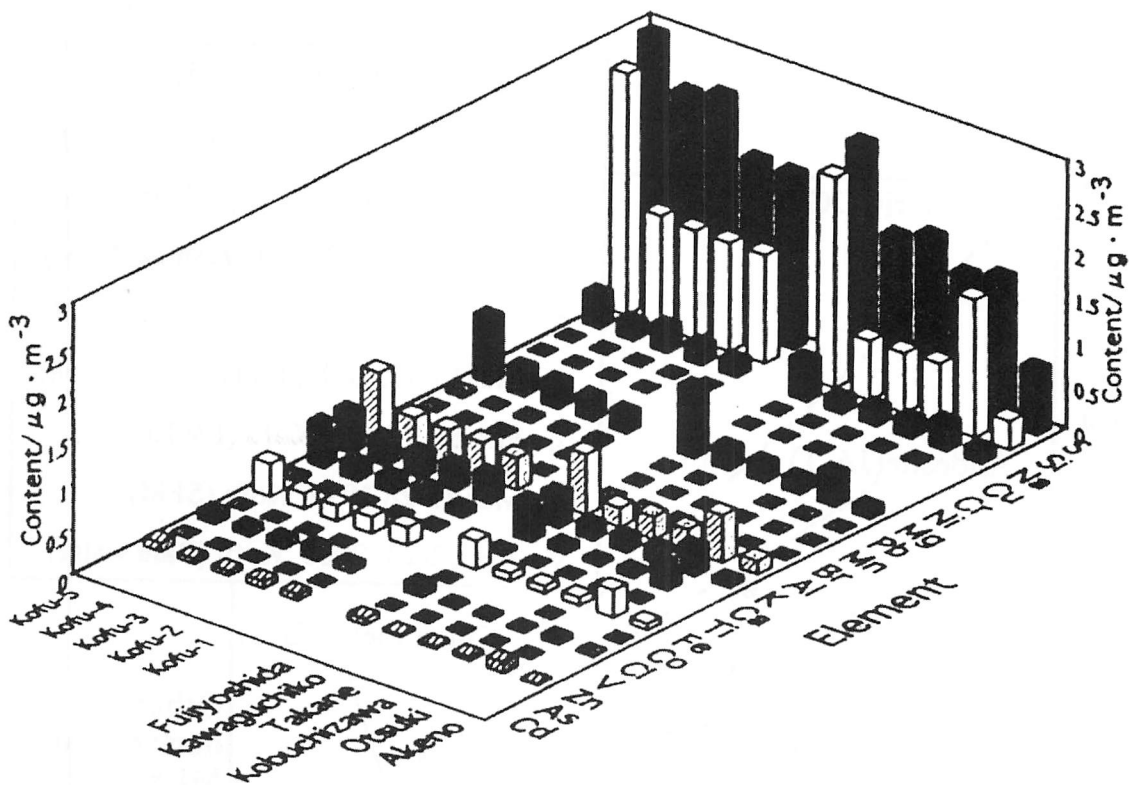


図 5 - 2 放射化分析および蛍光X線分析による大気エアロゾルの分析結果

中の石英粒子の粒子径を、電子顕微鏡において測定した。同時に採取された大気エアロゾル中には、その起源が黄砂でない石英も含まれており、これらについても同様にその粒子径を測定した。すなわち、黄砂飛来時の春季の富士山北麓におけるエアロゾル中につき、化学組成から  $\text{SiO}_2$  80%以上と判断された石英粒子を対象に、その粒子径とした。このような方法から得られたデータからは、中国大陆から飛来した粒子も、黄砂以外の日本列島からの石英粒子と判断されたものも、粒径分布に明瞭な違いはない(図 5 - 8)。一方、黄砂現象時には 3 ~ 10 ミクロンの粒子濃度が増大することが報告されている(例えば Nishikawa et al., 1991)。しかし、従来のいわゆる黄砂の粒子径については、粒子の個体識別がなされていない状況での議論である。そのため、従来の黄砂粒子径とされていたものは、黄砂以外の粒子も含めた平均的な粒子径として捉えられた可能性がある。今回我々が研究対象とした富士山北麓の黄砂粒子径の測定値は、日本列島全体を代表するものではない。しかし、本州中央部における黄砂粒子に関する情報としては重要と考える。特に、黄砂飛来時の大気エアロゾルにつき化学組成から個体識別をした上で、各々の粒子径を明らかにしたところ、黄砂起源の粒子もそれ以外のバックグラウンドの粒子も類似した粒子径分布を示すことから、粒子径のみで単純に黄砂を識別することは危険であることを示唆している。

今後、より広範の大気エアロゾル試料についてもこの分析法を適用し、黄砂識別における一般性を導き出したい。

## VI 有機化学分析

### VI-1 有機化学分析

#### 6-1 河口湖湖底表層堆積物の有機化学分析

##### 1) 目的

湖や内湾域等の底質堆積物中には、人間の生産活動に由来した種々の化学物質が砂や泥などの堆積物とともに堆積し、人間活動の自然環境への影響が記録されている。また、この堆積物中の化学物質について有機化学分析や地球化学的分析を行うことによって、人為的影響度を知ることができる。

自然環境に存在する多種多様な化学物質の内、多環芳香族炭化水素類 (Polycyclic Aromatic Hydrocarbons: 以下 PAHs と記す) にはベンゾ[a]ピレン等発ガン性を示すものや、発ガン促進作用を示すものがあり、多くの研究が報告されてきた。この PAHs は石炭や石油などの化石燃料の不完全燃焼等により生じ、大気、湖沼及び沿岸堆積物、土壤等に広く存在することが知られている。

湖底堆積物中に見出される PAHs の起源は、近年では



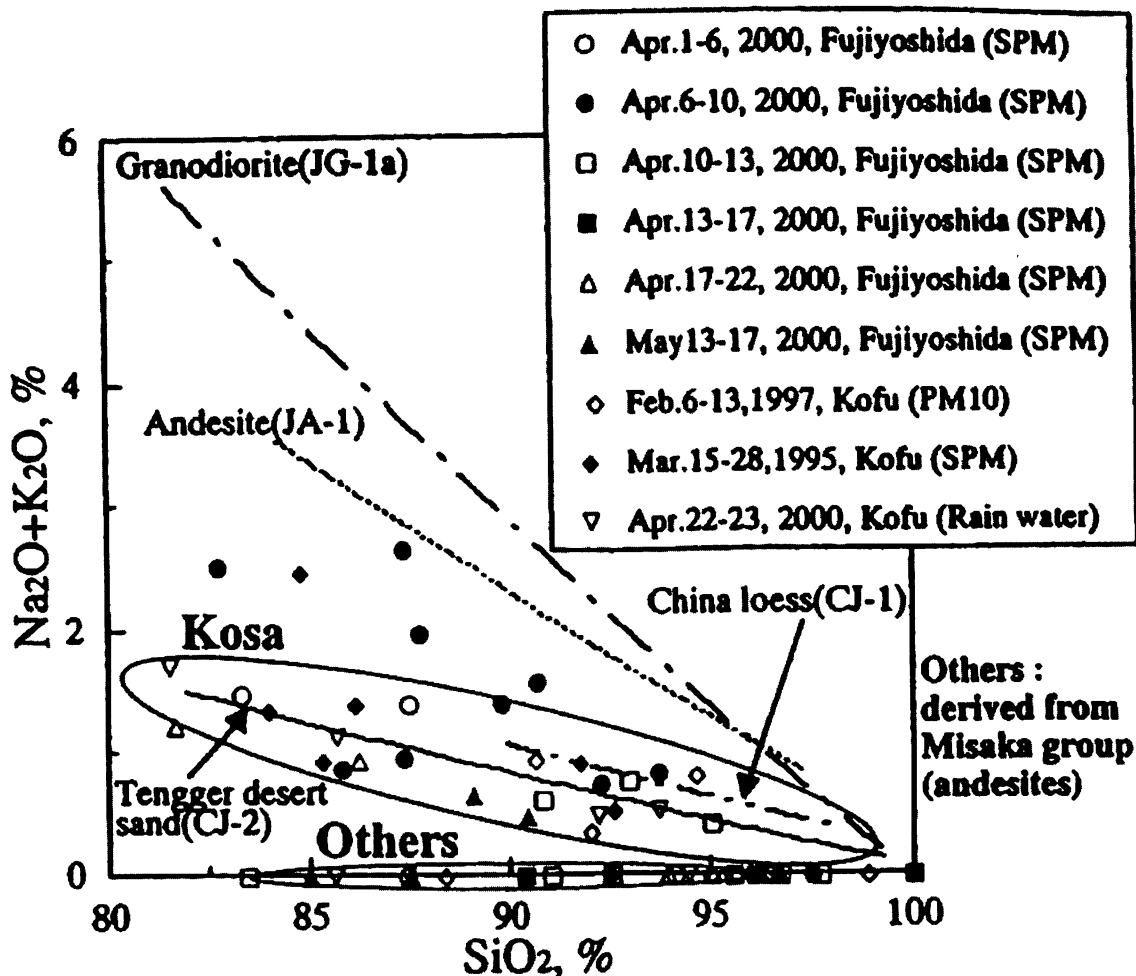


図 5 - 3 黄砂飛来時における富士山麓および甲府盆地から採取された大気エアロゾル中石英粒子の分析結果

最も寄与が高いと思われる自動車排出粒子等の大気粒子の沈降や、堆積物中の有機物の続成的変化、石油流出等の他、高等植物やバクテリアなどにおける生化学的過程も、PAHsの生成起源と考えられている。これらPAHsの時代をおった変化を測定することにより、その湖の歴史の変遷と環境汚染との関連を把握することが可能となる。

そこで本研究では、富士山麓北部に位置する河口湖の東部及び西部の各1地点において採取した底質試料につき、PAHsの鉛直分布を測定し、過去の環境汚染状況を復元することを目的とした。

## 2) 試料

試料は2000年8月に河口湖の東部(E)及び西部(W)の各1ヶ所から佐竹式コアサンプラー(離合社、採泥管内径5.4cm)により採取した。採取場所を図6-1に示した。採取した試料は直ちに4℃の冷暗所に保存した。使用の際は常温で48時間風乾し、1cmごとにスライスした。

## 3) 実験方法

### 1) PAHs分析

1cmごとにスライスした試料約1.5gについてジクロロメタン・n-ヘキサン(9:1、v/v)混合溶媒100mlを用い、ソックスレー抽出(12時間)を行った。ロータリーエバポレータにより約2mlに濃縮後、0.45μmフィルター(Acrodisc)によりろ過し、窒素ガス吹きつけにより乾固した後、アセトニトリル1mlに溶解し、蛍光検出/HPLC法(Shimadzu LC-10system、分析カラム: Wakosil-PAHs)により測定した。標準物質は関東化学(株)製PAH溶液を使用し検量線を作成した。測定対象物質は、フェナントレン(Ph)、フルオランテン(Fl)、ピレン(Py)、クリセン、ベンゾ[b]フルオランテン(B[b]F)、ベンゾ[a]ピレン(B[a]P)、ベンゾ[ghi]ペリレン(B[ghi]P)など14成分を分析した。

またジクロロメタン及びn-ヘキサンは残留農薬分析用を、アセトニトリル及びメタノールはHPLC分析用(いずれも和光純薬社製)を用いた。

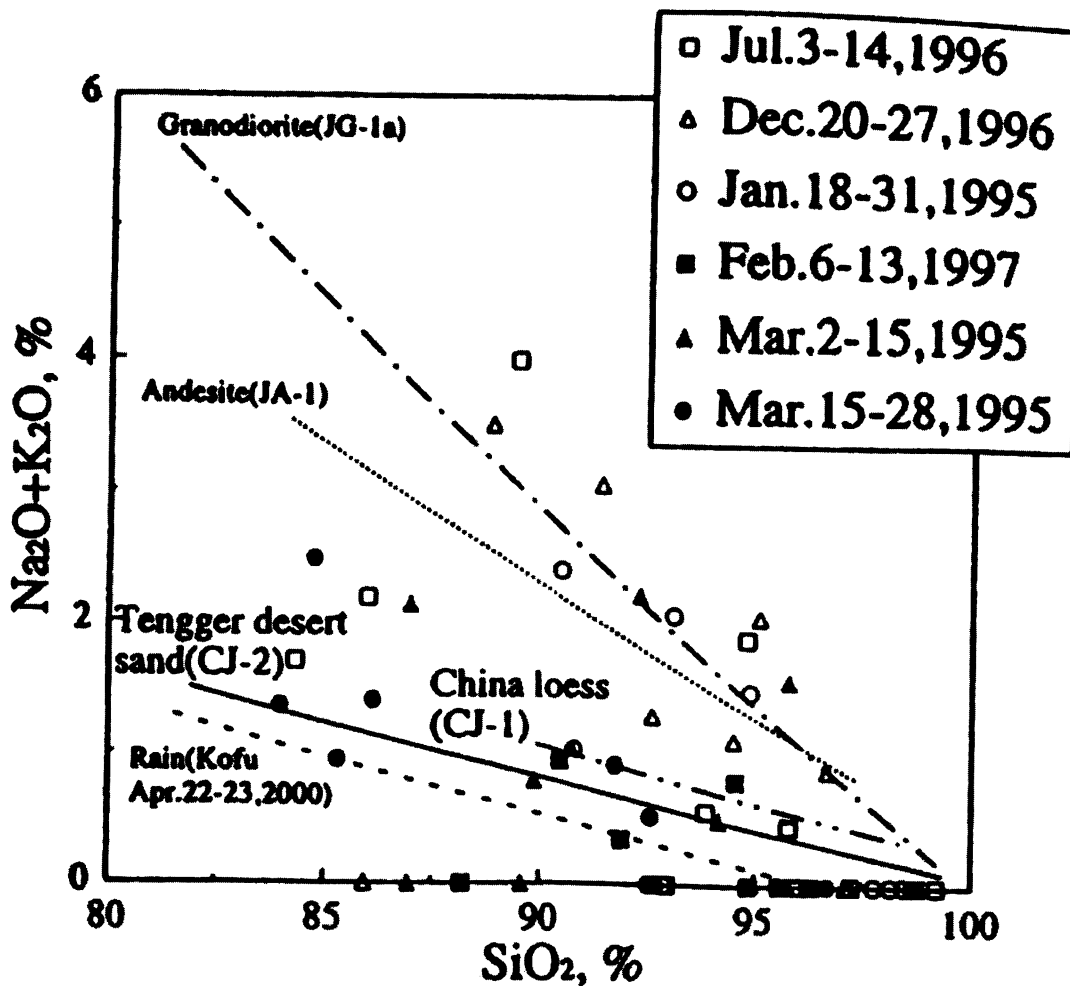


図 5 - 4 1 年間を通した甲府盆地で採取された大気エアロゾル中の石英粒子の分析結果

2) 強熱減量 (Loss on ignition ; LOI) と主成分元素の蛍光X線分析

スライスした試料を風乾後、各 1 g を白金るつぽにとり、110℃で 3 時間乾燥後、1000℃で 6 時間強熱して、重量減少から LOI (%) を求めた。この強熱試料 0.4g に四ホウ酸リチム 4 g を加え、白金るつぽ中で 1200℃で溶融し、ガラスビードを作製した。蛍光 X 線分析は理学電気製 RIX3100 を使用し、Rh 管球を 50 k V、50mA で励起して主成分元素 (10 元素) を定量した。

## 6 - 2 分析結果

### 1) 蛍光X線分析と強熱減量

東部堆積物 (E) の蛍光 X 線分析結果を表 6 - 1 に示した。試料名 E-1 等はそれぞれの深度 (cm) に対応し、参考に琵琶湖 (JLK-1)、バイカル湖 (BIL-1) の湖底堆積物標準試料と地殻の平均値を示した。なお、LOI と主成分元素の合計を 100% として再計算した。

主成分元素組成では  $\text{SiO}_2$  が 47.0%~48.7%、T-FeO は

11.0~11.9% であった。また、 $\text{K}_2\text{O}$  は 0.56~0.64%、 $\text{Na}_2\text{O}$  は 0.78~0.88% と低く、 $\text{P}_2\text{O}_5$  は 0.38%~0.42% と高い。LOI は 15.6~18.7% であり、深度が浅くなるにつれて高い値を示した。

### 2) 堆積物における PAHs の鉛直分布

堆積物表層から 1 cm ごとに 14 種類の PAHs を分析し、東部及び西部の B [a] P などの鉛直分布を図 6 - 2 にそれぞれ示した。

14 種類の PAHs 濃度合計 (以下 T-PAHs) には大きな違いが認められた。東部の T-PAHs 濃度は、表層部分では約 0.8  $\mu\text{g/g}$  であるが 8 cm 付近から増加し、9~10 cm では約 1.9  $\mu\text{g/g}$  となり 2 倍もの濃度が認められた。個々の物質を比較すると、いずれの深度においても、Ph、Fl、Py、B[ghi]P が T-PAHs に対して各々約 10% の含有率を占めていた。しかし、B[b]F は 9~10 cm で約 20% もの含有量があり、他の深度の試料と組成が異なっていた。

一方、西部のコアは東部のコアに比較し T-PAHs 濃度が全体に低く、表層部では東部の 9 割程度の含有量で

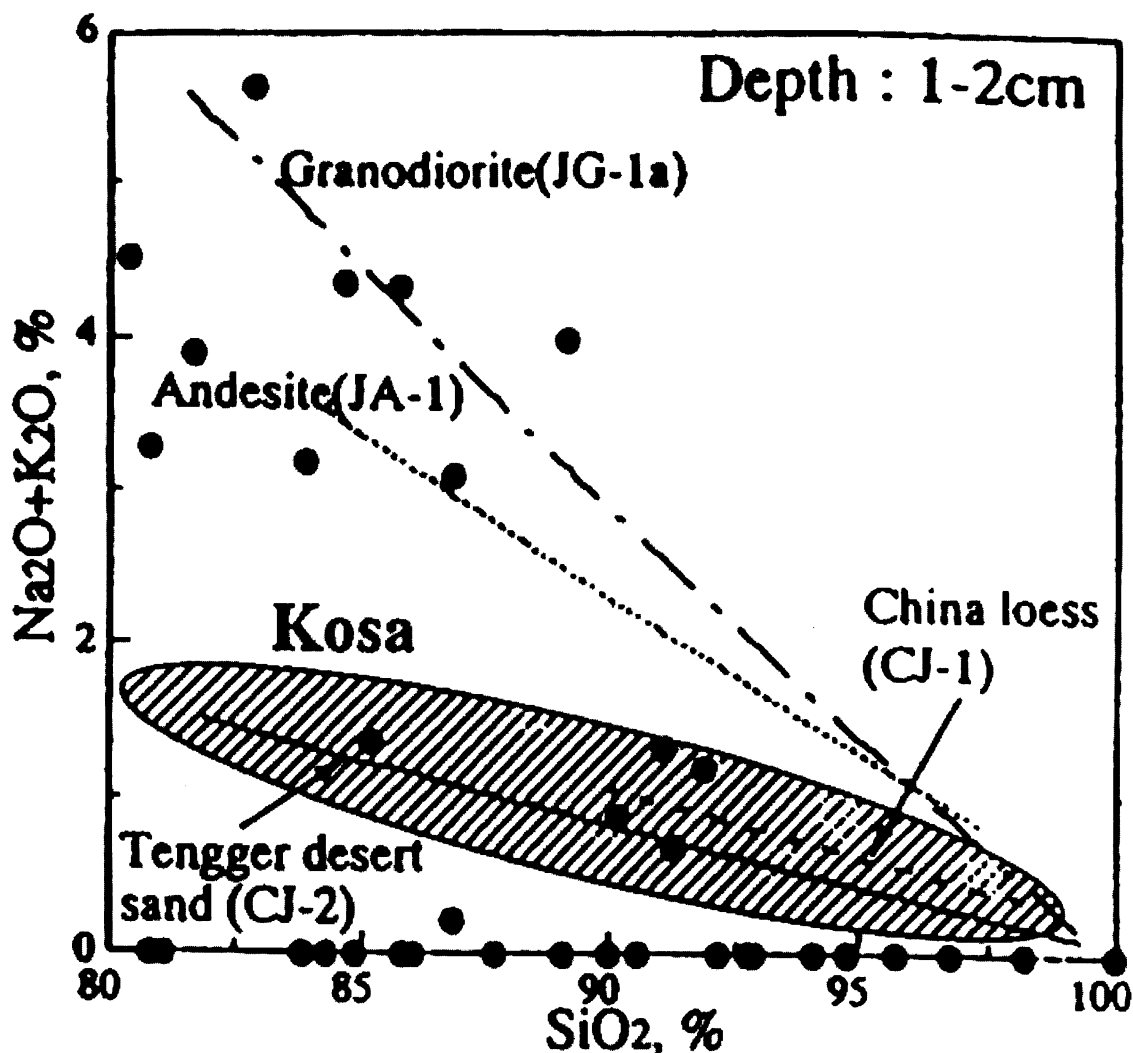


図 5-5 河口湖のボーリングコア中の英石粒子の分析結果

あった。また、7～9 cmではT-PAHs濃度の低下が認められ、東部のサンプルとは大きな違いがあった。また、1 cmと10 cmでの含有量に東部のコアのような大きい違いは認められなかった。各PAHsでは東部のサンプルと同様にPh、Fl、Py、B[b]F、B[ghi]Pの含有量が各々約10%を超えていた。

### 6-3 河口湖湖底表層堆積物の地球化学的考察

河口湖湖底堆積物については近年ボーリングが実施され、地質及び堆積年代等が検討されている（興水ほか、1999；内山・興水、2000）。その結果、深度7 m以深については堆積速度が概ね一様であり、層厚1 cmの堆積が約10年とも見積もられている。本研究で用いた試料の含水率を深度7 m以深の堆積物と比較検討したところ、河口湖湖底表層堆積物の約1 cmの試料が形成されるのに4

～6年を要することが推定される。このことにより、東部コア深度9 cmの堆積年代は1940～1960年代と推定される。表6-1に示したLOIは琵琶湖やバイカル湖と比較すると1.5～2倍近く、顕著に高い値を示した。その大部分が全有機質炭素と元素炭素であり、これに少量の硫酸塩等が含まれると考えられるが、河口湖の周辺の地質を考慮すると、石膏等を含む岩石に由来する硫酸塩の寄与は低いものと思われる。また、LOIが、深度が浅くなるにつれて高くなり、特に深度6 cm以浅では高い値を示す。この堆積年代は先の仮定を用いると1970～1980年代と推定され、河口湖周辺の開発が顕著に進んだ年代と符合することから、後背地からの堆積物の供給の増加や富栄養化による生物活動の増加との関係が示唆される。

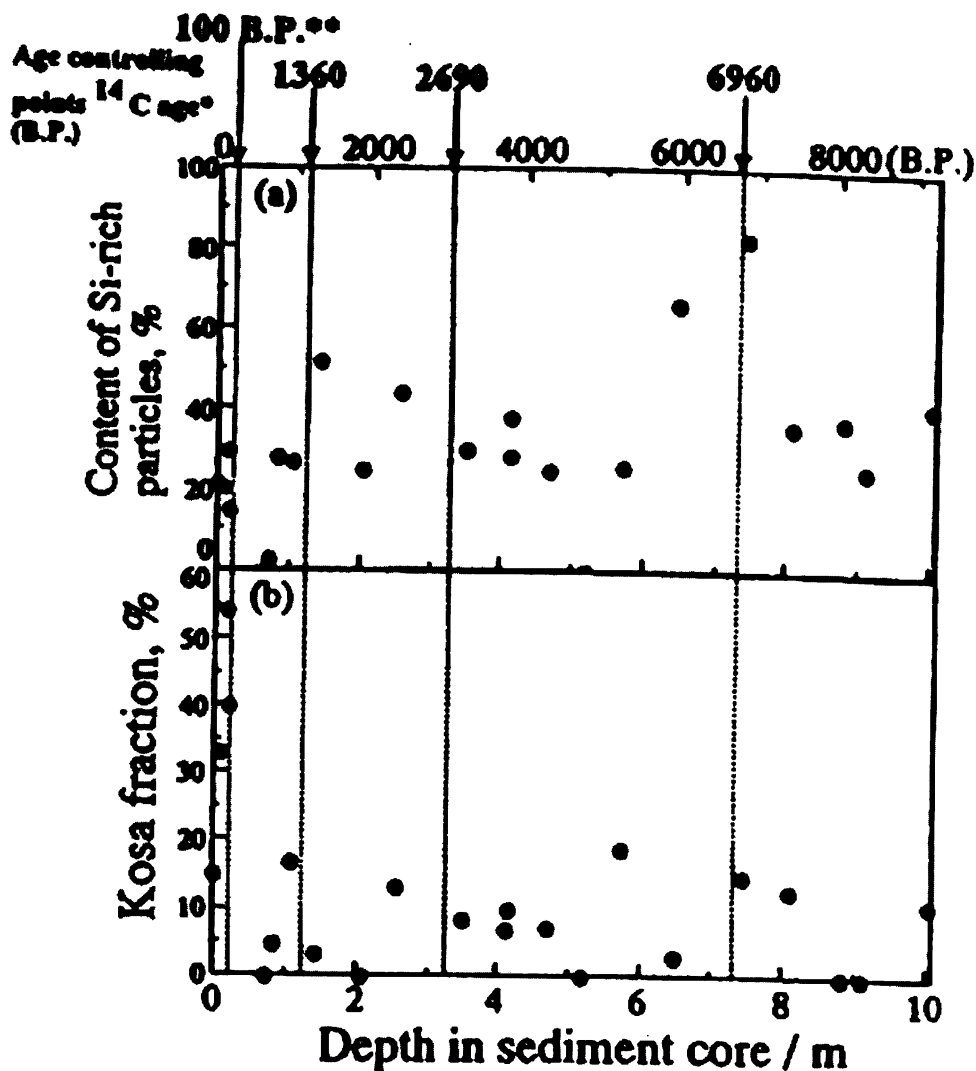


図 5-6 河口湖のボーリングコア中の英石粒子の変動 (a) と黄砂粒子割合の変動 (b)

#### 6-4 河口湖湖底堆積物におけるPAHsの起源

分析対象としたPAHsは主として石炭や石油等の化石燃料、モーターオイル、化石燃料の不完全燃焼等によって発生し、一般に揮発性が著しく低いため、元素状炭素等の大気中微粒子に吸着した形で存在することが知られている。

PAHsの組成から汚染源を推定した半田・大田 (1983) の報告によれば、石炭ストーブから大気中に放出される粒子中のPAHにはPyやFl、B[a]Pなどが多く含まれることが指摘されている。またSawaki et al. (1962) によれば、B[a]PとB[ghi]Pの濃度比が0.6程度である場合、石油等の液体燃料の燃焼に由来することが指摘されている。これらの報告に基づきサンプリングコア中のPAHs起源を推定すると、西部、東部のコアともPy、Fl、B[a]Pの組成比が高く、B[a]PとB[ghi]Pの濃度比は約0.6

であり、液体燃焼によるPAHと考えることができる。また、東部 9 ~ 10cmで認められたT-PAHsに対する組成比の大きいB[b]Fは、石炭などの燃焼により増加したものと推定される。

この深度の堆積年代が1960年代と推定されることから、エネルギー政策の転換による石炭から石油への転換が急速に進められたことを反映していると考えられる。また、7 cm以浅でPHAs濃度が低いのは、1967年代及び1968年に施行された規制措置（公害対策基本法、大気汚染防止法）に伴いPAHs濃度が減少したのと考えられる。1970年頃を境としてPAHs濃度の減少は、富田 (1976) や松下ほか (1974) も指摘している。その後T-PAHs濃度と各成分組成割合はほぼ一定であり、このことは、大気汚染状況がそれほど改善されず横ばい状態であることを反映していると思われる。

また、東部と西部のT-PAHs濃度の違いは、両地域周辺の開発状況が異なることを反映していると考えられる。すなわち、河口湖東部湖岸は観光開発が進んでいることに比べ、西部地域は基盤の山地に囲まれており、自然環境が多く残されている。結局、河口湖湖底表層堆積物の有機化学及び地球化学分析の結果から、湖底堆積物中には過去40～60年間の人間活動による自然環境への影響が記録されていることが判明した。以上をまとめると次のようになる。

①堆積物中のPAHs濃度変化から、1970年頃を境とし

てPAHs濃度の減少が認められ、規制措置にともなう減少と捉えることができた。

②PAHsの起源や組成は石油等の化石燃料由来であることを明らかにした。

③1940～1960年代にかけての石炭から石油へエネルギー転換の影響が、T-PAHsに対するB[b]Fの組成比として堆積物中にも記録されていることを明らかにした。

④東部と西部のT-PAHs濃度の違いは、開発の程度と交通量を反映していることが明らかになった。

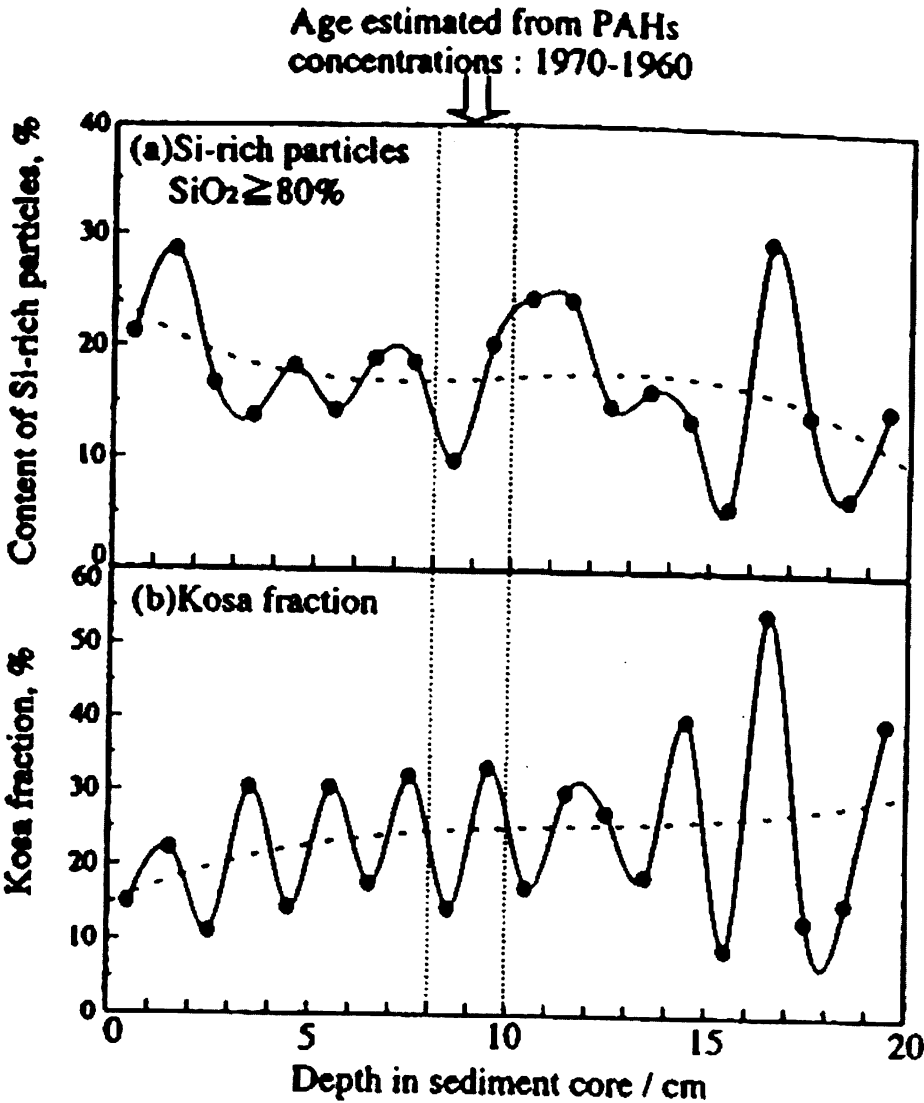


図 5 - 7 過去100年間における河口湖の黄砂粒子の飛来の変動



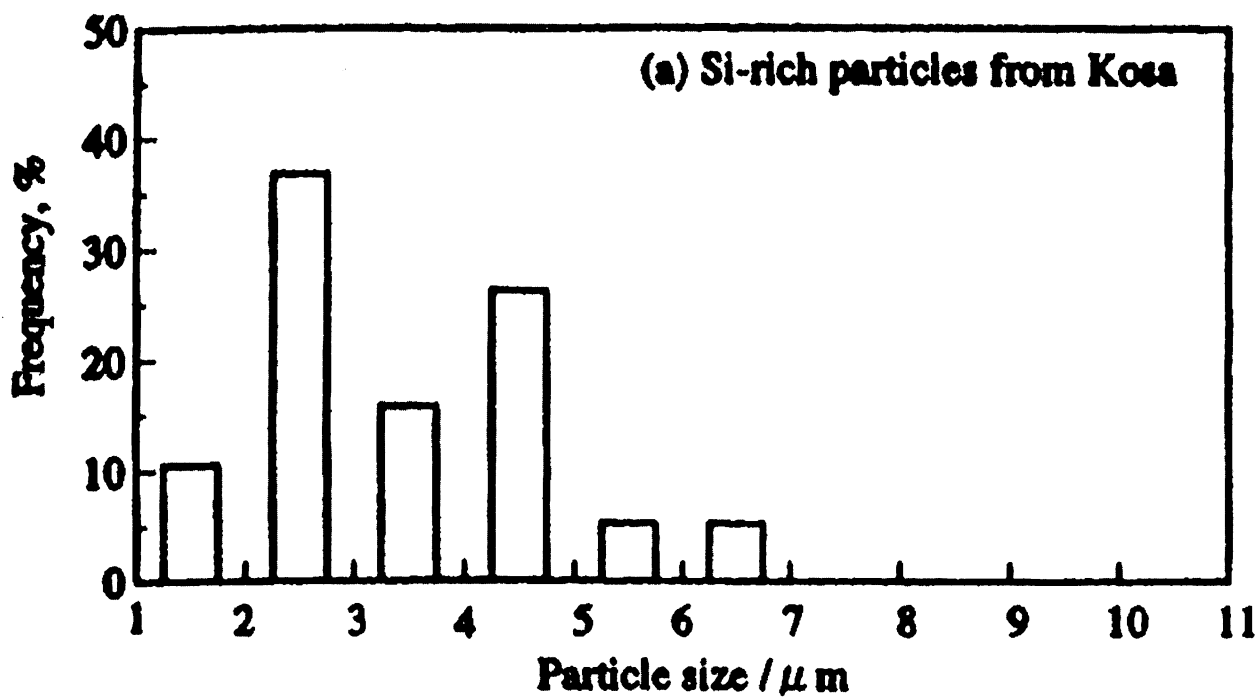


図 5 - 8 (a) 黄砂起源の石英粒子径分布

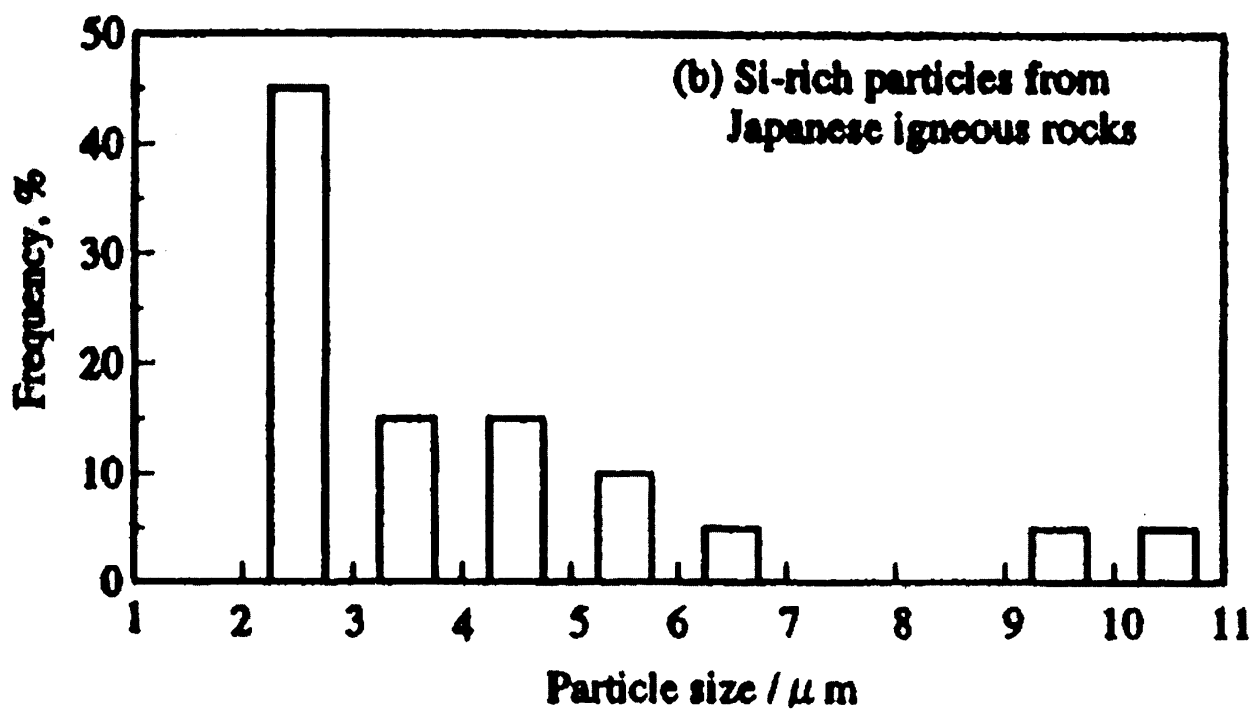


図 5 - 8 (b) 非黄砂起源の石英粒子径分布

表 6 - 1 河口湖東部表層堆積物の蛍光X線分析結果一覧表

Composition(%)	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	Lake Biwa JLk-1*	Lake Baikal BIL-1*	Earth crust*
SiO <sub>2</sub>	47.87	47.97	47.35	46.98	47.29	47.20	47.07	47.81	48.02	48.70	58.75	60.96	59.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	15.92	16.45	16.87	17.00	18.35	17.46	17.14	16.68	16.83	16.55	13.22	15.36
T-FeO	11.20	10.95	11.51	11.36	11.84	11.90	11.68	11.48	11.43	11.61	6.68	6.44	7.14
K <sub>2</sub> O	0.56	0.56	0.56	0.57	0.58	0.64	0.63	0.61	0.61	0.62	2.63	2.42	3.12
Na <sub>2</sub> O	0.78	0.80	0.81	0.80	0.83	0.88	0.87	0.85	0.84	0.86	1.04	2.21	3.81
MgO	2.04	2.02	2.06	2.08	2.12	2.17	2.06	2.13	2.10	2.08	1.66	1.88	3.46
CaO	2.38	2.35	2.46	2.50	2.50	2.50	2.45	2.47	2.47	2.48	0.67	1.64	5.08
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.94	0.98	0.99	0.99	1.04	0.98	0.99	0.96	0.96	0.67	1.63	0.73
MnO	0.32	0.33	0.32	0.28	0.30	0.28	0.24	0.25	0.24	0.22	0.25	0.39	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.406	0.396	0.406	0.409	0.425	0.405	0.394	0.408	0.398	0.380	0.17	0.33	0.24
LOI <sup>a)</sup>	18.46	18.67	17.96	17.99	17.03	15.58	16.86	16.62	16.49	16.05	10.20	8.34	0.19
Total	100.91	100.91	100.86	100.82	100.90	100.94	100.69	100.75	100.22	100.79	99.26	98.48	98.67

a) Loss on ignition \*Wei et al.(1999)

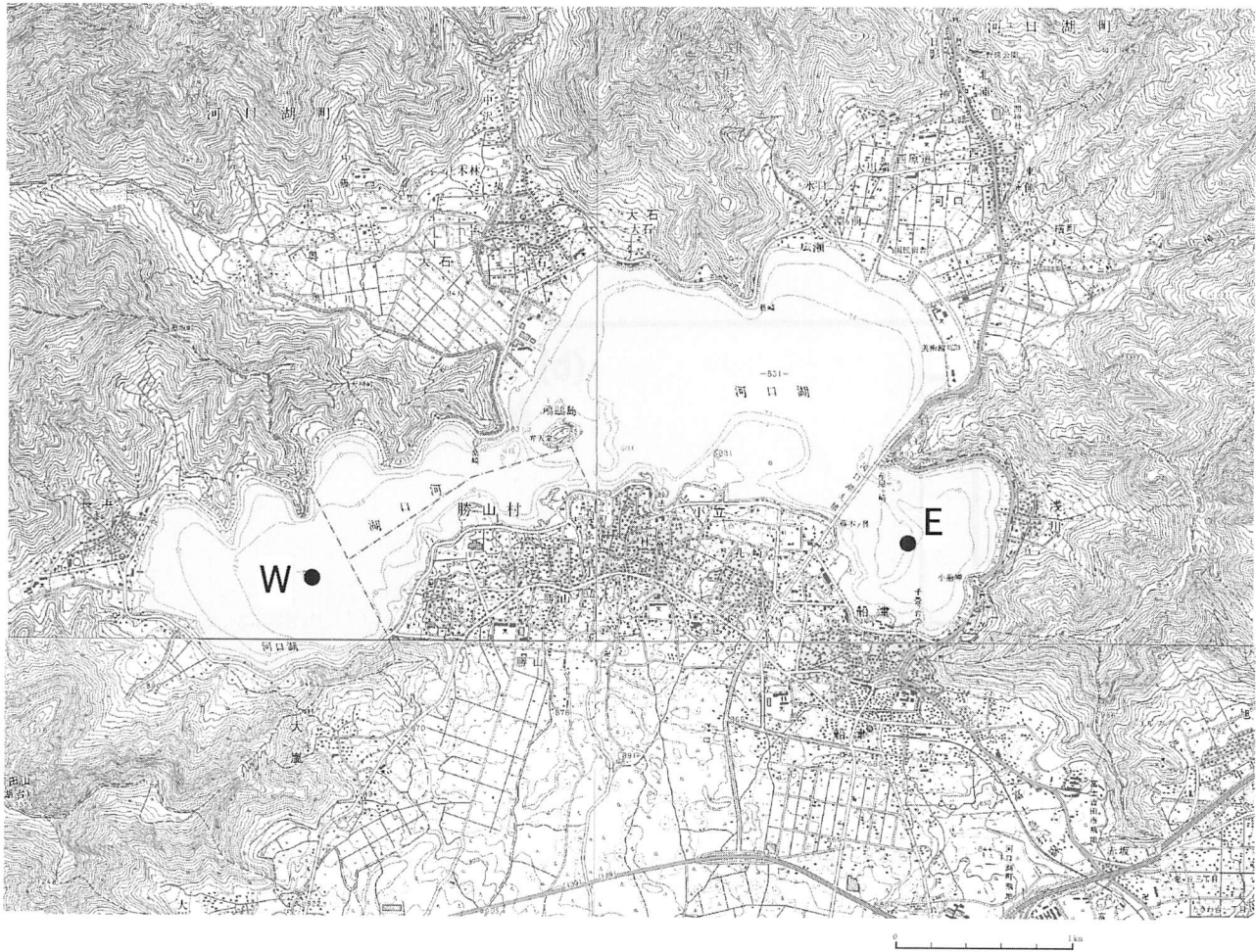


図 6 - 1 有機分析試料採取位置図

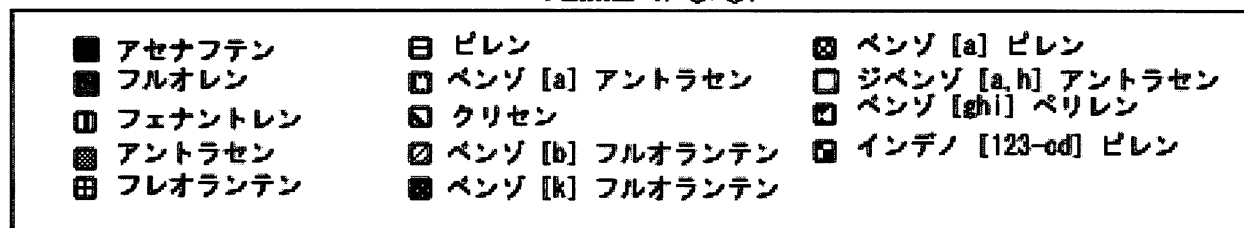
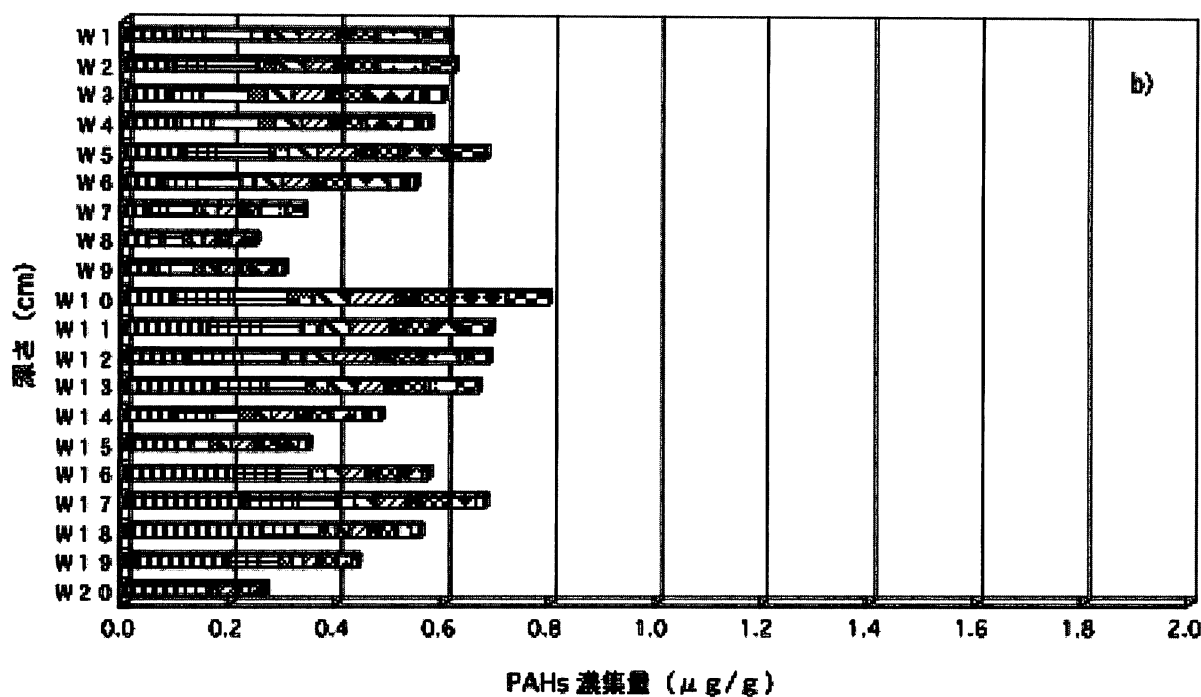
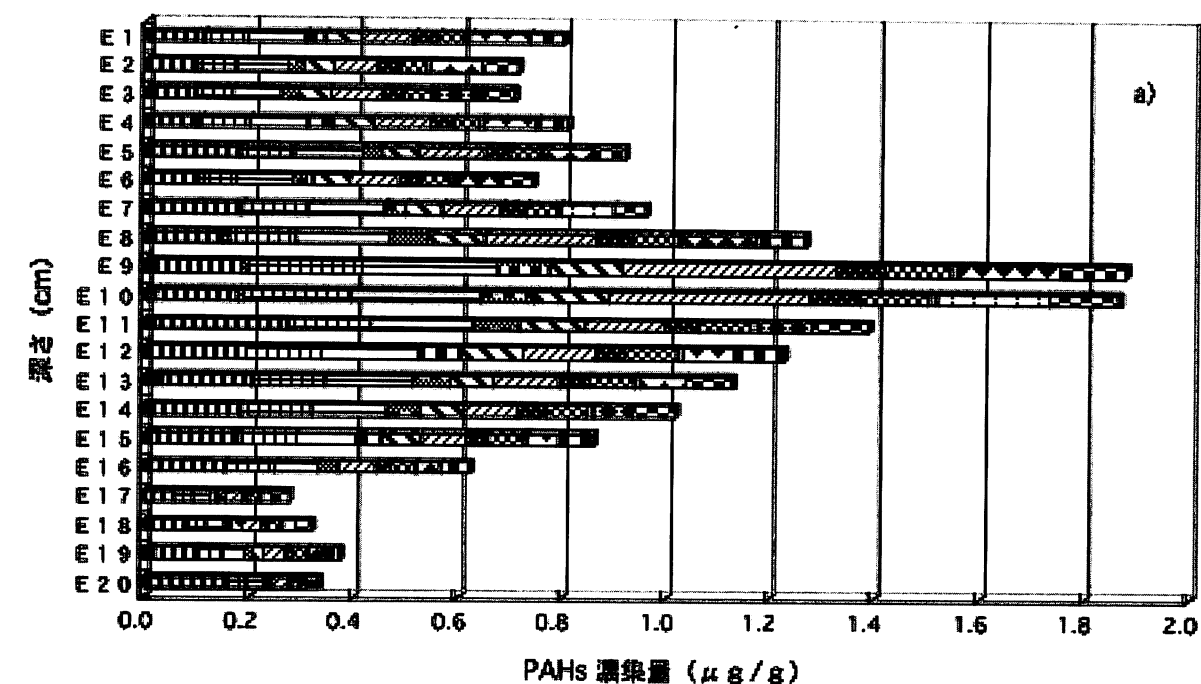


図 6-2 河口湖表層湖底堆積物中のPAHs濃度の鉛直分布  
a) 河口湖東側 b) 河口湖西側

## 研究資料

### A) 口頭発表

小林浩, 奥水達司, 深沢龍, 京谷智裕, 内山高, 岩附正明 (2000) 河口湖湖底表層堆積物の有機化学分析. 第10回環境地質学シンポジウム, 東京.

奥水達司 (1997) 富士山麓の地質と水環境の成り立ち. 平成9年度山梨大学公開講座, 富士吉田.

奥水達司 (1998) くり返す地球の温暖化現象—地球温暖化と富士山周辺の気温変化. 富士山セミナー, 富士山.

奥水達司 (2002) 富士五湖の湖底ボーリングデータからさぐる富士火山. 第7回リモートセンシング部会研究会, 富士吉田市.

奥水達司, 柴田知之, 門西恵, 中村文紀, 中川博, 保坂邦之 (1998) 富士五湖湖底の音波探査および磁気探査. 日本地質学会第105年学術大会, 松本.

奥水達司, 小林浩 (1999) 富士山麓及び甲府盆地における地下水・湧水中のバナジウムおよびリン濃度とその地質学的背景. 第8回環境地質学シンポジウム, 東京.

奥水達司, 内山高, 長島美音, 柴田知之, 吉澤一家, 河西学, 青砥澄夫 (1999) 河口湖湖底ボーリングコアの層序および年代. 日本地質学会第106回年会, 名古屋.

奥水達司・京谷智裕・岩附正明・戸村健児 (2001) 富士山北麓で採取された大気エアロゾル粒子化学特性と湖底堆積物中の黄砂への適用. 第11回環境地質学シンポジウム, 東京.

奥水達司・内山高・吉澤一家・山本玄珠 (2001) 富士山麓本栖湖畔のボーリングコアの層序. 日本地質学会第108年学術大会, 金沢.

奥水達司・内山高 (2003) 富士山北麓のボーリングコアの層序および湖の環境変遷史. 地球惑星科学関連学会2003年合同大会, 千葉.

奥水達司, 内山高, 京谷智裕 (2002) 富士五湖湖底ボーリングコアに認められる富士山火山活動. 地球惑星科学関連学会2002年合同大会, 東京.

奥水達司, 内山高, 京谷智裕, 山本玄珠 (2002) 富士五湖湖底ボーリングコアの層序およびコア中の富士火山噴出物の化学組成. 日本地質学会第109年学術大会, 新潟.

奥水達司, 京谷智裕, 大越秀明, 内山高, 岩附正明 (2002) 富士山麓に認められている黄砂粒子の識別とその特性. 第12回環境地質学シンポジウム, 東京.

京谷智裕, 奥水達司 (2000) 春季の富士北麓及び甲府市における降水中溶存成分の化学特性. 日本地球化学会第47回年会, 山形.

京谷智裕, 奥水達司 (2000) SEM・EDXによる大気浮遊粒子状物質及び雨水中黄砂粒子の分析. 第4回分析化学東京シンポジウム・2000機器分析東京討論会, 幕張.

京谷智裕, 奥水達司 (2000) 石英中の不純物組成による黄砂粒子の識別. 環境科学会2000年会, 浦安.

京谷智裕, 奥水達司 (2000) 石英中の不純物組成による大気浮遊粒子状物質及び降水中黄砂粒子の識別. 日本地球化学会第47回年会, 山形.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) 富士五湖湖底堆積物の石英粒子の起源と黄砂の寄与. 日本化学学会第79春季年会, 神戸.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) EPMAによる富士五湖湖底堆積物中黄砂粒子の定量的識別. 地球惑星科学関連学会2001年合同大会, 東京.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) 富士山麓における黄砂エアロゾル観測の意義. 第10回環境化学討論会, 愛媛.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) 河口湖湖底堆積物中の個々の石英粒子のアルカリ元素組成から見た黄砂フラックスの変動. 日本地質学会第108年学術大会, 金沢.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) 河口湖湖底堆積物を用いた黄砂フラックス変動の高時間分解能解析. 日本地球化学会第48回年会, 東京.

京谷智裕, 奥水達司 (2002) 蛍光X線分析法による湖底堆積物中炭素の簡易定量法. 日本化学会第81春季年会, 東京.

Kyotani, T. and Koshimizu, S., (2001) Quantification of Asian Dust-Storm Particles (Kosa) in Lake Kawaguchi at the Foot of Mt. Fuji, Central Japan by SEM-EDX and Its Application to Paleo-Climate Analysis. IUPAC International Congress on Analytical Sciences 2001, Tokyo.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) SEM-EDXによる富士五湖湖底堆積物中黄砂粒子の定量的識別と気候変動解析. 第62回分析化学討論会, 松本.

京谷智裕, 奥水達司 (2001) SEM-EDXによる湖底堆積物中黄砂粒子の定量的識別法. 第10回環境化学討論会, 愛媛.

京谷智裕, 奥水達司 (2002) 富士五湖湖底堆積物中の最近1年間の黄砂フラックスとオリビン化学組成変化. 日本地質学会第109年学術大会, 新潟.

京谷智裕, 奥水達司 (2002) 富士五湖湖底堆積物中の個々のオリビン微粒子のMg/Fe比から見た新富士火山. 地球惑星科学関連学会2002年合同大会, 東京.

萩原成騎, 福島嘉洋, 奥水達司 (2000) 山中湖表層堆積物中の有機汚染物質の挙動. 第12回環境地質学シンポジウム, 東京.

内山高, 奥水達司 (2000) 富士五湖河口湖湖底ボーリングの火山灰層序と編年. 日本地質学会第107年学術大会, 松江.

内山高, 奥水達司 (2001) 富士五湖本栖湖・河口湖・山中湖ボーリングコアの岩相とテフラ層序. 日本地質学会第108年学術大会, 金沢.

内山高, 興水達司 (2001) 富士五湖本栖湖・河口湖・山中湖ボーリングコアの岩相. 地学団体研究会第55回総会, 山形.

内山高, 興水達司 (2001) 富士五湖山中湖ボーリングコアの岩相とテフラ層序. 2001年日本第四紀学会大会, 鹿児島.

内山高, 興水達司, 渡辺正巳 (2002) 富士五湖本栖湖・河口湖・山中湖ボーリングコアのテフラ層序と花粉分析. 日本地質学会第109年学術大会, 新潟.

内山高, 興水達司, 渡辺正巳 (2002) 富士五湖山中湖ボーリングコアのテフラ層序と花粉分析. 2002年日本第四紀学会大会, 松本.

吉澤一家, 興水達司 (2001) 河口湖湖底ボーリングコア中の珪藻群集. 日本珪藻学会第22回大会, 長野.

吉澤一家, 興水達司, 内山高 (2002) 本栖湖湖底ボーリングコア試料中の珪藻群集. 日本珪藻学会第23回大会, 京都.

Yoshizawa, K., Koshimizu, S. and Uchiyama, T. (2002) Environmental Change Based on Diatom Assemblages from Lake Yamanakako at the northern foot of Mt. Fuji, Central Japan. The 11th International Symposium on River and Lake Environment, Suwa.

## B) 誌上発表

Iwatsuki, M., Kyotani, T. and Koshimizu, S. (1997) A simple preparation method of thin-layer standard samples with activated carbon for the multi-element determination of airborne particulate matter by X-ray spectrometry. *Analytical Sciences*, 13, 807-813.

Kobayashi, H. and Koshimizu, S. (1998) Geochemical behavior of Phosphorus in the Underground Waters and Springs at the foot of Mt. Fuji and in the Kofu basin, central Japan. *Proceedings of International Symposium on Groundwater in Environmental Problems*, 73-78.

小林浩, 興水達司 (1999) 富士山麓及び甲府盆地周辺に位置する地下水及び湧水中のリン起源. 日本地下水学会誌, 41, 177-191.

小林浩, 興水達司 (1999) 山梨県内の主要河川におけるリンの起源と挙動. 第9回環境地質学シンポジウム論文集, 297-302.

小林浩, 興水達司 (1999) 山梨県の地下水・湧水・河川水のリン濃度. 山梨県衛生公害研究所年報, 42, 69-73.

小林浩, 興水達司 (1999) 山梨県の地下水・湧水・河川水等のバナジウム起源—ミネラルウォーター等のバナジウム含有量からの考察—. 山梨県衛生公害研究所年報, 42, 81-85.

小林浩, 興水達司 (2002) 富士山麓及び甲府盆地におけ

る地下水・湧水中の微量元素の起源. *Proceedings of the 12th Symposium on Geo-Environmental and Geo-Technics and International Symposium for Geological Environment*, 149-152.

小林浩, 興水達司, 深澤龍, 京谷智裕, 内山高, 岩附正明 (2000) 河口湖湖底表層堆積物の有機化学分析. *Proceedings of the 10th Symposium on Geo-Environments and Geo-Technics*, 217-222.

小林浩, 大沼正行, 興水達司 (2000) 山梨県内の地下水及び湧水中のリン及びバナジウム濃度. 山梨県衛生公害研究所年報, 43, 5-8.

興水達司 (1998) くり返す地球の温暖化現象—地球温暖化と富士山周辺の気温変化—. 月刊地球環境, 12月号, 98-101.

興水達司 (2000) 富士山周辺の高バナジウム水. 山梨地学, 42, 23-26.

興水達司 (2001) 湖底から探る富士山と富士五湖の私たち. 山梨県環境科学研究所富士山シンポジウム2001報告書, 25-29.

興水達司 (2002) 富士山の生いたちを探る. 日本遺産第6号 (富士山), 朝日新聞社, 8-11.

興水達司 (2002) 富士山の地下水の特徴. 富士山講演会「水の山富士山を語る」報告書 (ふじさんネットワーク), 14-19.

興水達司 (2002) 富士山や富士五湖に記録されている地球の仕組み. 高等学校の総合的な学習時間に向けての調査・研究委員会 (国立中央青年の家), 15-18.

興水達司 (2002) 富士山麓の地下水・湧水の特性. 富士山の地下水の現状と今後の問題講演論文集, 7-15.

興水達司, 小林浩 (1999) 富士山麓および甲府盆地における地下水・湧水中のバナジウムおよびリン濃度とその地質学的背景. 第9回環境地質学シンポジウム論文集, 291-296.

興水達司, 小林浩 (2000) 富士山北麓地域の地下水・湧水中の微量元素の挙動. *Proceedings of the 10th Symposium on Geo-Environments and Geo-Technics*, 217-228.

興水達司, 京谷智裕 (2002) バナジウム濃度を指標とした富士川及び相模川水系河川水中多元素の地球化学的挙動. 陸水学雑誌, 63, 113-124.

興水達司, 京谷智裕, 岩附正明, 戸村健児 (2001) 富士山北麓で採取された大気エアロゾルの粒子化学特性と湖底堆積物中の黄砂への適用. *Proceedings of the 11th Symposium on Geo-Environments and Geo-Technics*, 297-302.

興水達司, 京谷智裕, 大越秀明, 内山高, 岩附正明 (2002) 富士山麓に認められる黄砂粒子の識別とその特性. *Proceedings of the 12th Symposium on Geo-Environmental and Geo-Technics and International*

- Symposium for Geological Environment , 463-466.
- 興水達司, 酒井陽一, 戸村健児, 大下一政 (1998) 地球環境変化の健康への影響ー地球科学よりー. 地球環境, 2, 215-220.
- Koshimizu, S. and Tomura, K. (2000) Geochemical behavior of trace Vanadium in the Spring, Groundwater and lake water at the foot of Mt.Fuji, central Japan. In Sato, K. and Iwasa, Y. (eds.) Groundwater Updates, 171-176. Springer, Tokyo.
- 興水達司, 内山高 (2002) 富士山の火山防災ー山梨県環境科学研究所の試みー, 第四紀, 34, 9-18.
- 京谷智裕, 興水達司 (2001) 富士山北麓における降水中硫酸イオンの起源. Proceedings of the 11th Symposium on Geo-Environments and Geo-Technics, 303-308.
- Kyotani, T. and Koshimizu, S. (2001) Identification of Individual derived Si-rich Particles from Kosa Aerosol by the Alkali Elemental Composition. Bulletin of the Chemical Society of Japan, 74, 723-729.
- Kyotani, T. and Koshimizu, S. (2001) Quantification of Asian Dust-Storm Particles (Kosa) in Lake Kawaguchi at the Foot of Mt. Fuji, Central Japan by SEM-EDX and Its Application to Paleo-Climate Analysis, Analytical Sciences, 17 (Supplement), i1593-i1596.
- 京谷智裕, 興水達司 (2002) 蛍光X線分析法による湖底堆積物中炭素の簡易定量法. 分析化学, 51, 155-162.
- Sakai, Y., Ohshita, K., Koshimizu, S. and Tomura, K. (1997) Chemical study of trace vanadium in water by preconcentrational neutron activation analysis. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 216, 203-212.
- Sakai, Y., Tomura, K., Ohshita, K. and Koshimizu, S. (1997) Determination of trace copper in water samples by neutron activation analysis using preconcentration on activated carbon powder. Journal of Radioanalytical Nuclear Chemistry, 230, 261-263.
- 内山高 (2002) 長期的火山活動史からみた火山ハザードマップについて. 第四紀, 34, 1-8.
- 山本玄珠, 篠ヶ瀬卓二, 興水達司, 北垣俊明 (2002) 富士山南西麓の古富士火山溶岩について. 地球科学, 56, 191 - 196.



R-01-2004

平成15年度  
山梨県環境科学研究所研究報告書  
第8号

YIES Research Report

---

2004年2月発行

編集・発行  
山梨県環境科学研究所

〒403-0005 山梨県富士吉田市上吉田字剣尾5597-1  
電話：0555-72-6211  
FAX：0555-72-6204  
<http://www.yies.pref.yamanashi.jp/>

---

印刷 株式会社ヨネヤ





