琵琶湖湖底堆積物、過去 40 万年間の珪藻化石記録

加 三千宣*1・吉川 周作*2・井内 美郎*3

琵琶湖の湖底下には過去 40 万年間の連続した泥質堆積物が厚く発達している。この堆積物は、珪藻化石を比較的豊富に産出し、その保存状態も良好である。

本研究では、詳細な火山灰層序学的研究が行われ、堆積物の年代が明確にされている高島沖ボーリングコアについて、珪藻殻数(殻数/g)の高い時間分解能での分析と珪藻化石群集解析を行い、約 40 万年間の琵琶湖の水域環境の変遷、珪藻殻数変化と気候変化との関連を議論した。その結果、(1)珪藻殻数の増減の変化は琵琶湖北湖沖合い域で広域に生じている。このため、殻数の増減変化は鍵層準となり、琵琶湖(北湖)の堆積物の詳細な層序区分に使えること、(2)過去 40 万年間の珪藻殻数変化は深海底の酸素同位体比変化と良く対応する。すなわち、殻数の多い層準は温暖な時期、殻数の少ない層準は寒冷な時期に対応し、琵琶湖の珪藻殻数の変化は地球規模の気候変化(ミランコビッチサイクル)と密接に関連していること、を明らかにした。

本研究の結果は比較的均質な細粒堆積物であれば、陸水成堆積物の気候変化の研究が珪藻分析によってより詳細に解明できることを示している。また、深海底堆積物を用いて活発に研究が進められている高解像度気候変化についても、堆積速度の非常に速い陸水成堆積物でより高い時間分解能で解明できることを示している。

キーワード: 中〜後期更新世、完新世、琵琶湖、珪藻分析、珪藻殻数、気候変化、酸素同位体比変化曲線

I. はじめに

琵琶湖の湖底下には、およそ 40 万年前から現在までの均質な細粒堆積物が最大約 250 m の厚さで発達している(Horie, 1984)。この細粒堆積物は、間断のない連続的な地史学的記録を良好に保存しているきわめて稀な堆積物である。このため、第四紀後半の地史解明に重要な役割を果たすことが期待される。琵琶湖では、現在までに 10 本以上の地質調査用ボーリングが掘削されている。そのおもなものは 1971 年に沖島と北小松のほぼ中央で掘削された 200 m ボーリング、1982~83 年にほぼ同じ地点で掘削された 1,400 m ボーリング、1986 年にこれらのボーリングから北東方向に約 5 km 離れた地点で 141 m 深まで掘削された高島沖ボーリングである。200 m・1,400 m 両ボーリングコアについては、岩相・火山灰、花粉などの微化石、粒度分析、 $\delta^{13}C$ などの化学分析、古地磁気測定などの研究がなされ、多くの成果がすでに公表されている(Horie, 1984; Meyers *et al.*, 1993 など)。

高島沖ボーリングコアについては、火山灰層序学的研究が行われ、各種層序学的資料をあわせて堆積物の年代が明らかにされている(吉川・井内, 1991, 1993)。また、同コアの化学分析も行われ、堆積物中の全炭素量が酸素同位体比層準と良い相関を示すことが指摘されている(Inouchi *et al.*, 1995)。

琵琶湖の泥質堆積物中の珪藻化石群集・珪藻殻数については、Negoro(1967)の湖底下 6 m のコアを使った先駆的研究、Mori(1974, 1975)の 200 m ボーリングコアについての研究が行われている。第四紀後半の連続した自然史を記録している琵琶湖湖底下の泥質堆積物は、珪藻化石を比較的豊富に産出し、その保存状態も良好である。この珪藻化石の詳細な研究は、琵琶湖の水域環境の変遷を高精度で解明することにつながる。

本研究では、高島沖ボーリングコアにおいて、珪藻殻数(殻数/g)の高い時間分解能での分析と珪藻化石群集解析を行い、過去約 40 万年間の琵琶湖の水域環境の変遷を検討した。そして、珪藻殻数変化と気候変化との関

1996 年 12 月 16 日受付、1997 年 3 月 15 日受理。

*1 大阪市立大学大学院理学研究科 〒558 大阪市住吉区杉本 3-3-138。

*2 大阪市立大学理学部地球学教室 〒558 大阪市住吉区杉本 3-3-138。

*3 愛媛大学理学部生物地球圏科学教室 〒790 松山市文京町 2-5。

連を詳しく議論した。

II. 高島沖ボーリングコアの層序・年代

琵琶湖北湖の沖島と安曇川河口の中間地点 (N35° 14' 42", E136° 03' 14") の水深 63 m で実施された高島沖ボーリング (図 1) は、湖底から深度 141.49 m まで掘削され、コアの回収率は約 90 % であった。深度 0~137.28 m は暗緑灰色シルト質粘土が主体で、深度 93.67 m に厚さ 10 cm の泥質砂層を例外的に挟む (図 2)。本シルト質粘土中には、44 層の火山灰層と 31 の火山灰降灰層準が挟まれる。この下位の深度 137.28~141.49 m は砂質泥・砂である (吉川・井内, 1991, 1993)。

吉川・井内 (1991, 1993) は、このコアに挟在する火山灰の岩相・岩石記載的性質を明らかにし、高島沖ボーリングの南西約 5 km で掘削された 200 m ボーリング (N35° 13' 04", E136° 01' 06") や 1,400 m ボーリング (N35° 13' 06", E136° 00' 50") の火山灰との対比、さらに広域火山灰との対比を行った。そして、この対比を基準に、各種 (おもに花粉) 層序学的資料をまとめ、高島沖ボーリングコア堆積物の年代を約千年単位で明らかにした。この結果によると、湖底下 0~137.28 m のシルト質粘土は、表層部を除き堆積速度がほぼ一定 (約 34 cm/千年) の連続

図 1 位置図

等深線は m.

試料採取層準

図 2 琵琶湖高島沖ボーリングコア柱状図 (吉川・井内, 1991, 1993) と試料採取層準

A: 火山灰 B: 火山灰降灰層準 C: シルト質粘土
D: 砂 BT1~BT5, BT6……: 火山灰名

試料採取層準左列は 335 試料の採取層準、右列はそのうちの 58 試料の層準で、335 試料について 1g 中の珪藻殻数および浮遊性珪藻と付着・底性珪藻の割合を分析し、58 試料については珪藻化石群集組成解析を行った。

的な堆積物で、下限の年代は約 400 ka であることから、約 40 万年前から現在までの自然環境変遷史を連続的に記録していることになる。なお、年代が明らかになっている主要な広域火山灰は深度 2.23 m の BT3 火山灰 (K-Ah 火山灰, 6.3ka), 深度 8.62 m の BT10 火山灰 (AT 火山灰, 25ka), 深度 29.61 m の BT22 火山灰 (Aso-4 火山灰, 87ka), 深度 32.76 m の BT28 火山灰 (Ata 火山灰, 96ka), 深度 38.6 m の BT34 火山灰 (Aso-3 火山灰, 114ka), 深度 86.49 m の BT58 火山灰 (At-Th 火山灰, 250ka), 深度 94.37 m の BT61 火山灰 (Aso-1 火山灰, 270ka), 深度 101.68 m の BT66 火山灰 (Handa 火山灰, 290ka) である。

III. 珪藻分析の試料と分析方法

分析用試料は深度 0~137.28 m のシルト質粘土である。約 0.3~0.5 m の間隔で 335 層準から、それぞれ厚さ約 4 mm の試料を採取した。335 個のすべての試料について、1 g 中の珪藻殻数および浮遊性珪藻と付着・底生珪藻の割合を算定した。また、このうち 58 層準 (2~3 m の採取間隔) の試料については、構成種を確認するために珪藻化石群集の解析を行った。

試料の処理・分析は、小泉・谷村 (1978), 金谷・長谷川 (1971) の方法を一部変更して行った。採取試料を乾燥、約 0.3 g を秤量、過酸化水素水による殻の分離と有機物処理、殻の洗浄・濃集、珪藻殻を含む沈澱物に蒸留水を加え 100 ml に希釈、均質に分散、0.5 ml をピペットで分取、マウントメディア (和光純薬製) によるプレパラートへの封入、光学顕微鏡 (1,000 倍) で珪藻種の同定 (200 殻) および殻の算定、の順に行った。

なお、高島沖ボーリングコアの堆積速度は、表層部数 m を除いて、約 34 cm/千年と一定である (吉川・井内, 1993) ことから、約 0.3~0.5 m の試料採取間隔はおおよそ 1,000~2,000 年の時間間隔を表すことになる。また、各試料は厚さ約 4 mm で切り取って処理したことから、その中に含まれる珪藻はおおよそ 20 年間の平均を見ることになる。

IV. 分析結果

珪藻分析の対象とした 335 個のシルト質粘土試料のすべてから珪藻化石が産出され、大部分の試料には珪藻化石が豊富に含まれる。以下では、珪藻化石群集の解析結果と 1 g 中の珪藻殻数の分析結果を述べる。

1. 珪藻化石群集

図 3 に 58 層準の珪藻化石群集解析の結果を示す。産出する代表的な珪藻化石は、*Stephanodiscus* aff. *carconensis* (Grun.) Grun., *S. minutulus* (Kütz.) Cleve and J.D. Moller, *S. spp.*, *Aulacoseira solida* (Eulens.) Krammer, *A. granulata* (Ehrenb.) Simonsen, *A. ambigua* (Grun.) Simonsen, *A. spp.*, *Asterionella formosa* Hassall, *Fragilaria binodis* Ehrenb., *F. aff. construens*, *F. spp.*, *Achnanthes* spp., *Cyclotella* spp., *Navicula* spp. などである。

浮遊性の *Stephanodiscus* 属を見ると、*S. carconensis* は深度 0~49.60 m, *S. minutulus* は深度 68.3~94.0 m の限られた層準に多く産出するが、属全体としては全層準にわたって産出し、深度 74.9~103.4 m を除いて、相対度数 20~80 % と優占的に出現する。また浮遊性の *Aulacoseira* 属では、*A. solida* は全層準にわたって産出し、深度 0~33.0 m, 68.4~74.9 m, 103.4~137.3 m 間の層準で多産している。*A. granulata* と *A. ambigua* は深度 120.7 m 以深で連続的に産出する。これらのほかに浮遊性のものでは *Asterionella formosa* があるが、その産出は深度 0~3.1 m 間に限られ、15%以下と低率である。また、*Cyclotella* 属は 20 % 以下 (多くは数 %) の低率で、限られた層準にのみ産出している。以上述べた浮遊性の珪藻は、一部の層準 (深度 57.5~60.5 m, 74.9~103.4 m) を除いて、約 60~90 % と優占的に産出し、その大部分を *Stephanodiscus* 属、*Aulacoseira* 属が占めている。

付着・底性 (一時的浮遊性を含む) の *Fragilaria* 属はほぼ全層準から産出し、多くの層準では相対度数 10~20 % 前後で、深度 74.9~103.4 m 間では約 30~50 % を占める。*Achnanthes* 属と *Navicula* 属もほぼ全層準から産出し、大部分の層準では 10 % 前後以下の低率だが、深度 74.9~103.4 m の層準では 10~20 % 前後とやや多い。これらを含む付着・底性の珪藻は深度 56.5~68.3 m 間の層準では 40~50 %, 深度 74.9~103.4 m 間の層準では 60~95 % と優占している。これらの層準を除くほかの大部分の層準では約 10~40 % (多くは 20~35 %) と低率である。

2. 珪藻化石の殻数変化

図 4 は、335 層準の試料について行った珪藻殻数 (殻数/g) の変化曲線である。各層準の値は、上下を含む 3 層準の試料の珪藻殻数の移動平均で示した。琵琶湖湖底下のシルト質粘土は、一般的に多くの珪藻化石を含有するが、その殻数は層準ごとに顕著に増減している。最小値は 1.5×10^7 個/g, 最大値は 2.7×10^8 個/g である。なお今回分析したすべての試料について、珪藻殻の溶解は認められなかった¹⁾。

1) 鎌谷・中沢 (1978) は、珪藻殻の溶解する過程について実験を行い、殻が溶解するにつれ殻の表面の複雑な起伏部分は滑らかになっていくと報告した。今回分析した珪藻殻の表面には、このような溶解を示す殻は観察されなかった。

図3 琵琶湖高島沖ボーリングコアの珪藻化石群集

図4 琵琶湖高島沖ボーリングコアの珪藻殻数変化図

A: 浮遊性珪藻 B: 付着・底性珪藻

珪藻殻数の増減の変化を層段的に概観すると、多産する層準は深度 0~2.8 m, 22.0~41.2 m, 68.4~74.9 m, 103.4~120.7 m の 4 層準であり、それぞれの層準における 1 g 中の殻数の平均値はそれぞれ 0.7×10^9 個, 0.8×10^9 個, 1.4×10^9 個, 0.7×10^9 個である。殻数の少ない層準は深度 2.8~22.0 m, 41.2~68.4 m, 74.9~103.4 m, 120.7~137.3 m の 4 層準であり、殻数の平均値はそれぞれ 0.3×10^9 個, 0.4×10^9 個, 0.2×10^9 個, 0.2×10^9 個である。これ

らの殻数の多い 4 層準と少ない 4 層準においても、それぞれより短周期の殻数の増減変化が顕著に認められる。

図 4 には、浮遊性種、付着・底性種に区分した珪藻化石群集解析データも示されている。浮遊性種の殻数はきわめて顕著に増減するが、付着・底性種は全層準を通じて殻数の変化が顕著でない。前述の珪藻殻数の変化は、おもに浮遊性種の変化を反映していて、浮遊性種の中で主体を占める *Stephanodiscus* 属と *Aulacoseira* 属の殻数の変化が、珪藻殻数の全体の変化を規制していることになる。

V. 考 察

琵琶湖高島沖ボーリングコアの約 40 万年前から現在までの連続的なシルト質粘土を用いて、珪藻化石群集および珪藻殻数の解析を行った。そして珪藻殻数には増減の変化が顕著に認められること、この変化を引き起こす主要な珪藻は浮遊性の *Stephanodiscus* 属と *Aulacoseira* 属であることを述べた。以下では、すでに報告されている琵琶湖 200 m ボーリングコアの珪藻分析結果 (Mori, 1974, 1975) と比較検討するとともに、珪藻殻数の変化と気候変化との関連を議論する。

1. 琵琶湖湖底堆積物中の珪藻殻数の変化

今回珪藻分析を行った高島沖ボーリングコア掘削地点から南西約 5 km の、同じく琵琶湖北湖で掘削された 200 m ボーリングコアについては、Mori (1974, 1975) によって珪藻分析が行われ、約 2.5 m 間隔で珪藻殻数の変化が分析されている。高島沖ボーリングコアと 200 m ボーリングコアの対比は、すでに吉川・井内 (1991) によって、両コアに挟まれる多くの火山灰を用いて明らかにされている。このため、両コアの珪藻殻数の変化については詳細な検討が可能である。

図 5 に、高島沖と 200 m ボーリングコアの珪藻殻数の変化曲線と、両コア間で対比可能な火山灰を示す。火山灰の対比を基準に両コアの珪藻殻数変化を見ると、その増減の変化はきわめて良く対応している。

すでに述べた高島沖ボーリングコアで認められた 4 つの多産層準 (深度 0~2.8 m, 22.0~41.2 m, 68.4~74.9 m, 103.4~120.7 m) のうち、上位の 3 層準は 200 m ボーリングコアでは深度 0~約 20 m, 約 60~95 m, 約 130~140 m に明瞭に存在する。いっぽう、珪藻殻数の少ない層準も明確に対比できる。すなわち、高島沖ボーリングの深度 3.8 m, 8.5 m, 19.0 m, 23.9 m, 28.0 m, 35.3 m, 43.3 m, 53.6 m, 63.5 m, 77.2 m, 80.2 m, 86.9 m, 93.5 m の稀産層準は、200 m ボーリングコアの約 18 m, 26 m, 49 m, 59 m, 65 m, 80 m, 102 m, 116 m, 126 m, 146 m, 151 m, 158 m, 170 m の稀産層準にそれぞれ対比できる。

図5 琵琶湖高島沖ボーリングコア・200m ボーリングコアの珪藻殻数変化曲線対比図
 火山灰の対比は吉川・井内(1991, 1993), 200 m ボーリングコア珪藻殻数は Mori(1974)に基づく。
 凡例は図2と同じ。

これらの稀産層準は、後述するように琵琶湖北湖に広域に認められることから、上位より順に珪藻稀産層準 BDH (Biwako Diatom Horizon) 1, BDH 2, BDH 3…… BDH 13 と呼ぶことにする。なお、高島沖ボーリングコアでは、これらの稀産層準間には短期間の多産・稀産層準

が多く認められる。しかし、200 m ボーリングコアでは分析間隔が 2.5 m と広いため、両コア間の詳細な対比は困難である。

以上述べたように、高島沖ボーリングと 200 m ボーリングの地点が約 5 km 離れているにもかかわらず、両コア

図6 琵琶湖高島沖ボーリングコアの珪藻殻数変化曲線と深海底酸素同位体比変化曲線との対比
酸素同位体比変化曲線は、0～294 ka のものは解像度の高い Martinson *et al.* (1987), 294～400 ka のものは Imbrie *et al.* (1984) に基づく。

の珪藻殻数は類似した変化を示す。しかも、この珪藻殻数の変化を引き起こす主要な珪藻は、両コアとも浮遊性の *Stephanodiscus* 属と *Aulacoseira* 属であることから、珪藻殻数の増減は地域的に限定されたものではなく、すくなくとも琵琶湖北湖の沖合い域で広域に同時発生した変化、つまり琵琶湖北湖の沖合い域の水域環境の変化を示していると考えられる。このため、増減の変化は琵琶湖北湖湖底堆積物の鍵層準として有効であり、詳細な層序

区分に使えんと考えられる。

本稿で述べている珪藻殻数の変化は、珪藻生産量と碎屑物供給量の変化に関連すると考えられる。

200 m ボーリングコアの珪藻殻数 (Mori, 1974) と粒度分析 (Yamamoto, 1984) を詳細に検討した Meyers *et al.* (1993) は、珪藻殻数の多産層準は粘土中に粗粒物が多く混入する層準、すなわち Kashiwaya *et al.* (1987) のいう碎屑物供給量が増加する層準と良い対応を示すことを

報告している。碎屑物供給量が多くなれば、珪藻殻の相対的含有量(試料 1g 中の珪藻殻数)は減少するはずである。それにもかかわらず逆に増加しているのは、これがおもに珪藻生産量に支配されていることを意味する。したがって、琵琶湖北湖沖合い域の珪藻殻数変化は、珪藻生産量の時間的変化を表現していると判断できる。

2. 珪藻殻数の変化と気候変化

琵琶湖北湖沖合いの表層部 6m のコアを用いた Negoro (1967) の分析結果を検討した Horie (1969) は、後氷期の高温期以降に珪藻殻数が減少傾向を示すことから、珪藻殻数の変化が気候の変化と密接に関連することを指摘した。また、200 m ボーリングコアについて行われた珪藻殻数 (Mori, 1974)、粒度 (Yamamoto, 1984)、1,400 m ボーリングコアについて行われた花粉 (Fuji, 1983, 1986)、炭素同位体組成と有機物の C/N 比 (Nakai, 1973, 1986) などの各種分析結果が、Meyers *et al.* (1993) によって総合的に検討されている。それによると、珪藻殻数の多産層準は温暖期と対応し、深度約 0~20 m、約 60~75 m、約 130~140 m、約 180~190 m の多産層準は、それぞれ酸素同位体比ステージ 1、ステージ 5、ステージ 7、ステージ 9 に対比されている。

このように琵琶湖堆積物の珪藻殻数変化は、気候変化と密接に関連し、温暖期には殻数が増加、寒冷期には減少すると考えられている。本報告でも、琵琶湖高島沖ボーリングコアにおける珪藻殻数(生産量)の変化が、琵琶湖北湖沖合い域の水域環境の変化に関連することを指摘した。そこで、より詳細に気候変化との関連を明らかにするために、火山灰による年代に基づいて高島沖ボーリングコアの珪藻殻数変化曲線を Martinson *et al.* (1987)、Imbrie *et al.* (1984) の SPECMAP の酸素同位体比変化曲線と対比した (図 6)。

図 6 では、高島沖ボーリングコアで認められた 4 つの多産層準(深度 0~2.8 m, 22.0~41.2 m, 68.4~74.9 m, 103.4~120.7 m)は、酸素同位体比より推定される間氷期に相当し、上位より順にステージ (MIS) 1、ステージ 5、ステージ 7 の一部、ステージ 9 にそれぞれ対比できる。また、ステージ 3 は、深度 9.3~18.0 m の珪藻がやや多産する層準に対比できる。

いっぽう、高島沖ボーリングで比較的年代の明瞭な深度 100 m 以浅の珪藻稀産層準の多くは、酸素同位体ステージの寒冷な時期に対比可能である。すなわち、珪藻稀産層準の BDH 2 は酸素同位体イベント 2.2、BDH 3 はイベント 4、BDH 5 はイベント 5.2 (ステージ 5b)、BDH 6 はイベント 5.4 (ステージ 5d)、BDH 7 はイベント 6.2、BDH 8 はイベント 6.4、BDH 9 はイベント 6.6、BDH 11 はイベント 7.4、BDH 12 はイベント 8.2、BDH 13 はイベ

ント 8.4 にそれぞれ対比可能で、稀産層準の BDH 1 は新ドリラス期に対応すると考えられる。また、これら稀産層準の間に存在する短期の珪藻多産層準の多くも、酸素同位体ステージの温暖期と良い対応を示しているが、ステージ 7.1 とステージ 7.5 は不明瞭である。

なお、これらのステージ対比に基づく、BT22 (Aso-4; 87ka)・BT28 (Ata; 96ka) 火山灰を含むステージ 5 前後の層準に関して、吉川・井内 (1993) の高島沖ボーリングコアの推定年代値は酸素同位体比編年 (Martinson *et al.*, 1987) と数千年程度のずれが生じている。むしろ今回のステージ対比は、深海底コアの酸素同位体比層序から Aso-4・Ata 両火山灰の挟在層準を検討した大場 (1991) の報告 (Aso-4 はステージ 5.2, Ata はステージ 5.3 とステージ 5.4 の中間) と良く調和している。

以上述べたように、高島沖ボーリングコアで得られた珪藻殻数変化曲線は、酸素同位体比変化曲線と良い相関を示し、温暖期には珪藻殻数の増加、寒冷期には殻数の減少が顕著に認められる。このように、淡水湖である琵琶湖における殻数変化曲線が深海底の酸素同位体比変化曲線 (Martinson *et al.*, 1987; Imbrie *et al.*, 1984) と類似することは、琵琶湖での珪藻殻数の変化が地球規模の気候変化 (ミランコビッチサイクル) と密接に関連していることを示している。今回の研究は、比較的均質な細粒堆積物であれば、陸水成堆積物の気候変化の研究が珪藻分析によって、より詳細に解明できる可能性があることを示している。また、深海底堆積物を用いて活発に研究が進められている高解像度気候変化についても、堆積速度の非常に速い陸水成堆積物でより高い時間分解能で解明できることを示している。

謝辞 本研究を進めるにあたって、近畿大学医学部の後藤敏一先生には、珪藻分析・珪藻種の同定に関して、多くのご指導を頂いた。ここに厚く感謝申し上げる。

引用文献

- Fuji, N. (1983) Palynological study of 200-meter core samples from Lake Biwa, central Japan, I. The palaeovegetational and palaeoclimatic changes during the last 600,000 years. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, 132: 230-252
- Fuji, N. (1986) Palynological study of 200-meter core samples from Lake Biwa, central Japan, II. The palaeovegetational and palaeoclimatic changes during the ca. 250,000-100,000 years B.P.. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, 144: 490-515

- Horie, S. (1969) Late Pleistocene limnetic history of Japanese ancient lakes Biwa, Yogo, Suwa, and Kizaki. *Mitt. Internat. Verein. Limnol.*, 17: 436-445
- Horie, S. (1984) *Lake Biwa*. 654p, Dr. W. Junk Publ.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Moley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J. (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. A. L. Berger *et al.* (ed.) *Milankovitch and climate*, 1: 269-305, D. Reidel Publishing Company
- Inouchi, Y., Yokota, S. and Terashima, S. (1995) Climatic changes around Lake Biwa during the past 300,000 years and 2,000 years. T. Mikami, E. Matsu-moto, S. Ohta and T. Sweda (ed.) *Paleoclimate and environmental variability in Austral-Asian transect during the past 2,000 years Proceedings of the 1995 Nagoya IGBP-Pages/PEP-II Symposium*: 109-114
- 鎌谷明善・中沢信之 (1978) 生物体シリカの溶解機構に関する研究. 日本プランクトン学会報, 25: 1-6
- 金谷太郎・長谷川康雄 (1971) 珪藻. 化石研究会編「化石の研究法」: 27-49, 共立出版
- Kashiwaya, K., Yamamoto, A. and Fukuyama, K. (1987) Time variations of erosional force and grain size in Pleistocene lake sediments. *Quaternary Research*, 28: 61-68
- 小泉 格・谷村好洋 (1978) 珪藻・形質鞭毛藻. 高柳洋吉編「微化石研究マニュアル」: 70-75, 朝倉書店
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. Jr. and Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29
- Meyers, P. A., Takemura, K. and Horie, S. (1993) Reinterpretation of late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles. *Quaternary Research*, 39: 154-162
- Mori, S. (1974) Diatom succession in a core from Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 2: 247-254
- Mori, S. (1975) Vertical distribution of diatoms in core samples from Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 3: 368-391
- Nakai, N. (1973) Carbon isotopic composition of Lake Biwa-ko sediments and the environmental change in the depositional history. *Japanese Journal of Limnology*, 34: 89-96
- Nakai, N. (1986) Paleoenvironmental features of Lake Biwa deduced from carbon isotope compositions and organic C/N ratios of the upper 800-m sample of 1,400-m cored column. *Proceedings of the Japanese Academy*, 62B: 279-282
- Negoro, K. (1967) An analytical study of diatom shells in the bottom deposits of Lake Biwa-ko, based on a new core-sample. *Japanese Journal of Limnology*, 28: 132-135
- 大場忠道 (1991) 酸素同位体比層序からみた阿蘇テフラおよび阿多テフラ. 月刊地球, 13: 224-227
- Yamamoto, A. (1984) Grain size variation. S. Horie (ed.) *Lake Biwa*: 439-459, Dr. W. Junk Publishers
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, 45: 81-100
- 吉川周作・井内美郎 (1993) 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学, 47: 97-109

Diatom Records from Lacustrine Sediments of Lake Biwa during the Past 400,000 Years

Michinobu Kuwae^{*1}, Shusaku Yoshikawa^{*2} and Yoshio Inouchi^{*3}

In 1986, Takashima-oki core boring was carried out in the central part of Lake Biwa. The sediment samples are composed mainly of silty clay sediments extending over the past ca. 400,000 years. The sediments are intercalated with many volcanic ash layers, and thus are rich in time control. We analyzed for diatom with high-resolution on the sediments, and have obtained the following results,

1. The variations of the total number of diatom valves in 1g dry sample, which is interpreted as the fluctuations of diatom productivity, have occurred widely off the main basin of Lake Biwa.

2. The profile of the total number of diatom valves during the past 400,000 years shows good correlation with the marine oxygen isotope profile. The fluctuation of the total number of diatom valves in Lake

Biwa reflects global climate changes sensitively. That is to say, the total number of diatom valves increases under warm and wet paleoclimatic conditions, and decreases under cold and dry conditions.

Stages 1 through 9 of the marine oxygen isotope stratigraphy can be recognized. Moreover, for the short-time fluctuations of the total number of diatom valves, correlation can be made with the detailed marine oxygen isotope stratigraphy. The Biwako diatom horizons (BDH) with rare diatom valves are well correlated with the cold-climate events of the marine oxygen isotope stratigraphy. The BDHs at 8.5 m, 19.0 m, 28.0 m, 35.3 m, 43.3 m, 53.6 m, 63.5 m, 80.2 m, 86.9 and 93.5 m in depth correspond to stages 2.2, 4, 5.2(5b), 5.4(5d), 6.2, 6.4, 6.6, 7.4, 8.2 and 8.4, respectively.

*1 Graduate School of Science, Osaka City University. Sugimoto 3-3-138, Sumiyoshi-ku, Osaka, 558.

*2 Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University. Sugimoto 3-3-138, Sumiyoshi-ku, Osaka, 558.

*3 Department of Earth Science, Faculty of Science, Ehime University. Bunkyo-cho 2-5, Matsuyama, Ehime, 790.