

琵琶湖湖底コア，年間珪藻殻堆積量から見た過去 14 万年間の日本の夏季降水量変動と東アジアモンスーン

加 三千宣^{*1}・吉川周作^{*1}・井内美朗^{*2}

^{*1}大阪市立大学理学研究科，〒558-8585 大阪市住吉区杉本 3-3-138，

Tel & Fax: 06-6605-3176, E-mail: mkuwae@sci.osaka-cu.ac.jp

^{*2}愛媛大学沿岸環境科学研究センター

1. はじめに

本論では，琵琶湖湖底堆積物の年間珪藻殻堆積量を用いた過去の夏季降水量変動の復元について報告する．また，もし過去の夏季降水量変動が復元できるとすれば，その変動は何を意味するだろうか，これについては，日本列島に大量に雨をもたらす梅雨に注目したい．中国大陸から日本にかけて停滞する前線が，日本ではいわゆる梅雨前線と呼ばれるが，日本の梅雨は，東アジアモンスーン気流に付随して発生する現象の一部として位置づけられている．琵琶湖の降水量変動記録は，こうした梅雨前線の活動を左右する東アジアモンスーンの強さの変動と関連がある可能性が考えられる．そこで，琵琶湖の降水量変動記録と中国の東アジアモンスーン変動記録を年代を追って対比し，過去の日本の梅雨と東アジアモンスーンがどのような関係にあったかについて報告する．

2. 琵琶湖湖底掘削コアと珪藻分析用試料

琵琶湖北湖湖底には厚いところで厚さ約 250m の泥質堆積物が発達している（図 1）．その泥質堆積物を深層まで掘削したコアは，200m コアと 1400m コア，そして高島沖コアがある．本研究では高島沖コアを用いて珪藻分析を行った．

高島沖コアの層相は最下部に砂層がある他は，ほぼ均質なシルト質粘土で主に構成され，間に火山灰層が多数挟まれている．各コアは，吉川・井内（1991）によって詳細な火山灰対比が明らかにされている．本研究では，主に最終間氷期以降を含む，上部 45m について，火山灰層準を除いたシルト質粘土から 10～15cm 間隔で試料を採取し，乾燥試料 1g 中の珪藻殻数を分析した．ここで乾燥試料 1g 中の珪藻殻数を珪藻殻濃度と定義する．珪藻殻濃度(DVC; valve g⁻¹)は以下の計算式で算出した．

$$DVC = Do \times Mp / Mo \times V_1 / V_2 \times V_3 / V_4 \times 1 / Wd$$

ただし，

Do；観察した視野において認められた珪藻殻数（個）

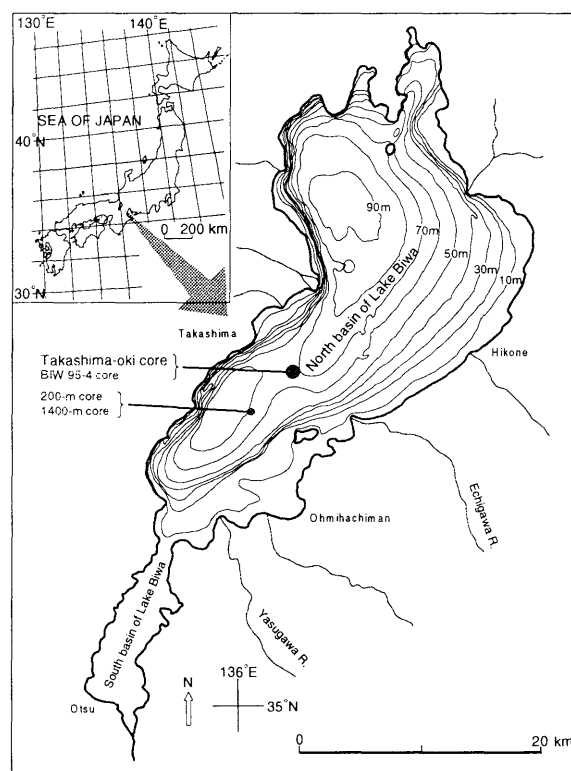


図 1 調査地及びコア掘削地点

Fig.1 Study area and coring sites

Mp; プレパレート中に封入したマーカー数 (59963 個)
 Mo; 観察した視野において認められたマーカー数 (個)
 V₁; 試料懸濁液 A の容量 (150 ml)
 V₂; 試料懸濁液 A から試験管に移した容量 (0.4 ml)
 V₃; 試験管中の混合液 B の容量 (2ml)
 V₄; カバーガラスに滴下した容量 (0.4ml)
 Wd; 秤量した乾燥試料の重量 (g)

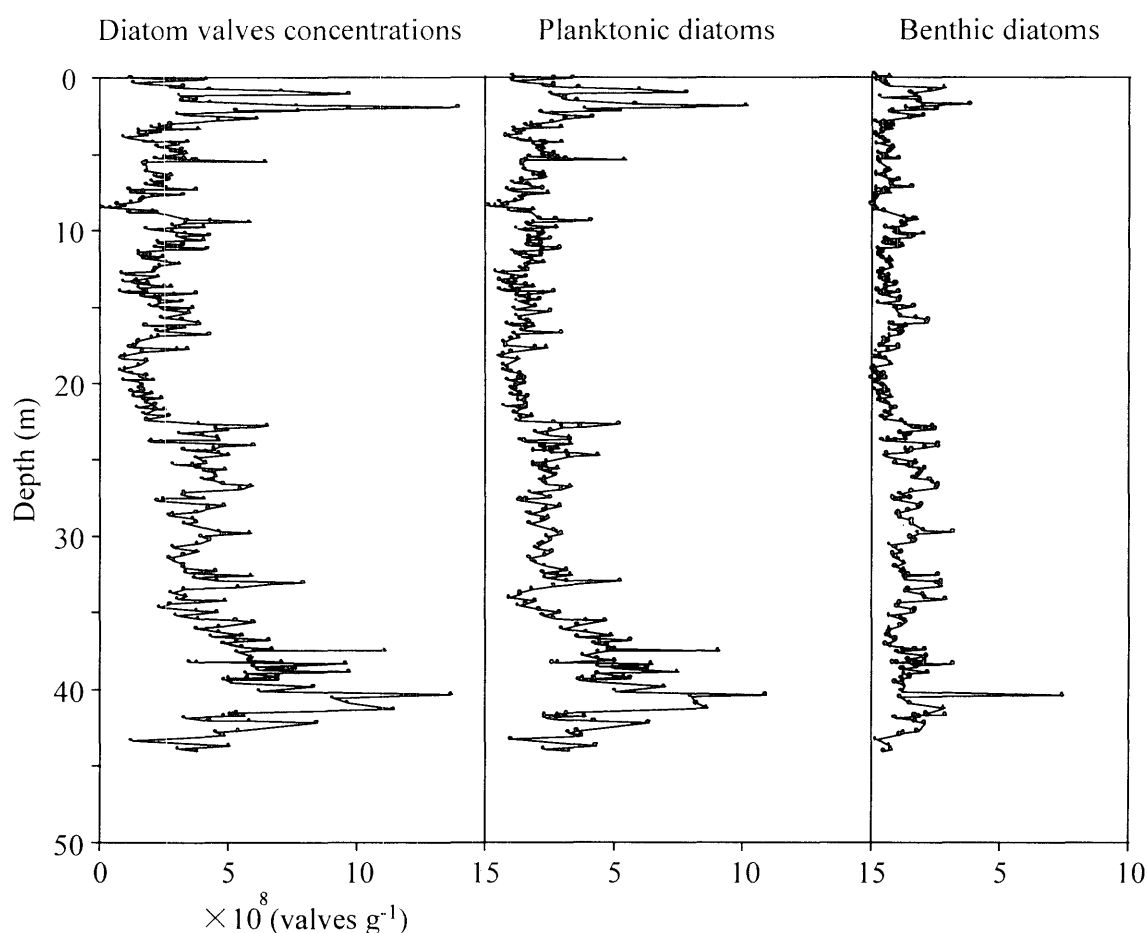


図 2 高島沖コア上部 45mにおける珪藻殻濃度，浮遊性種，付着・底生種の殻数の深度別変化

Fig.3. Concentration of diatom valves, planktonic diatoms and benthic diatoms in the upper part (0-45 m) of Takashima-oki core

3. 珪藻殻濃度変化と年間珪藻殻堆積量の算出法

図 2 に珪藻殻濃度，その中に含まれる浮遊性種及び付着・底生種の殻数の深度別変化を示す．3つの曲線は同じスケールで示しているのて，珪藻殻濃度に含まれる珪藻は浮遊性種が大半を占めていることが読み取れる．したがって珪藻殻濃度変化は主に沖合いの浮遊性種の増減によって規制されている．こ

のような珪藻殻が、湖底に堆積した後に溶解せずに残っているのであれば、この珪藻殻濃度変化は琵琶湖沖合い域の過去の珪藻生産量の変化を反映していると見ることができる。

この珪藻殻濃度の変化は、単位時間の珪藻生産量の変化をおおよそあらわしているが、堆積速度や含水比などの影響で実際の年間に堆積する量の変化を示すものではない。そのため、実際の珪藻生産量の変動を知るには、年間の珪藻殻堆積量に変換する必要がある。そこで、土粒子比重 (PD; g cm^{-3})、含水比 (WC; %), 年代の明らかとなっている層準間の堆積速度をもとに単位面積当りの年間珪藻殻堆積量(DVF) を以下の方法で計算した。

$$\text{DVF} = \text{DVC} \times \text{DBD} \times \text{SR}$$

ただし、

DVF; 年間珪藻殻堆積量 ($\text{valves cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)

DVC; 単位重量当りの珪藻殻数 (valves g^{-1})

DBD; 湿潤試料単位体積当りの乾燥重量 (g cm^{-3})

SR; 堆積速度(cm yr^{-1})

なお、DBD は次の算出式によって求められる。

$$\text{DBD} = \text{PD} / (1 + \text{PD} \times \text{WC} / 100)$$

ただし、

PD; 土粒子比重 (g cm^{-3})

WC; 含水比 (%)

また、堆積速度は年代の明らかとなっている各層準間の年代と深度から、その間の堆積速度が一定と仮定して求める。

表 1 高島沖コアの主要な火山灰の深度及び年代

Table 1 Tephra horizons and ages in the Takashima-oki core sediments from Lake Biwa

Volcanic ash	Tephra	Depth (m)	Age	Mesurement	Reference
BT1	Kg	1.01	3,137 \pm 11 cal yr BP	AMS	奥村ほか(1999)
BT3	K-Ah	2.23	7,300 cal yr BP	Varve chronology	福澤(1995), Kitagawa et al. (1995)
BT4	U-Ok	2.65	10,650 cal yr BP	Varve chronology	福澤(1995), Kitagawa et al. (1995)
BT6	Sakate	4.76	18,984 \pm 373 cal yr BP	AMS	東郷ほか(1997)
BT10	AT	8.62	28,776 cal yr BP	Varve chronology	Kitagawa and van der Plicht (1998)
BT22	Aso-4	29.61	89,000 \pm 7,000 yr BP	K-Ar	松本ほか(1991)
BT34	Aso-3	38.6	123,000 \pm 6,000 yr BP	K-Ar	松本ほか(1991)
BT61	Aso-1	94.37	266,000 \pm 14,000 yr BP	K-Ar	松本ほか(1991)

表 2 ^{14}C 年代測定用試料の採取深度と年代

Table 1 ^{14}C ages and depths of the Takashima-oki core determined by the AMS method

Depth(m)	^{14}C age (yr B.P.)	1 σ error	cal B.P.	Accession No.
1.100	1,820	30	1,760	NUTA2-3644
2.745	10,360	40	12,270	NUTA2-3645
5.385	17,940	60	21,330	NUTA2-3541
7.395	23,850	90	26,470	NUTA2-3646
9.915	27,260	110	31,300	NUTA2-3544
10.665	27,150	110	31,280	NUTA2-3647
13.135	30,380	160	32,640	NUTA2-3543
14.865	29,380	120	32,130	NUTA2-3648

4. 年代

表 1 に、高島沖コアに挟まれる放射年代の明らかになっている火山灰を示す。なお、Kg, 坂手火山灰の ^{14}C 年代は暦年代に補正された年代(坂手火山灰の ^{14}C 年代は, Stuiver, et al., 1998により補正した), K-Ah, U-Oki, AT 火山灰は年縞年代, Aso-4, Aso-3, Aso-1 火山灰は K-Ar 年代を用いた。

また、表 2 に名古屋大学年代測定総合研究センターで測定された ^{14}C 年代測定用試料の深度と ^{14}C 年代を示す。測定した試料は、堆積物中にわずかに残っていた小枝や植物片であったが、これらはかなり試料が少なかったため、試料の周囲の堆積物を含めて測定して頂いた。

図 3 に、高島沖コアの年代-深度モデルを示す。 ^{14}C 年代は INTCAL'98 (Stuiver, et al., 1998) と、22000 年以前では Kitagawa and van der Plicht 1998 の補正曲線によって暦年代に補正した。

AT 火山灰の約 3 万年前以降について見ると、火山灰の年代と ^{14}C 年代とは比較的調和的で、 ^{14}C 年代のプロットは火山灰のプロットする曲線にほぼ並んでいる。しかしながら、AT と Aso-4 火山灰の間で見ると、 ^{14}C 年代の 4 つのプロットはほぼ同じような年代を示していて、火山灰間の直線上から大きくはずれる。この傾きからここで大きく堆積速度が速くなっているようであるが、この堆積速度を計算すると、他の深度の堆積速度の 10 倍から 40 倍程度速い。 ^{14}C 年代測定結果が出るまで、堆積物がほぼ均質なシルト質粘土であるため堆積速度はほぼ一定であると予想していたが、この 4 つの試料については予想と大きく異なる結果となった。また、高島沖コアの近くで掘削された別のコアの年代モデルを見ると、この時代でこれに相当する大きな堆積速度は見られない。この深度だけがなぜこのように堆積速度が極端に速いのか、また、他の

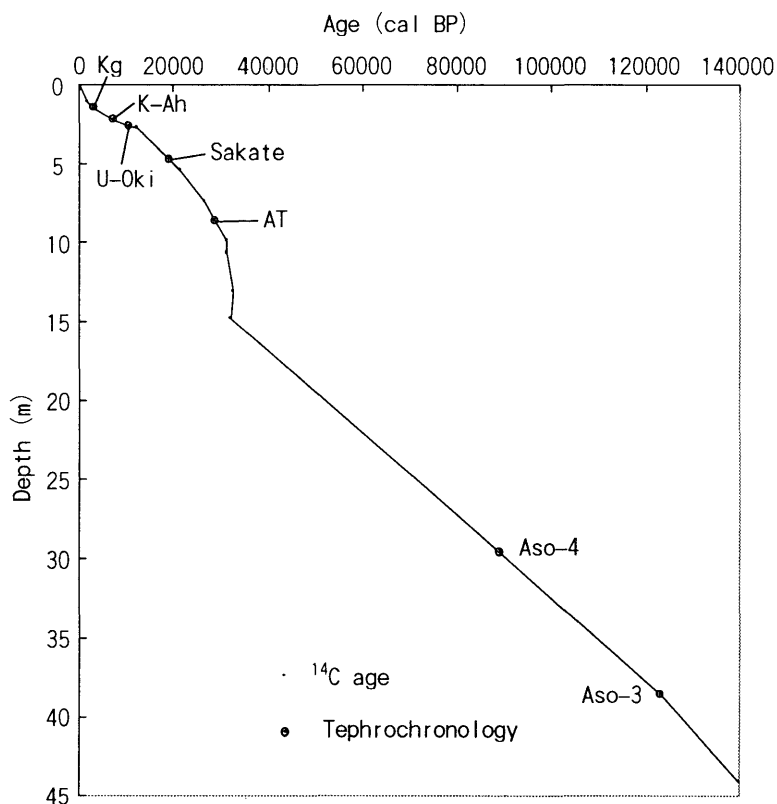


図 3 高島沖コアの年代-深度モデル

Fig.3 Age-depth model for the Takashima-oki core

コアとの矛盾をどのように解釈すべきか、今後検討が必要である。

本論では、このように ^{14}C 年代について、どのように解釈すればよいか判断できなかったため、従来から報告されている広域火山灰の年代のみでこれまでどのような結果が得られていたかについて報告する。

5. 珪藻殻濃度変化を引き起こす原因

これまで、琵琶湖の幾つかの深層掘削コアでは珪藻殻濃度や、花粉、C/N 比、リグニンなどの古降水量プロキシの変動が明らかにされている。図 4 は、これらの古降水量プロキシから推定された降水量の増加を示す層準を灰色で示している。これらの古降水量プロキシは、珪藻殻濃度の高い層準とほぼ一致し、珪藻生産量は湿潤期に多く、乾燥期に少ない。なぜ珪藻が湿潤期に多く、乾燥期に少ないかの説明として、すでに Meyers et al. (1993) によって指摘されていたが、湿潤期には降水量が増加したために集水域からの栄養塩の流入量が増加したと考えられ、その栄養塩レベルの増加が、珪藻生産量を増加させた原因であろうとされてきた。乾燥期はその逆で、降水量の減少による栄養塩レベルの減少が珪藻生産量を減少させた。これに従うと、珪藻生産量の変化は降水量の変化を間接的に示していることになる。

珪藻生産量が降水量に左右されることは、幾つかの事実から推定できる。

一つには、現在の琵琶湖における珪藻の増殖(滋賀県衛生環境センター, 1984, 1985, 1986, 1991, 1995)と湖水中の栄養塩濃度(今津・長浜沖中央; 滋賀県生活環境部環境室, 1988, 1989, 1990)との関係をみると、珪藻は毎年の栄養塩の補給に依存している。栄養塩は、毎年の降雨によって湖に流入するので、降水量の減少は珪藻にとって制限要因となる。すなわち雨が降らないと珪藻は増殖が抑制される。

二つには、近年のモニタリングデータによる毎年の珪藻生産量(滋賀県衛生環境センター, 1984, 1985, 1986, 1991, 1995)と琵琶湖周辺の降水量データ(彦根地方气象台, 1993; 気象庁, 1994)との関係をみると、年間の珪藻生産量は 5~10 月の夏季の降水量とやや高い相関がある。

これらの事実から、珪藻生産量はおそらく琵琶湖に栄養塩を大量にもたらす夏季の降水量に大きく左右されることが予想される。したがって、琵琶湖湖底堆積物の珪藻殻濃度変化すなわち過去の珪藻生産量変化は、夏季降水量変動を間接的に示している可能性が高いことが考えられる。

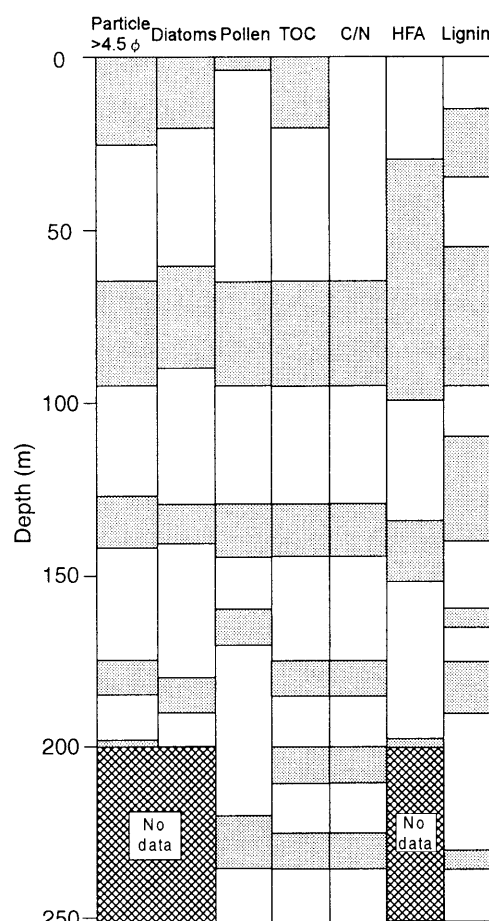


図 4 1400m コア・200m コアにおける古降水量プロキシの最大値を示す層準

Fig.3 Comparison of times of high precipitation as indicated by sediment components of the 1400-m and 200-m core from Lake Biwa (derived from Meyers et al., 1993)

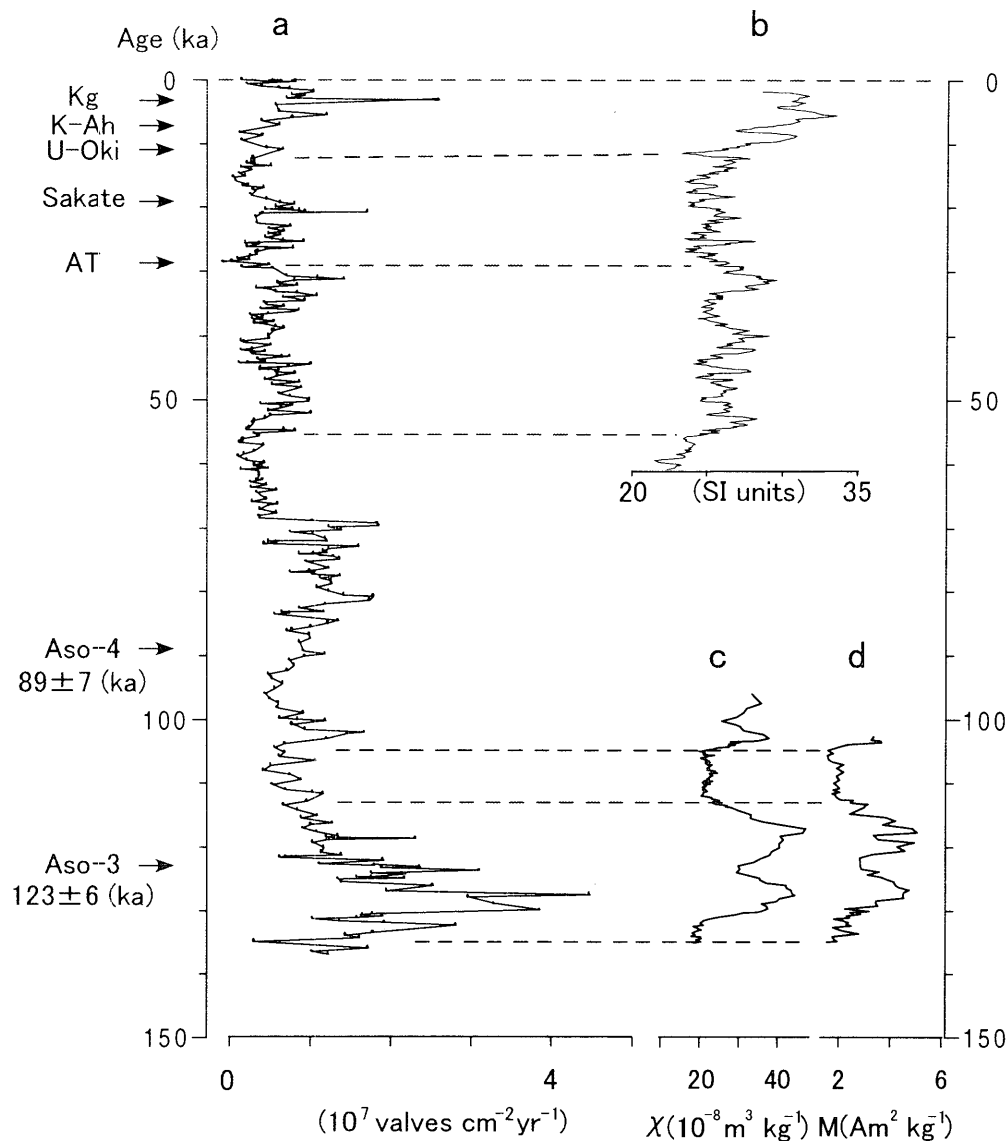


図5 琵琶湖年間珪藻殻堆積量(a)と中国 Lanzhou のレスー古土壌シーケンスから得られた初磁化率曲線(b: Fang et al., 1999b, c: Fang et al., 1999a)及び常磁性鉱物の残留磁気曲線(d: Fang et al., 1999a)

Fig.5 Comparison of stratigraphic variations in diatom valve flux from the Takashima-oki core (a), magnetic susceptibility (b: Fang et al., 1999b, c: Fang et al., 1999a) and remanence carried by superparamagnetic grains (d)

6. 珪藻殻堆積量変化からみた日本の夏季降水量と夏季東アジアモンスーン変動

図5(a)に、 1cm^2 に堆積した年間珪藻殻堆積量の時系列変化を示す。前述したように、珪藻殻濃度変化は珪藻生産量の変化を反映していて、それは夏季降水量を間接的に示している可能性が高い。なお、年間珪藻殻堆積量は、珪藻殻濃度変化曲線とはほぼ同じ変動傾向を示すが、表層5mの圧密が完了していない部分では両曲線は異なる。したがって、表層5m以下では珪藻殻濃度変化は過去の珪藻生産量変化

をおよそ反映しているが、表層を含めて珪藻生産量変化を議論するならば圧密の違いを考慮した年間珪藻殻堆積量を用いるべきである。

図 15(b)は、中国 Lanzhou のレスー古土壌シークエンスから得られた初磁化率の曲線で、値の大きいほど夏季モンスーンがこの地で活発化していた、すなわち湿潤であったことを示していると考えられている。そして図 15 (c), (d)は初磁化率、及び常磁性鉱物の残留磁気の強さを示し、同様に値の大きいほど湿潤であるとされている。常磁性鉱物の残留磁気の強さの方が夏季モンスーンの変動を敏感に捉えていると考えられている。

過去 6 万年間の珪藻殻堆積量と初磁化率の曲線をみると互いによく似た変化を示している。例えば、1 万年前以降の増加、1.2 万年前減少、3.2 万年前のすこし大きいピーク、5.5 万年前以前の低下期が両曲線で認められる。また、1.2 から 3 万年前は幾つかのピークが認められるが、過去 5.5 万年間でみると全体にやや低い傾向が認められる。一方、3~5.5 万年前ではやや高いピークが多数認められ、1.2~3 万年前と比べると全体にやや高い傾向がある。ただし、9 千年前では初磁化率でピークが認められるのに対して珪藻殻堆積量はあまり顕著なピークが認められない点で異なっている。また、3~3.5 万年前についても珪藻殻堆積量は初磁化率曲線よりも多くのピークが認められる。これらを除くと、両曲線は互いによく似ており、より細かいピークも両曲線に対応する可能性がある。

9~13.5 万年前についてみると、10.2 万年のピーク、10.3~11.3 万年前のやや減少する時期、11.5~13.2 万年前の明瞭なピーク群がそれぞれの曲線で認められる。これらは少しズレが生じているが、Aso-4, Aso-3 火山灰の年代の誤差が 6~7 千年であることを考慮すれば対比可能である。

6~9 万年前では、残念ながら中国において高解像度での初磁化率データがなく、検討できないが、以上のように珪藻殻堆積量変化は、中国の夏季モンスーンの強さの変動を反映している初磁化率と比較的よく一致が認められる。年間珪藻殻堆積量が増加する時期、すなわち日本の降水量が相対的に多いと推定される時期は、中国において夏季モンスーンが活発化した湿潤な時期にほぼ相当している。また、年間珪藻殻堆積量が減少する時期、すなわち降水量が相対的に少ないと推定される時期は、夏季モンスーンが弱まる時期と一致している。一部の、異なったところが認められるが、年間珪藻殻堆積量から推定される日本の夏季降水量変動と中国で示された夏季東アジアモンスーン変動は、ほぼ類似したパターンを示している。このことは、日本の降水量と中国における乾湿変動が互いに密接に関連していたことを示唆し、日本の梅雨前線の活動が東アジアモンスーンの強さの変動と関連していた可能性を示唆している。

以上の結論は ^{14}C 年代の結果がでるまでは、比較的良好な曲線があるので妥当な結論でであると考えられたが、前述の堆積速度を速くさせている 4 つの年代を加えることで、その年代付近に極端に大きいピークができること、二つの曲線に大きなズレが生じることから、以上のように結論付けるのは難しくなる。今後年代を含めてよく検討したうえで、慎重に珪藻殻堆積量変化が何を意味するかを考えていく必要がある。

謝辞 大阪市立大学の熊井久雄教授、三田村宗樹助教授には、多くのご助言及びご指導を頂いた。近畿大学の後藤敏一助教授には珪藻分析法等についてご教示頂いた。滋賀県立琵琶湖博物館の辻彰洋氏には、珪藻の同定にご協力頂いた。滋賀県立大学の國松孝男教授、肥田嘉文氏には資料の提供にご協力頂いた。長谷川康男氏、田中正明教授には多くのご助言を頂いた。大阪市立大学の奥平敬元氏には電子顕微鏡の面でお世話になった。また、名古屋大学年代測定総合研究センターの中村俊夫教授には ^{14}C 年代測定で大変お世話になった。本研究を行うにあたって様々な形でご協力頂いた以上の方々に心より感謝いたします。

引用文献

- Fang, X.M., Li, J.J., Banerjee, S.K., Jackson, M., Oches, E.A., Van, d.V.R., 1999a. Millennial-scale climatic change during the last interglacial period: Superparamagnetic sediment proxy from paleosol S1, western Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters* 26, 2485-2488.
- Fang, X.M., Ono, Y., Fukusawa, H., Pan, B.T., Li, J.L., Guan, D.H., Oi, K.C., Tsukamoto, S., Torii, M., Mishima, T., 1999b. Asian summer monsoon instability during the past 60,000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 219-232.
- 福澤仁之, 1995. 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究 34, 135-149.
- Fukusawa, H., 1999. Varved lacustrine sediments in Japan: Recent progress. 第四紀研究 38, 237-243.
- 彦根地方気象台, 1993. 滋賀県の気象. 大蔵省印刷局, 東京, 215pp.
- 気象庁, 1994. 気象庁月報. 気象庁, 東京.
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okumura, M., Takemura, K., Hayashida, A., Yasuda, Y., 1995. AMS ^{14}C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C changes during the late Pleistocene. *Radiocarbon* 37, 274-296.
- Kitagawa, H., van der Plicht, J., 1998. A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: extension of the ^{14}C calibration curve. *Radiocarbon* 40, 505-515.
- Meyers, P.A., Takemura, K., 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.
- 奥村晃史, 嶋田繁, 鈴木毅彦, 福岡孝昭, 町田洋, 光谷拓実, 1999. 高精度年代決定による日本の完新世テフロクロノロジーの再検討. 地球惑星関連学会合同大会予稿集(CD-ROM).
- 滋賀県衛生環境センター, 1984. 琵琶湖のプランクトンデータ集・植物プランクトン. 滋賀県衛生環境センター, 大津, 154pp.
- 滋賀県衛生環境センター, 1985. 琵琶湖のプランクトンデータ集・植物プランクトン. 滋賀県衛生環境センター, 大津, 78pp.
- 滋賀県衛生環境センター, 1986. 琵琶湖のプランクトンデータ集・植物プランクトン. 滋賀県衛生環境

- センター, 大津, 99pp.
- 滋賀県衛生環境センター, 1991. 琵琶湖のプランクトンデータ集-植物プランクトン-. 滋賀県衛生環境センター, 大津, 92pp.
- 滋賀県衛生環境センター, 1995. 琵琶湖のプランクトンデータ集-植物プランクトン-. 滋賀県衛生環境センター, 大津, 101pp.
- 滋賀県生活環境部環境室, 1988. 昭和 63 年版環境白書-資料編-. 滋賀県生活環境部環境室, 大津, 214pp.
- 滋賀県生活環境部環境室, 1989. 平成元年版環境白書-資料編-. 滋賀県生活環境部環境室, 大津, 215pp.
- 滋賀県生活環境部環境室, 1990. 平成 3 年版環境白書-資料編-. 滋賀県生活環境部環境室, 大津, 247pp.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v.d. Plicht, J., and Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- 東郷正美, 佐藤比呂志, 岡田篤正, 松山紀香, 1997. 1997 年堅田断層(比叡辻地区)トレンチ調査. 活断層研究 16, 53-58
- 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.
- 松本哲一, 宇都浩三, 小野晃司, 渡辺一徳, 1991. 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応-. 日本火山学会 1991 年度秋季大会講演予稿集, 73

A record of summer precipitation for the past 140 ka based on diatom valve flux
from Lake Biwa, Japan and its relationship with the East Asian paleomonsoon

Michinobu Kuwae ^a, Shusaku Yoshikawa ^b, Yoshio Inouchi ^c

^a Graduate School of Science, Osaka City University, 3-3-138, Sugimoto-cho, Sumiyoshi-ku, Osaka
558-8585, Japan, Tel & Fax: +81-6-6605-3176, e-mail: mkuwae@sci.osaka-cu.ac.jp

^b Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University, 3-3-138, Sugimoto-cho,
Sumiyoshi-ku, Osaka 558-8585, Japan

^c Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ehime University, 2-5, Bunkyo-cho, Matsuyama,
Ehime 790-8577, Japan

Abstract

Records of East Asian summer monsoon changes has been revealed widely from China and Tibetan Plateau. In Japanese Islands, however, there is less record of summer precipitation. Therefore, relationship between the East Asian summer monsoon changes in China and the summer precipitation changes in Japanese Islands is still unclear. Here, we examine diatom valve flux in lacustrine sediment of Lake Biwa for the past 140 ka using the 140-m core, and to test it possibility as a proxy for summer precipitation. Furthermore, we discuss the relationship between the East Asian summer monsoon changes in China and the summer precipitation changes in Japan.

Comparison of diatom concentration records with records of paleoprecipitation indices, such as pollen, C/N ratio, and lignin from Lake Biwa sediments indicates that higher diatom concentrations represent wetter climatic conditions, and that lower concentrations represent drier climatic conditions. Meanwhile, comparison of recent monitoring data for diatom production with meteorological data shows that there is a good relationship between annual diatom production and values of annual summer precipitation during periods of May to October. Thus, records of diatom concentrations (also those of diatom valve flux) are of great utility as a proxy for inferring paleoprecipitation levels.

Based on the diatom valve flux, summer precipitation levels in Lake Biwa watershed region are high during 132–115, 102–101, 31–29, 7–0 ka cal BP, and low during 113–103, 60–55, 12 ka cal BP. These trends of the record show similar pattern to that of record of the East Asian summer monsoon intensity inferred from magnetic susceptibility from Chinese Loess Plateau. The result suggests that summer precipitation change in Japan is closely associated with the change in the East Asian summer monsoon intensity.

However, there are several problems of age estimates for the Takashima-oki core. Each four ¹⁴C dates at levels of 10–15m shows approximately 30 ka cal BP, therefore, sedimentation rates in this level are much higher than those at the other levels. The sedimentation rates do not match either the above mentioned conclusion that is based on ages of published tephrochronologies for the age/depth model, or those from other core closely drilled to the Takashima-oki core. Thus, this conclusion has remained suspensive.