

宍道湖におけるアオコの発生とその地球化学的特徴

瀬戸浩二¹・中山大介²・田中秀典²・山口啓子³

Cyanobacterial water-bloom in Lake Shinji and its geochemical features

Koji Seto¹, Daisuke Nakayama², Hidenori Tanaka² and Keiko Yamaguchi³

Abstract : In Lake Shinji, it is known that cyanobacterial water-bloom grows under the freshwater condition in the pluvial. In the middle of November 1999, however, the water-bloom grew under the restrained condition of the saline water (4.6 psu) and the low temperature (lower than 15°C). The purpose of this study is to clarify geochemical features such as carbon isotope ratio of the water-bloom in November 1999, and to discuss the factors controlling the occurrence of water-bloom based on geochemical features and environmental information.

The carbon isotope ratios of <63 μm suspended particulate organic matter (POM) from the Shinji Lake Surface Water (SSW) are $-22.45 \pm 0.17\%$, showing a intermediate $\delta^{13}\text{C}$ value between typical oceanic and freshwater phytoplankton. It is considered that high $\delta^{13}\text{C}$ values of POM are caused by ^{13}C concentration increased in dissolved inorganic carbon (DIC) as a result of high production of phytoplankton for the prior absorption of ^{12}C . The $\delta^{13}\text{C}$ value of POM in the pycnocline is -25.05% , which is lower than that of POM in SSW. This low $\delta^{13}\text{C}$ value may have shown the carbon fixation by the photosynthesis using the ^{12}C -enriched DIC accumulated in pycnocline and Shinji Lake Bottom Water (SBW).

The $\delta^{13}\text{C}$ values of water-bloom are $-23.82 \pm 0.03\%$, and are 1.1 to 1.4‰ lower than that of POM in SSW. This low $\delta^{13}\text{C}$ value may be caused by the water-bloom produced on/in the water surface where inorganic carbon exchange with the atmosphere. The negative correlation is recognized between $\delta^{13}\text{C}$ values of the water-bloom and salinity. This correlation shows that high salinity water mass below pycnocline including the ^{12}C -enriched DIC is added to the SSW.

Judging from geochemical characteristics and the water-bloom condition, the cyanobacterial water-bloom in November, 1999, may be caused by the lower layer including the nutriment such as $\text{NH}_4\text{-N}$ is thrust up by the inflow of the saline water, and partially diffused in SSW.

Key words : Lake Shinji, cyanobacterial water-bloom, carbon isotope ratio, POM, water mass structure

はじめに

宍道湖は、斐伊川河口付近に位置する低鹹汽水湖であり、日本で3番目の面積を持っている。この湖

の下流には高鹹汽水湖である中海があり、大橋川を通じて宍道湖と結ばれている。宍道湖の平均塩分は3~4 psu であり(伊達ほか, 1989), 中海から高塩分の水塊が大橋川を通じて流入することによって、

¹ 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, JAPAN
e-mail ; seto@riko.shimane-u.ac.jp

² 島根大学汽水域センター Research Center for Coastal Lagoon Environments, Shimane University, Matsue 690-8504, JAPAN

³ 島根大学生物資源科学部生態環境科学科 Faculty of Life and Environmental Science, Shimane University, Matsue 690-8504, JAPAN

湖の汽水環境が保たれている。1984年に農水省は中海河口付近に中浦水門を建設し、中海・宍道湖を淡水にすることを計画した。しかしながら、淡水化によるアオコなどの発生によって水質環境が悪化するかもしれないという懸念から1988年に淡水化事業は永久凍結に追い込まれた。これまでの研究から多量の降雨によって塩分が低下した際に、宍道湖においてアオコが発生することが知られている(伊達, 1988; 橋谷ほか1992; 作野, 1998; 1999; 伊達, 1999)。しかし, 1999年11月には, 塩分が低下していないにもかかわらず, アオコが多量に発生した。この発生時には, アオコは宍道湖全域をはじめ, その下流域である中海にも見られるほどであった。そこで本研究では, 1999年11月に発生したアオコの炭素同位体比およびC/N比などの地球化学的特徴を明らかにするとともに, 発生時の水質環境との比較から今回のアオコの発生要因について検討した。

調査及び試料

アオコの採取調査は1999年11月11日に汽水域研究センター所有調査船「ルピア」を用いて行った。試料の採取は2種類の方法で行った。一つはバンドン採水器(3ℓ)による水深1m間隔での採水, もう一つは63 μ mメッシュのフルイを用いた表層のアオコの採取である。前者は宍道湖湖心のSt.2地点のみで行い, 後者は湖心から大橋川までの4地点(St.2, A2, A3, OH3地点)で行った(図1)。採取時にアオコ分布の基礎環境データとして, 水中投下式

鉛直クロロフィル測定装置(ACL1151-DK:アレックス電子製)を用いて水温・塩分・照度などの観測も行っている。測定法は, 中山ほか(1999)にしたがった。

持ち帰った採水試料は, 2ℓを63 μ mメッシュのフルイで通過させた後, GF/Fのガラス繊維フィルター(粒子保持能:0.7 μ m)でろ過した。なお, 63 μ m以上のアオコの群体は水洗により強制的に通過させている。一方, 63 μ mメッシュのフルイを用いて採取したアオコは, 採取後よくかき混ぜ, 63 μ mメッシュのフルイを強制的に通過させた後, GF/Fのガラス繊維フィルターでろ過した。

ろ過したフィルターは, 80℃で1日乾燥させ, 分割してC/N比と炭素同位体比を測定した。C/N比の測定には, フィルターの約1/8を用い, 銀製コンテナ上で塩酸処理後, 封入し, さらに錫製コンテナに封入した。その後, CHNS元素分析計(E.A.1108; FISON社製)で全有機炭素量, 全窒素量を測定し, C/N比を求めた。炭素同位体比は, 分割したフィルター上の試料を1Nの塩酸で処理し, 五酸化バナジウムとともにバイコール管に封入し, 900℃で約2時間燃焼後, 測定した。同位体測定は, -131℃のn-Pentanを用いてCO₂を精製後, 軽元素ガス質量分析計(Delta S:サーモクエスト社製)で行った。軽元素ガス質量分析計の測定精度は, $\pm 0.02\%$ 以内である。

クロロフィル量の測定はアオコの発生量を評価するために行い, 採水試料1ℓをGF/Fのガラス繊維フィルターでろ過したものをを用いた。クロロフィルの

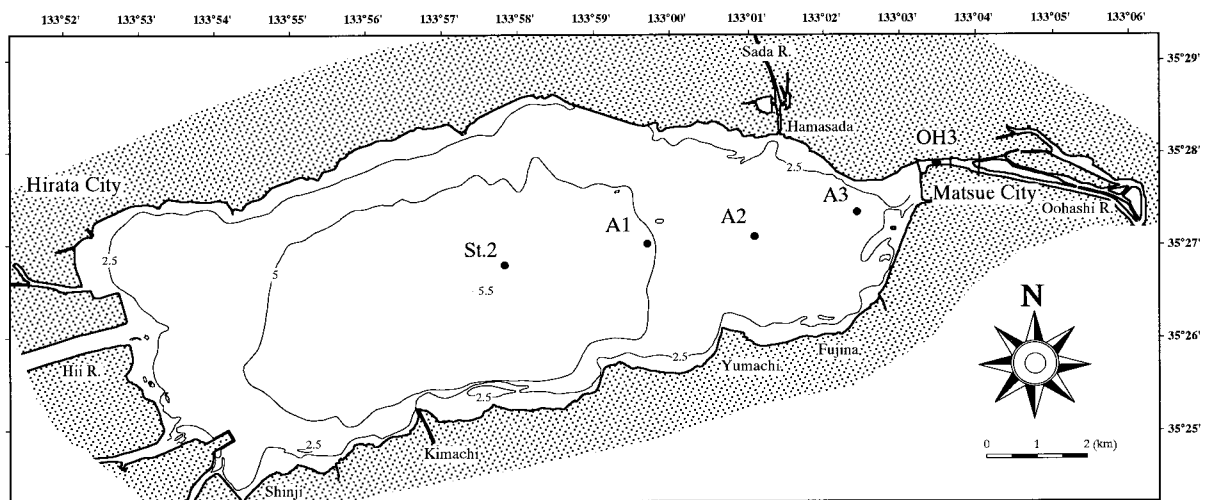


図1 調査位置図
Fig.1 Index map

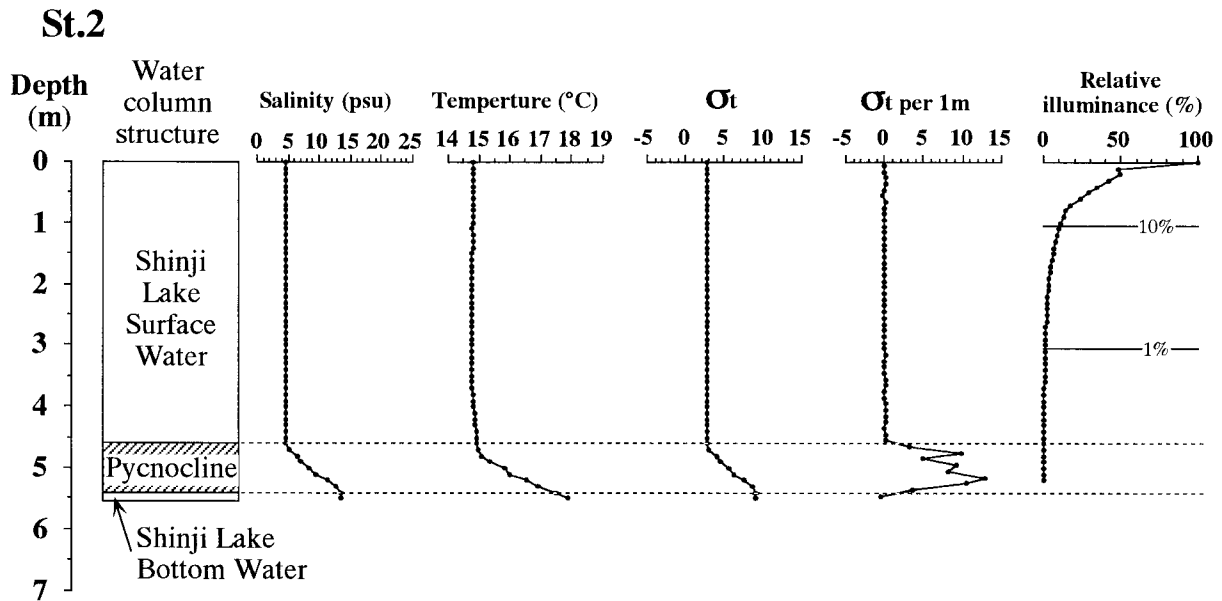


図2 宍道湖湖心 St.2 地点の水質の鉛直分布と水塊構造
 Fig.2 Vertical distribution of water quality and water mass structure at St.2 in Lake Shinji

定量はアセトンで抽出後, UNESCO の方法で行った.

アオコの発生状況

1999 年におけるアオコの発生は, 11 月中旬ごろがピークであった. 宍道湖の全域にアオコが発生し, 中海や中浦水道でも見られた. このアオコの発生は, 10 月ごろから始まった. 10 月 7 日の調査では, 宍道湖でわずかに見られる程度であった. 11 月 9 日の調査時では, アオコの密集部とそれ以外の部分に明瞭な境界が見られた. 11 月 11 日の試料採取調査の時では, 9 日で見られた明瞭な境界はなかったが, 全体に密集しており, さらにアオコが増加してようであった. 宍道湖の下流側の大橋川付近では, 宍道湖湖心より密集していた. この時浮いているアオコは風の作用によってすじ状を呈していた. その後, アオコの発生は終息し, 12 月 12 日の調査時では, 宍道湖でわずかに見られる程度であった.

アオコ発生時の水質環境

アオコ発生のピークに近い 11 月 11 日に塩分・温度などの水質調査を行った. この日は曇り時々晴れで微風であった. 透明度は宍道湖で 1.1 m~1.3 m, 大橋川上流部の OH 3 地点では宍道湖よりはやや高く, 2.0 m であった. 宍道湖湖心の St.2 地点にお

る相対照度は 1.1 m で 10%, 3.1 m で 1% まで減少する (図 2). 10% の相対照度を示す水深は, 透明度とほぼ同じ深さを示している.

1) 水温

宍道湖湖心の St.2 地点における水温は, 表層で 14.8°C であった. 水温の鉛直変化を見ると, 水深 3.5 m までわずかに減少し, 4.8 m まで緩やかに増加する. 水深 4.8 m から湖底の 5.5 m まで 4.3°C/m の平均水温勾配で増加し, 水温から見ると逆成層が形成されている (図 2). アオコがもっとも密集している大橋川入口付近の A 3 地点では, 表層の水温が 15.5°C と表層の測定点の中でもっとも高い値を示す (図 3). この地点における水温の鉛直変化を見ると, 表層から水深 0.8 m までは緩やかに減少し, 水深 0.8 m からはほぼ一定となる. この水深の水温は, St.2 地点の表層の水温とほぼ同じ 14.9°C であり, 表層は中層より 0.6°C 高いことになる. この高温水塊は, 湖心方向に温度差, 厚さが減少している. OH 3 地点では水温の垂直変化は見られず, ほぼ一定の値を示している.

2) 塩分

宍道湖湖心の St.2 地点における塩分は表層で 4.5 psu で, 湖底に向かってにわずかに増加する (図 2). 塩分は水深 4.7 m から 5.4 m まで 13.5 psu/m の平均塩分勾配で増加し, 塩分躍層が形成されている. 底層の塩分は 13.4 psu であった. 表層の塩分は下流方

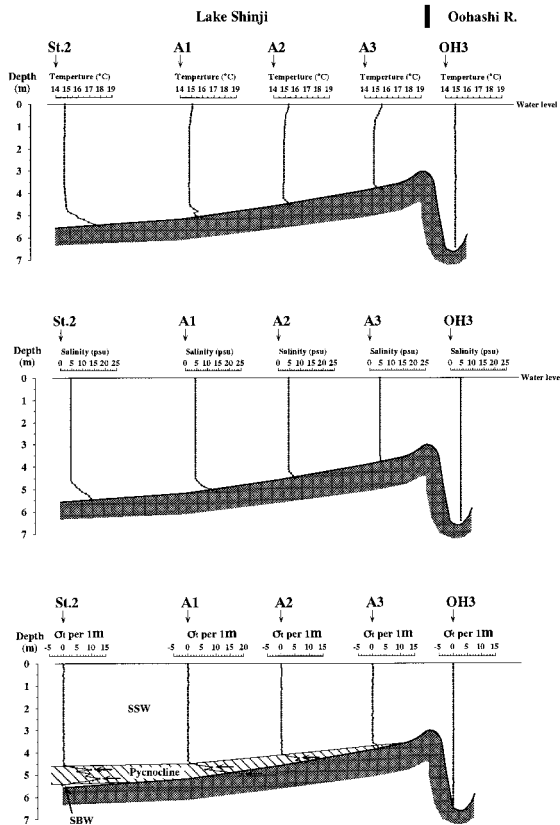


図3 宍道湖湖心～大橋川上流部における水温・塩分の鉛直分布と水塊構造
Fig.3 Profiles of water temperature, salinity and water mass structure from the center of Lake Shinji to the upper part of Ohashi River.

向に緩やかに増加し、大橋川上流部の OH3 地点で 4.7 psu 程度を示す (図 5)。この底層付近で見られる塩分躍層の厚さは、宍道湖では下流方向の地形的高まりとともに薄くなり、変化し始める水深が浅くなる。OH3 地点では、塩分躍層は見られず、表層から川底までほぼ一定の値を示している。

3) 密度

塩分と温度から密度 (シグマテター; σ_t) を求め、その変化率から水塊構造を示した (図 2, 3)。 σ_t は、多くの場合塩分と同じ変化を示すが、A3 地点で見られる高温水塊では温度変化に伴った σ_t の変化を呈している。本研究では便宜的に σ_t が 1 m 当り 1.5 以上の変化率を示す層を密度躍層とし、その境界より表層にある水塊を宍道湖表層水 (Shinji Lake Surface Water: SSW)、下層にある水塊を宍道湖底層水 (Shinji Lake Bottom Water: SBW) とした。宍道湖での SSW は、湖心の St.2 地点付近で厚さ 4.6 m ともっとも厚く、下流方向に徐々に薄くなっている。大橋川上流部の OH3 地点では、湖底 (6.4 m) まで SSW に支配されている。一方、SBW は、宍道湖湖心付近でのみ見られ、厚さもわずか 0.1 m 程度である。それらの境界の密度躍層の厚さは、St.2 地点で約 0.7 m であり、その厚さは湖底の水深が浅くなるのに伴い薄くなる。密度躍層中には、2 層準 (4.8 m と 5.2 m) の変化率のピークが見られる (図 3)。このピークは密度躍層と SSW の境界とほぼ平行に

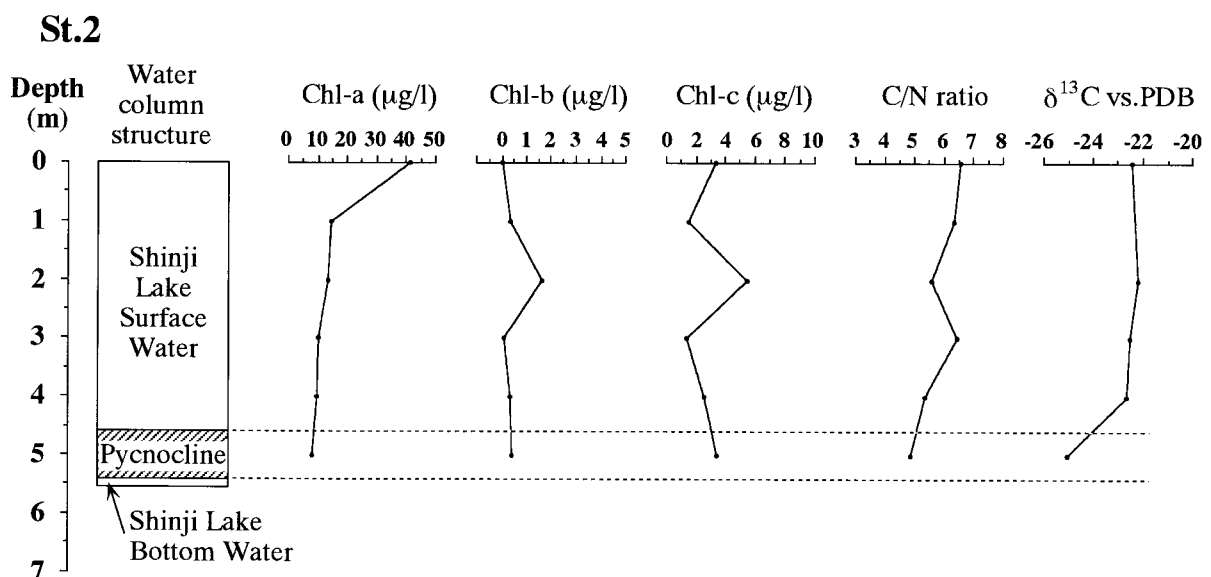


図4 宍道湖湖心 St.2 地点のクロロフィル量、懸濁態有機物の C/N 比と炭素同位体比の鉛直分布
Fig.4 Vertical distribution of chlorophyll concentration and the C/N ratio and carbon isotope ratio of suspended particulate organic matter at St.2 in Lake Shinji-ko

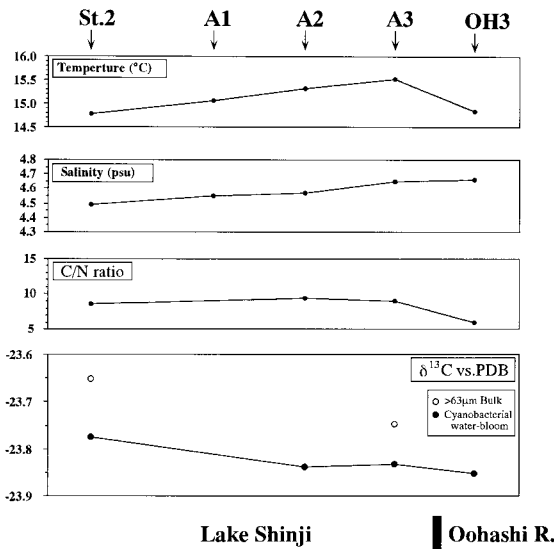


図5 宍道湖湖心～大橋川上流部における水温、塩分、アオコのC/N比と炭素同位体比の水平分布
Fig.5 Distribution of water temperature, salinity and the C/N ratio and carbon isotope ratio of water bloom from the center of Lake Shinji to the upper part of Oohashi River.

見られ、上位の層準はA2地点まで追跡できる。密度躍層とSSWの境界は湖底の水深が浅くなるとともにわずかに浅くなっているため、変化率のピークも浅くなっている。

クロロフィル量の鉛直分布

宍道湖湖心付近のSt.2地点において表層から1m間隔でクロロフィル量を測定した(図4)。表層のクロロフィルa(Chl-a)量は41mg/lと最も高く、水深1mでは14mg/lと顕著に減少する。それ以深では湖底方向に緩やかに減少し、密度躍層中にあたる水深5mでもっとも低くなる。クロロフィルb(Chl-b)量は水深2mがもっとも高く、1.6mg/lである。水深3mでいったん減少するが、湖底方向に緩やかに増加する。クロロフィルc(Chl-c)量は表層で比較的高く、3.3mg/lである。水深1mでいったん減少するが、水深2mでもっとも高い5.5mg/lを示す。それ以深ではChl-b量と同様な挙動を示す。

アオコ及び懸濁態有機物のC/N比及び炭素同位体比

63 μ mメッシュのフルイで採集したアオコ試料を

表1 宍道湖における懸濁態有機物とアオコ単成分のC/N比および炭素同位体比

Table 1 Data of C/N ratio and carbon isotope ratio of water bloom and suspended particulate organic matter in Lake Shinji.

Station	Material	Depth	C/Nratio	$\delta^{13}\text{C}$ vs. PDB
St.2	POM	surface	6.54	-22.450
St.2	POM	1m	6.33	-
St.2	POM	2m	5.56	-22.222
St.2	POM	3m	6.43	-22.509
St.2	POM	4m	5.38	-22.627
St.2	POM	5m	4.88	-25.048
St.2	water-bloom	surface	8.67	-23.774
A2	water-bloom	surface	9.41	-23.839
A3	water-bloom	surface	9.03	-23.833
OH3	water-bloom	surface	6.01	-23.853
St.2	Bulk (>63 μ m)	surface	-	-23.652
A3	Bulk (>63 μ m)	surface	7.66	-23.747

63 μ mメッシュのフルイを強制的に通過させ、ガラス繊維フィルターでろ過したものは、アオコの単成分に近い試料と見なせる。アオコのC/N比は、OH3地点を除いて、8.5~9.5である。OH3地点では、6.0と低い値を示した。炭素同位体比は、-23.77~-23.85%であり、その差は0.08%と極めて小さいものであった。しかし、下流方向に減少していく傾向が見られる(図5)。St.2地点とA3地点では、63 μ mメッシュのフルイで採集したアオコ試料をそのまま乾燥させて炭素同位体比の測定を行った。その結果、アオコの単成分試料の値より約0.1%高い値を示した。

宍道湖湖心のSt.2地点において表層から1m間隔で採水し、採水試料から63 μ m以下の懸濁態有機物(POM)を得た。POMのC/N比は4.8~6.5で、湖底に向かって減少する傾向がある(図4)。POMの炭素同位体比は、SSW中の水深4mまでが-22.22~-22.63%で、水深5mの密度躍層中では-25.05%と顕著に低い値を示す。SSW中のPOMの炭素同位体比は、表層でやや低い値を示し、水深2mでやや増加するが、それ以深では緩やかに減少する。

考 察

1) アオコ及び懸濁態有機物の炭素同位体比の変化要因

宍道湖表層水(SSW)の影響下にある63 μ m以下の懸濁態有機物(POM)は、-22.45 \pm 0.17%であった。陸上高等植物(C3植物)の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、-28~

-26%であり(和田ほか, 1984; 小倉ほか, 1986), 小川ほか(1994)では陸起源のエンドメンバーとして-26.5%を用いている. SSWのPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値はそれより高く, POMのC/N比も陸上高等植物より低いことから, その多くが宍道湖で生産された植物プランクトンであると思われる.

中緯度における海洋植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値は, 約 $-20 \pm 1\%$ であることが知られている(和田ほか, 1986). また, 琵琶湖やミシガン湖などにおける淡水湖の植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ は, $-28 \sim -25\%$ が得られている(Nakai and Koyama, 1991; Meyers, 1994). 淡水と海水の $\delta^{13}\text{C}$ 値の違いは, それぞれの溶存無機炭素(DIC)の $\delta^{13}\text{C}$ 値を反映しているものと考えられている. SSWの塩分は4.5 psuで, 単純に海水と淡水の混合と考えるとSSWのPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値は淡水湖の植物プランクトンの値に近いことが期待される. しかしながら, SSWのPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値はそれらの中間的な値より高い方にややずれている.

内湾などのやや閉鎖された生産性の高い海域では植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなることが知られている. 例えば, 東京湾では, 生産性の高い夏季に $-15.0 \pm 0.3\%$ という一般的な海洋植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値より高い値が得られている(小川ほか, 1994). $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなる理由として, 植物プランクトンの活発な増殖によって炭酸の拡散律速が生じ, 高い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示す植物プランクトンが生産されるものと見られている(小川ほか, 1994). 一方, 淡水湖においてもアオコの大量発生などにより $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなることが知られている. これは, この高い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示す時期に植物プランクトンと溶存無機炭素(DIC)の $\delta^{13}\text{C}$ 値の差が小さくなることから, 低DIC量, 高pHのため CO_2 が極めて少ない状態で光合成を行っていることに起因すると考えられている(Takahashi et al., 1990). 今回, 宍道湖で得られた植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値はアオコ発生時のものである. 今回の調査ではpHを測定していないため, 確定的な議論はできないが, 秋季のpHは8.7前後(伊達ほか, 1989)であった. また, 1997年のアオコ発生時のpHは, 9.1~9.5であった(作野ほか, 1998). したがって, Takahashi et al. (1990)で説明されているほどpHが高いとは言えない. また, 大量発生することによって高くなるはずのアオコ単成分の $\delta^{13}\text{C}$ 値も高い値を示していない. このことからアオコの高い生産性のためにDICの ^{13}C 濃縮が行われ, その後, ^{13}C に富むDICを利用して他

の植物プランクトンの生産が行われたためにPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値がやや高い方向にシフトしたものと考えられる. アオコ単成分の $\delta^{13}\text{C}$ 値が低いのは, アオコ自身が浮遊することにより, 大気との炭素交換が活発に行われている極表層部で高い生産を行っていることがもう一つの要因と思われる.

一方, 密度躍層中のPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値は, SSW中のPOMと比較して極めて低い. 淡水湖の表層堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は, $-25 \sim 30\%$ と低い値を示すことが知られている(Meyers and Ishiwatari, 1995). 密度躍層中のPOM $\delta^{13}\text{C}$ 値が低い理由として湖底堆積物がまき上がってPOMに含まれることも否定できないが, 密度躍層以深にSBWが存在し, 密度躍層も水塊として比較的安定していることから湖底堆積物のまき上がりによる影響はないと考えられる. 湖底堆積物中の有機物が分解されると ^{12}C に富むDICが形成される. 循環のよい湖沼では ^{12}C に富むDICはすぐに拡散され, 最終的には気圏に放出される. しかしながら, 密度躍層のある湖沼では, ^{12}C に富むDICは拡散されることなく密度躍層以深に蓄積される. 密度躍層中のPOMが植物プランクトンで構成されているとすると, ^{12}C に富むDICの環境下で光合成による炭素固定が行われているために低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すものと思われる. しかしながら, 密度躍層の水深では相対照度は1%以下と極めて低く, 植物プランクトンはわずかな光量を使って生産活動を行っていることになる. 近藤ほか(1994)では, 地中海で鉛直的な採水を行い, 植物プランクトンの光合成特性を示した. その結果, 塩分躍層以浅の植物プランクトンは陽性型, 以深では陰性型を示しており, 植物プランクトンが光合成特性を変化しながら生存していることが明らかにされた. したがってこの結果は光量の少ない環境でも植物プランクトンの炭素交換が可能であることを示唆している. SSW中であっても水深4mで得られたPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値はやや低く, 密度躍層中のPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値に偏った傾向を示す(図6). これは, 密度躍層以深の水塊との混合により, 底層から ^{12}C に富むDICが供給されたためであると思われる.

アオコ単成分の $\delta^{13}\text{C}$ 値はSSWのPOMの値より1.1~1.4%低い. 中山ほか(2000)によれば, 表層付近ではアオコが植物プランクトンの96%以上を占めている. Chl-a量とChl-b, c量の比から見ても表層におけるアオコの量は非常に大きい. しかしながら, 表層のPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値とC/N比は, アオコ単成分に多少寄っているものの, アオコ単成分の値と

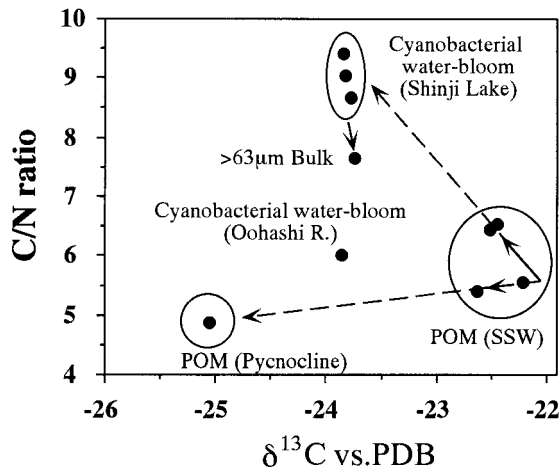


図6 宍道湖における懸濁態有機物およびアオコ単成分のC/N比と炭素同位体比の散布図
Fig.6 Scatter diagram between C/N ratio and carbon isotope ratio of water-bloom and suspended particulate organic matter in Lake Shinji.

はかなり離れている(図6)。これは、アオコの個体数やアオコに含まれるChl-a量は多いが、有機物量としては他の植物プランクトンより小さいことを示している。

宍道湖(St.2地点)~大橋川上流(OH3地点)の4地点において表層のアオコ単成分の炭素同位体比が明らかになったが、変位差は小さいもの下流方向に減少していく傾向が見られる(図5)。一方、SSWの塩分は、宍道湖~大橋川上流の間に増加する傾向にある。図7はアオコの $\delta^{13}C$ 値と塩分の散布図である。ともに変位差は小さいもの、アオコの $\delta^{13}C$ 値と塩分間に相関係数0.7以上の負の相関が認められた。汽水の端成分である海水の溶存無機炭素(DIC)の $\delta^{13}C$ 値は、一般に淡水のDICより高い値を示す。そのため、淡水と海水の混合水である汽水のDICの $\delta^{13}C$ 値は、塩分と正の相関を示すはずである。しかし、アオコの $\delta^{13}C$ 値は、塩分と負の相関を示している(図7)。前にも述べたように、宍道湖に安定して存在している密度躍層やSBWのDICは、堆積物の有機物が分解されたものが蓄積されているため ^{13}C に富んでいる。鉛直方向のPOMの $\delta^{13}C$ 値と塩分の関係を見たところ、二極化しているために相関を議論することはできないが、アオコの $\delta^{13}C$ 値と塩分の負の相関と比較的近い傾きを示している(図7)。したがって、アオコの $\delta^{13}C$ 値の下流方向への減少傾向とSSWの下流方向の塩分増加は、宍道湖の密度躍層以深の高塩分水塊の付加に起因して

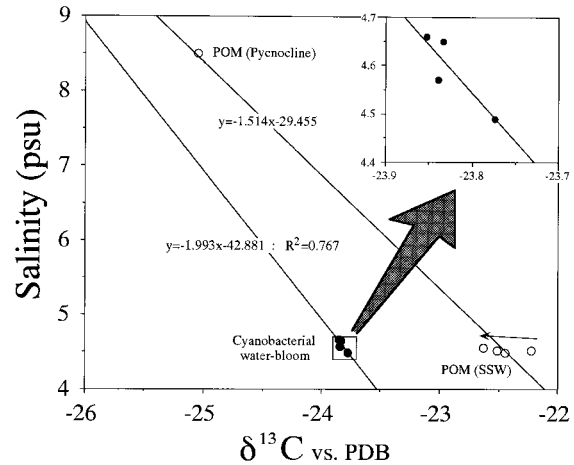


図7 宍道湖における懸濁態有機物およびアオコ単成分の塩分と炭素同位体比の関係
 黒丸はアオコの単成分、白丸はPOMを示す。SSWのPOMの $\delta^{13}C$ 値は、アオコによって矢印の方向にシフトしている。SBWとSSWのPOMは大きく離れ、2つの集団を示す。その関係式における傾きとアオコ単成分の関係式の傾きは比較的近い。

Fig.7 Relationship between salinity and carbon isotope ratio of water bloom and suspended particulate organic matter in Lake Shinji. The black round shows the water-bloom, and the white round shows POM. The value of POM of the SSW shifts in the direction of the arrow by the effect of the water-bloom. The $\delta^{13}C$ value of POM of SBW is greatly different from that of SSW, and two groups are formed. The gradient of this relational expression is similar with the gradient of the relational expression at salinity and $\delta^{13}C$ value of the water-bloom.

いるものと思われる。

2) アオコの発生要因

宍道湖では、過去に幾度もアオコが大発生している。最近では、1997年から1999年まで3年連続で発生している。宍道湖でのアオコは多雨により低塩分化が起こったときに発生し、低塩分化が起こっても日照の少ない時には発生しないことが報告されている(伊達, 1988; 橋谷ほか, 1992)。伊達(1988)は、室内実験において水温が13°Cから30°Cまでの間でアオコ(*Microcystis*)の増殖量がほぼ直線的に増加し、塩分が1000~1500 mg/l (1~1.5 psu程度)で著しく抑制されることを報告している。また、アオコは、強光障害を受けにくく、光が強いほど他のプランクトンより相対的に増殖しやすいと言われている。そのため、アオコは低塩分、高温、高日照のもとで発生しやすいと考えられている(伊達, 1988;

橋谷ほか, 1992; 大谷, 1997). 1997年のアオコの発生でも, 1%以下の低塩分の時に起きている(作野ほか, 1998; 作野ほか, 1999). しかしながら, 1999年のアオコの発生は, 高塩分(4.6 psu), 低温(15°C以下)で起きている. また, 発生のピークが11月中旬であることを考慮すると日照もそれほど多いとは考えにくい. このように1999年のアオコの発生は, アオコにとって抑制される条件下で起きていることになる. したがって, アオコの発生には, これまでと違った他の要因を考える必要がある.

淡水湖での *Microcystis* の発生は, アンモニア態窒素($\text{NH}_4\text{-N}$)の供給に依存していることが知られている(Home, 1975). 伊達ほか(1989)によれば, 宍道湖の $\text{NH}_4\text{-N}$ は下層において高い傾向にあり, 特に夏季に著しく増加すると報告している. そして, この増加を下層水中の有機態窒素の分解・無機化及び湖底泥からの供給に由来するものと考えている. 今回の調査では, SSWの塩分はアオコが発生し始めた10月から発生の終息した12月まで増加傾向にあった. また, 10月から11月の間に密度躍層以深の水層は0.3 mから0.9 mと厚くなっている. これらは, 宍道湖への塩水の供給に伴い, 密度躍層が上層に押し上げられるとともに, SSWが底層の密度躍層から塩分を供給されていることを示しているものと思われる. また, POMの炭素同位体比の鉛直分布は, 密度躍層で蓄積された低い炭素同位体比を示すDICがSSWに供給されていることを示唆している. したがって, 1999年の場合, 塩水の下層への流入に伴い, $\text{NH}_4\text{-N}$ などの栄養塩を含む底層の水が押し上げられ, さらにその一部が表層水に拡散することによってアオコが発生したと考えられる. その後のアオコの増殖の抑制は, さらなる高塩分化, 低温, 日照不足, 密度躍層の衰退に伴う栄養塩の供給不足などが考えられる.

高塩分下でのアオコの発生の原因は特定できないが, 大塚ほか(2000)は, 今年発生したアオコが典型的な *Microcystis aevuginosa* と形態的に異なることを指摘しており, これまで発生したアオコとは性質が異なっている可能性がある. 今後, 高塩分下で発生したアオコの種を同定すると共に, それを用いた培養実験によって塩分耐性を明らかにすることが必要と思われる.

ま と め

1. 1999年11月中旬のアオコの発生は, 高塩分(4.6

psu), 低温(15°C以下)というアオコにとって増殖が抑制される条件下で起こった.

2. 宍道湖表層水の影響下にある63 μm 以下の懸濁態有機物は, $-22.45 \pm 0.17\%$ で, 海洋植物プランクトンと淡水湖の植物プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値の中間的な値よりやや高い方向にシフトしている. これは, アオコの高い生産性のために溶存無機炭素の ^{13}C 濃縮が行われ, その後, ^{13}C に富む溶存無機炭素を利用して他の植物プランクトンの生産が行われたためにPOMの $\delta^{13}\text{C}$ 値がやや高い方向にシフトしたものと考えられる.

3. 密度躍層中の懸濁態有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -25.05% で, 宍道湖表層水中の懸濁態有機物と比較して極めて低い. 密度躍層以深に蓄積された ^{13}C に富むDICを用いて光合成による炭素固定が行われているために低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すものと思われる.

4. アオコ単成分の $\delta^{13}\text{C}$ 値は $-23.82 \pm 0.03\%$ で, 宍道湖表層水の懸濁態有機物の値より1.1~1.4%低い. アオコ単成分の $\delta^{13}\text{C}$ 値が低いのは, アオコ自身が浮遊することにより, 大気との炭素交換が活発に行われている極表層部で高い生産を行っているためと思われる.

5. アオコ単成分の $\delta^{13}\text{C}$ 値と塩分間に相関係数0.7以上の負の相関が認められた. これは, 密度躍層以深の ^{13}C に乏しいDIC(底質有機物の分解による)を含んだ高塩分水塊の宍道湖表層水への付加を反映しているものと思われる.

6. 1999年11月のアオコの発生は, 塩水の下層への流入に伴い, アンモニア態窒素などの栄養塩を含む底層の水を押し上げ, さらにその一部が表層水に拡散することによって起こったと考えられる. 本研究では高塩分下でのアオコの発生の原因は特定できなかったが, 今後, 高塩分下で発生したアオコの種を同定することと共に, それを用いた培養実験によって塩分耐性を明らかにすることが必要であると思われる.

謝辞

本研究の調査では, 島根大学汽水域研究センターの所有する調査船「ルピア」を使用した. 調査船を快く貸していただいた國井秀伸博士に厚くお礼を申し上げます. また, 島根大学総合理工学部地球資源環境学科助教授の三瓶良和博士および島根大学汽水域研究センターの大塚泰介博士には, 粗稿を読んでいただき, 貴重な御意見を頂いた. ここに感謝の意を表し, 厚くお礼を申し上げます.

引用文献

- 伊達善夫 (1988) 宍道湖・中海とアオコ. ふるさとブックレット 12. たたら書房, 米子, 49 p.
- 伊達善夫 (1999) 本庄工区の干拓と淡水化について. LAGUNA (汽水域研究), 6: 189-203.
- 伊達善夫・橋谷博・清家泰・近藤邦男・奥村稔・藤永薫 (1989) 12年間の定期調査からみた中海・宍道湖の水質-季節変化, 経年変化, 平均値-。山陰地域研究 (自然環境), 5: 89-102.
- 橋谷博・奥村稔・藤永薫・近藤邦男・清家泰 (1992) 宍道湖・中海の水質変動に与える気象・海象の影響- (その2) 1982~1991年の水質変動と気象5因子. 山陰地域研究 (自然環境), 8: 68-86.
- Horne, A. J. (1975) The Ecology of Clear Lake Phytoplankton. *Special report the Clear Lake Algal Research Unit, Lakeport, Calif.*: 1-116.
- 近藤邦男・清家泰・橋谷博 (1994) 汽水湖中海における栄養塩類および植物プランクトンの鉛直分布を支配する塩分躍層の役割. *Jpn J. Limnol.*, 55, 1: 47-60.
- Meyers, P.A. (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*: 289-302.
- Meyers, P.A. and Ishiwatari, R. (1995) Organic Matter Accumulation Records in Lake Sediments. In A. Lerman, D. Imboden and J. Gat (eds.), *Physics and Chemistry of Lakes (2nd ed.)*: 279-328.
- Nakai, N. and Koyama, M. (1991) Die Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen unter Berücksichtigung der anorganischen Bestandteile, des C/N- und des Kohlenstoff-Isotopenverhältnisses am Beispiel des 1400-m-Bohrkerns aus dem Biwa-see. In S. Horie (ed), *Die Geschichte des Biwa-Sees in Japan Universitätsverlag Wagner, Innsbruck*: 149-160.
- 中山大介・作野裕司・松永恒雄・高安克己・國井秀伸 (1999) 宍道湖・中海の鉛直クロロフィル a 濃度分布特性. LAGUNA (汽水域研究), 6: 217-222.
- 中山大介・大塚泰介・瀬戸浩二・山口啓子 (2000) アオコ発生時における現場型蛍光法によるクロロフィル濃度測定の問題点. LAGUNA (汽水域研究), 7: 71-76.
- 小倉紀雄・木村健司・関川朋紀・山田和人・南川雅男 (1986) 東京湾内湾部における懸濁有機物の炭素安定同位体比. 地球化学, 20: 13-19.
- 小川浩史・青木延浩・近磯晴・小倉紀雄 (1994) 夏季の東京湾における懸濁態および堆積有機物の炭素安定同位体比. 地球化学, 28: 21-36.
- 大谷修司 (1997) 宍道湖・中海水系の植物プランクトンの種類組成と経年変化. 沿岸海洋研究, 35, 1: 35-47.
- 大塚ほか (2000). 宍道湖産 *Microcystis* sp. の形態観察. LAGUNA (汽水域研究), 7: 81-83.
- 作野裕司・中山大介・松永恒雄・高安克己・六川修一・中村幹雄・國井秀伸 (1998) 衛星リモートセンシングによる中海・宍道湖の水質濃度マッピング (その1) -アオコ発生時の透明度, 懸濁物質濃度およびクロロフィル a 濃度の面的把握-. LAGUNA (汽水域研究), 5: 183-196.
- 作野裕司・松永恒雄・中山大介・六川修一・高安克己・國井秀伸・中村幹雄・山室真澄 (1998) SPOT/HRV データによるアオコ発生時の宍道湖表層クロロフィル a 濃度分布の推定. 日本リモートセンシング学会誌, 19, 2: 20-36.
- Takahashi, K., Yoshioka, T., Wada, E. and Sakamoto, M. (1990) Temporal variation in carbon isotopic ratio of phytoplankton in a eutrophic lake. *J. Plankton Res.*, 12: 799-808.
- 和田英太郎 (1986) 生物関連分野における同位体効果-生物界における安定同位体分布の変動-. RADIOISOTOPES, 35: 136-147.
- 和田英太郎・水谷広・柄沢享子・蒲谷裕子・南川雅男・米本昌平・辻 (1984) 大槌水系における有機物の挙動-炭素・窒素同位体比からの評価-. 地球化学, 18: 89-98.