

びわ湖における湖底高濁度層の季節変化

鷺 邦彦・遠藤修一・川嶋宗継・奥村康昭・服部達明・中山聖子

摘 要

びわ湖の湖底高濁度層 (Benthic Nepheloid Layer) の特徴や季節変動を捉えることを目的とし、4年間にわたる水温・濁度・クロロフィル *a* などの観測にもとづいて研究を行った。湖底高濁度層は、水温成層期に発達し、非成層期には存在しない。湖底高濁度層の厚さや濁度の変動は、主として降雨後に河川から流入した土壌起源物質による。土壌起源物質の指標である粒状態アルミニウムが高濁度層内で増加する時には、同時に植物プランクトンの指標である粒状態リンの増加が見られる。これは河川からの濁水が表層や躍層に生息する植物プランクトンの一部を吸着し、ともに湖底に沈降したためと考えられる。ただし、アルミニウム濃度がその後すぐに減少するのに対し、リン濃度は増加する。すなわち、土壌起源物質は密度が大きいためすぐに沈降・堆積し、吸着されなかった植物プランクトン起源の物質がその後ゆっくりと沈降したためと考えられる。あるいは、一度湖底に堆積したデトリタスがその密度が小さいために湖底付近の流れによって再浮上したためとも考えられる。したがって、河川流入が少ないときにも湖底高濁度層が維持されているのは、植物プランクトンの沈降および再浮上による濁度の供給と、それらの分解 (無機化) による堆積に伴う濁度の減少との収支がほぼ釣り合っているためと考えられる。このほか、夏季から成層末期にかけて底層水の低酸素化に伴うマンガンの化学変化による濁りの形成が見られた。さらに、強風の連吹後に発生した底層での強い流れにより底泥の巻き上げが生じたが、その濁りはその後急速に消滅した。

キーワード：濁度，湖底高濁度層，懸濁物質，びわ湖

はじめに

近年、湖沼の環境汚染はますます深刻な事態となっており、特に近畿 1400 万人の水資源であるびわ湖の汚濁は、社会的にもきわめて重要な問題である。水質汚濁を防止するためには、湖水の濁りの実態を把握するとともに、汚濁や富栄養化の機構を解明する必要がある。このような状況の中で、最近びわ湖において湖底高濁度層の存在が報告され (たとえば河合ら, 1985), その成因や湖水中の懸濁物質の物理学的・化学的挙動を解明することが、びわ湖における物質循環機構を明らかにする上で重要な課題となっている。

沿岸海洋や大陸斜面における海底高濁度層の存在は古くから知られている (PLANK *et al.*, 1972)。谷本ら (1991) は、瀬戸内海の江田内湾での海底高濁度層について以下のような報告をしている。すなわち、江田内湾の海底高濁度層は、3月下旬頃から形成され始め、11月中旬には消滅する。底層での流速は弱く、堆積物の巻き上がりによる高濁度層への寄与は少ない。江田内湾では河川水の流入も少ないので、海底高濁度層は生物生産に由来するものと推測される。

一方、湖沼においても近年、湖底高濁度層の存在が観測され、湖水の汚濁や湖水中の物質循環に深く関わっていることが指摘されている (SANDILANDS and MUDROCH, 1983)。たとえば、MUDROCH and MUDROCH (1992) は、オンタリオ湖における湖底高濁度層が成層期間を通して存在し、濁りの正体は表層で生産されたプランクトンなどの有機物と、エリー湖から運ばれてきた土壌起源の粒子とが混在したものであると報告している。しかしながら、LINK (1994) は、スペリオール湖の中央部と西岸域の湖底高濁度層については常に存在しているわけではなく、Benthic Nepheloid Layer (以下BNL) という用語を使う時は注意すべきであると警告を発している。

びわ湖では、北湖の湖底付近に高濁度層が存在することが河合ら (1985) によって指摘された。津田ら (1989) は、夏季に北湖のかなり広範囲にわたって湖底高濁度が存在していることを報告した。市木ら (1985) は、高濁度層中の懸濁物質には植物プランクトン以外に、河川を通じて流入したものが含まれていることを見いだした。前田ら (1987) は、びわ湖の湖底高濁度層の成因として、①湖底泥の巻き上げ、②湖底面に沿った河川水の流入、③湖底付近で粒子が堆積せずに懸濁している機構などを挙げている。この中で、①については、湖底泥と湖底付近の懸濁物質と

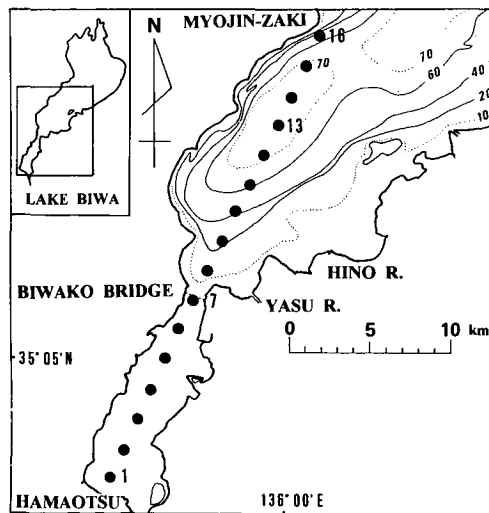


Fig. 1. Locations of the TCT observation stations in Lake Biwa. Depth contours are in meters.

は成分が異なることや、熊谷 (1987) の湖底境界層流の観測結果からもその可能性は否定的である。また、前田ら (1987) は、採水時に底泥を人為的に巻き上げた結果、みかけの高濁度層を作り出す危険性についても言及している。津田 (1993) と下田 (1993) は水温躍層より下の中間層 (水深 50 m 付近) に非常に高い濁りの層が現れることを見出し、内部波による高濁度層形成モデルを構築し考察を行った。川嶋 (1988) と川嶋・高松 (1995) は、成層期のびわ湖において湖底付近が低酸素化し、その結果として底泥中から 2 価のマンガンが溶出し、その後再び酸化されたマンガン (MnO_2) が湖底近くの水中に懸濁することを見いだしている。

以上のように、びわ湖における湖底高濁度層に関して多くの研究がなされているにもかかわらず、その実態や季節変化については不明な点が多い。そこで本研究では、4 年間にわたる TCT プロファイラ (奥村ら, 1993) を用いた観測と、採水によって得られた懸濁物質の化学分析の結果から、びわ湖の湖底高濁度層の実態と季節変化を明らかにするとともに、その成因や維持機構について考察する。

観 測

びわ湖南湖の浜大津沖から北湖の明神崎を結ぶ線上に 2 km ごとに計 16 測点を設け (Fig. 1), 各測点において TCT プロファイラ (アレック電子製) を用いて、水温・電気伝導度・濁度の鉛直分布を測定した。観測は、1992 年 4 月から 1993 年 5 月までの期間には約 10 日ごとに計 35 回実施した。また、1995 年 5 月~12 月には毎月 1 回計 8 回の観測を実施した。1995 年の観測では、TCT 観測と同時にクロロテック (アレック電子 ALC100-D) を用いてクロロフィル a の鉛直分布の測定も行った。

観測で用いた TCT プロファイラは、従来のケーブル式の STD とは異なり、センサ部とデータ処理部が分離されているので、特殊なワイヤを使用する必要がなく容易に船上から測器を昇降させることができる (奥村ら, 1993)。水温センサは白金測温抵抗体で測定精度は $\pm 0.05^\circ C$ 、濁度センサは赤外後方散乱光方式で測定精度は 0.1 ppm である。濁度の検定はカオリンを用いて行なった。TCT プロファイラおよびクロロテックの鉛直方向の測定間隔は 0.5 m である。観測艇には巡航速度 20 ノットの清流 II (滋賀大学) を使用し、測点の位置は GPS により求めた。また、TCT 観測と同時に透明度と風向風速の観測も行った。

採水は測点 13 (水深約 74 m, Fig. 1 参照) で、バンドン採水器を使用して行った。1992 年 4 月から 1993 年 5 月までは、表層 (0 m)、中層 (30 m)、底層 (73 m) の 3 層において TCT 観測と同じ日に採水を行った。1995 年には毎月 1 回、TCT 観測とは別の日に、表層 (0 m) から底層 (70 m) までを 10 m 間隔で計 8 層で採水した。採取した水は船上で塩化ビニール製のポリタンクに保管し、研究室に持ち帰ってからろ過と分析を行った。

懸濁物質 (SS) の重量と強熱減量 (Ignition Loss, 以下 IL と略記) の測定には、あらかじめ洗浄した GF/C グラスファイバーフィルタ (Whatman 社製) を使用し

た。また、蛍光X線による化学元素分析によって、SS中の9つの懸濁元素(Al, Si, Ti, Fe, K, Ca, P, S, Mn)を測定した。

湖底高濁度層の季節変化

TCTプロファイラによる観測から得られたびわ湖の水温と濁度の各季節における分布を以下に示す。各断面図の縦軸は深さ、横軸は測点を表している。測点1~6が南湖、測点8~16が北湖であり、測点7が南北湖の境界である琵琶湖大橋にあたる。

はじめに、春季の観測例として1992年5月18日の水温と濁度の鉛直断面分布を示す(Fig. 2)。水温分布をみると、加熱期であるため北湖よりも浅い南湖の方が高温となっている。北湖では弱い水温成層が見られるが、鉛直安定度が小さいために等温線の傾斜が顕著に表れている。濁度については、北湖に比べて南湖が大変濁っている様子が捉えられている。南湖では年間を通してこのような高濁度水が観測される。この理由は、水深が浅いために風による底泥の巻き上げが生じやすいことに加えて、測点4付近で砂利採集による人為的な濁りが供給されているためである。北湖の表層で濁度が高いのは、植物プランクトンの増殖を捉えたものと考えられる。また、湖底付近には相対的に濁りの大きな水が存在しているが、湖底高濁度層とい

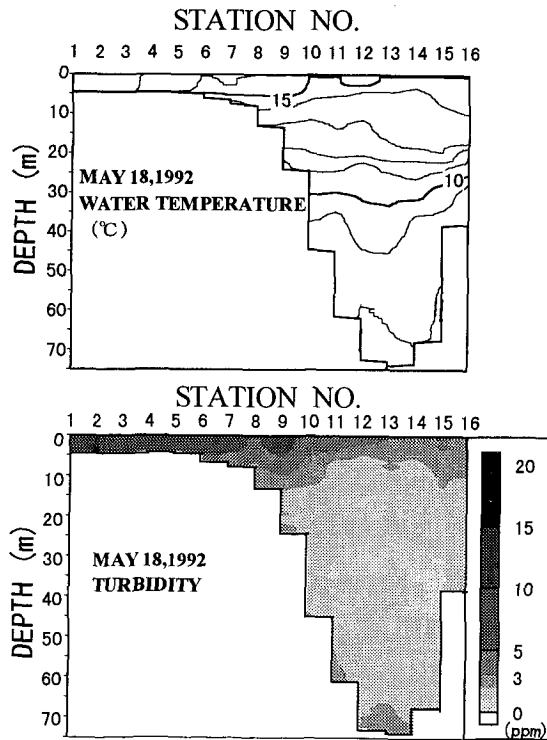


Fig. 2. Vertical sections of water temperature (top) and turbidity (bottom) on 18 May 1992.

うほど顕著なものではない。

夏季の典型的な分布として、1992年8月31日の水温・濁度の分布を示す (Fig. 3)。水温分布をみると、深さ10~20 mに顕著な水温躍層が存在する。平均的な水温として深さ10 mで25℃、20 mで15℃であるから密度差は 0.0021 g cm^{-3} である。この密度差はかなり大きく、水の密度に近い植物プランクトンの遺骸などは急激な水の密度増加による沈降速度の減少のために、しばしば水温躍層内に集積する (岡本, 1971)。濁度の分布をみると、水温躍層付近にきわめて高い濁度の水が存在し、最大で20 ppmに達している。これは、8月19日にびわ湖に最接近した台風11号による大降雨の後に、河川から大量の低温な濁水が密度流となって北湖の水温躍層に流入したためである (岡本, 1992)。躍層よりも深い層では比較的低い濁度の水が存在するが、湖底付近では顕著な高濁度層が見られる。特に測点15や測点16では10 ppmを超える濁度となっている。

秋季の観測例として1992年11月2日の水温と濁度の分布を Figure 4 に示す。水温躍層は深さ約30 mに存在し、夏季よりも約15 m深くなっている。また、表層と深層との密度差も小さくなり、前日の強い北風の連吹によって躍層は南に向かって大きく傾斜している。濁度の分布をみると、南湖で極めて高い値となっているが、

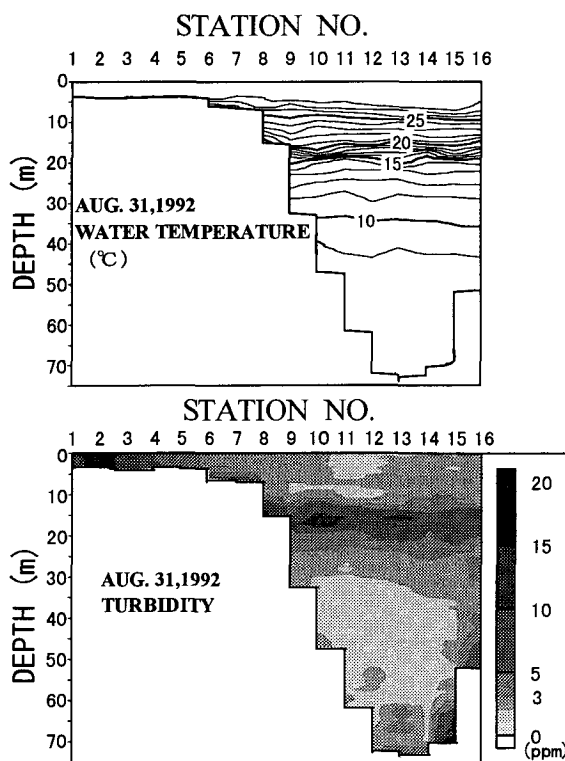


Fig. 3. Vertical section of water temperature (top) and turbidity (bottom) on 31 August 1992.

これも前日の強風による底泥の巻き上げによって生じたものと考えられる。測点8~10の底層にも高濁度水がみられるが、これは低温で高濁度の南湖水が密度流となって北湖の湖底に流入した結果と考えられる(遠藤ら, 1989)。北湖の湖底付近ではやや濁度が高くなっていて、この時期にも湖底高濁度層が維持されていることがわかる。

冬季の分布として1993年2月26日の水温と濁度の分布をFigure 5に示す。南湖では高い濁りがみられるものの、北湖では水温、濁度ともに水平・鉛直方向にほぼ一様な分布となっている。すなわち、冬季に一次生産が低下することと、湖面冷却および風による鉛直・水平混合の結果として懸濁物質濃度も一様化され、湖底高濁度層は完全に消滅したようにみえる。

次に、測点13における水温の季節変化(Fig. 6)をみると、春から夏にかけて表層から徐々に暖められ、それにつれて水温躍層が発達する。9月頃から熱収支は負に転じ(伊藤・岡本, 1974)、表層の混合層が発達し水温躍層が深くなってゆく。2月になると全層で水温がほぼ一様となり、鉛直混合が起こっていることがわかる。このような水温変化は、通常月1回程度の観測結果にもとづいて描かれることが多いが、本研究では約10日ごとという細かい時間間隔で観測を行ったことにより、気象

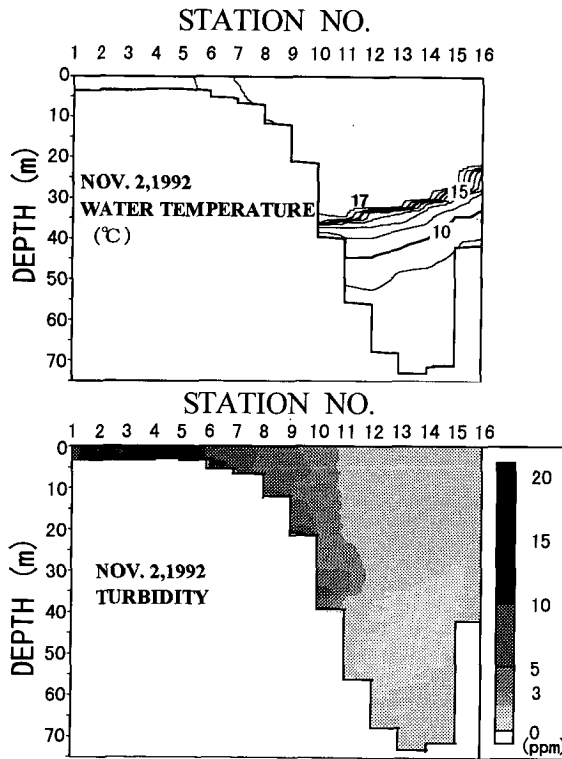


Fig. 4. Vertical sections of water temperature (top) and turbidity (bottom) on 2 November 1992.

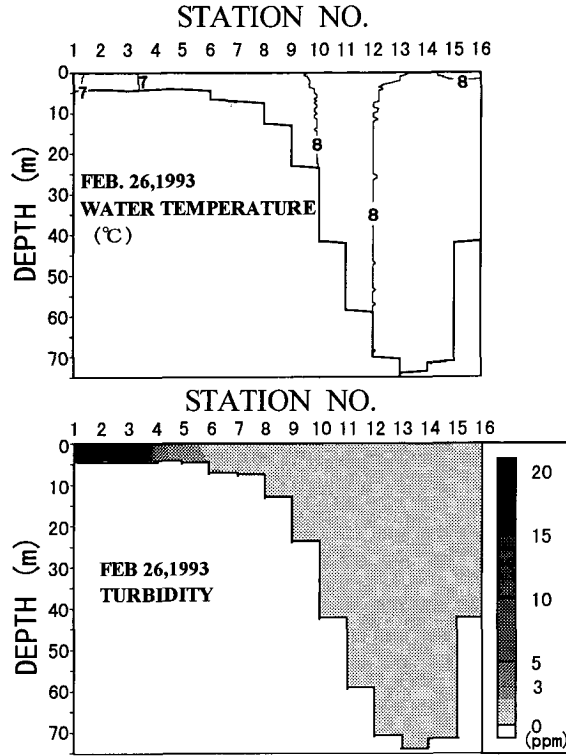


Fig. 5. Vertical sections of water temperature (top) and turbidity (bottom) on 26 February 1993.

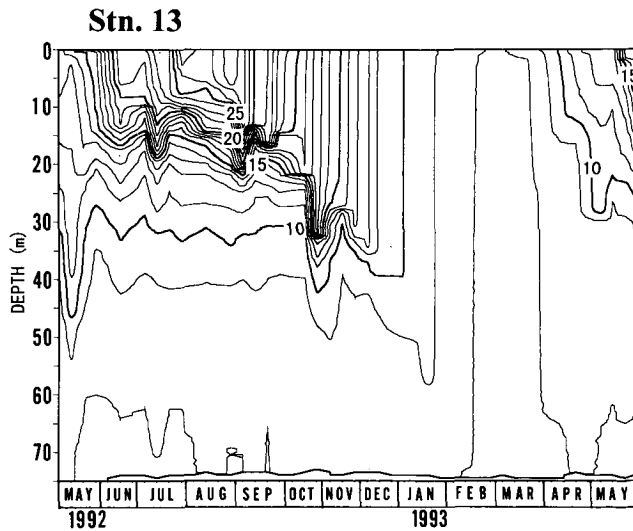


Fig. 6. Seasonal change in water temperature at Station 13 from May 1992 to May 1993.

擾乱や内部波に伴う短い時間スケールでの水温変動を捉えることができた。

測点7, 10, 13における濁度の季節変化を Figure 7 に示す。北湖(測点10, 13)において5~6月頃の表層に見られる濁りは植物プランクトンの増殖を捉えたものと考えられる。測点13では5月初旬にすでに湖底付近に高濁度水が見られるが、一度消滅した後、6月以降は安定して湖底高濁度層が見られるようになる。しかし、測点10で湖底高濁度層がみられたのは8~9月だけであり、その後は間欠的に高濁度水が出現した。測点10と13に共通して8月に水温躍層付近に高濁度水がみられるが、これは前述した台風による大量降雨の影響である。その後、測点13では湖底高濁度層の厚みが増し、濁度の値も増加した。測点10においては10月にも躍層付近

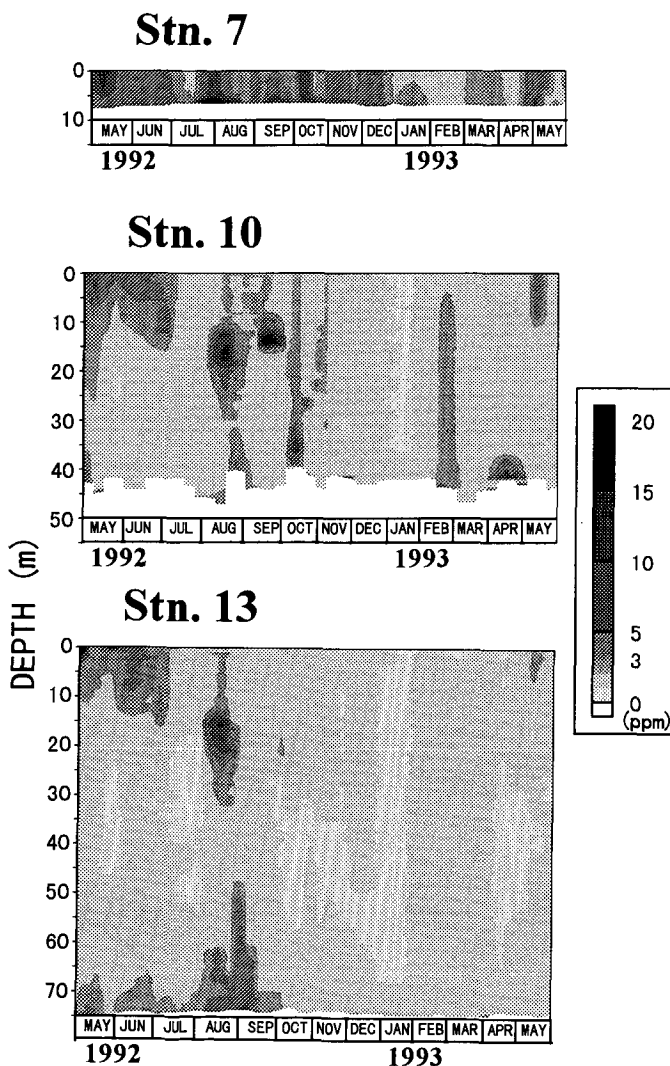


Fig. 7. Seasonal changes in turbidity at Stations 7 (top), 10 (middle) and 13 (bottom) from May 1992 to May 1993.

に高濁度がみられるが、これも降雨による河川水の流入を捉えたものと思われる。この濁水が測点 13 ではほとんど観測されなかったことについては、野洲川などの大河川に近い測点 10 に濁水が到達した直後の観測であり、その 10 日後には大部分の粒子が沈降したためと考えられる。この時期には水温成層が弱くなり、粒子の沈降が夏季ほど抑制されないことも一因であろう。11 月以降では湖底高濁度層は顕著には見られなくなる。その後、1 月の下旬までは、わずかであるが湖底付近の濁度はそれより上層に比べて高くなっている。しかし、2 月になると全層にわたって濁度は均一になり、湖底高濁度層は消滅した。測点 10 において 1993 年 3 月～5 月にみられる間欠的な濁りの出現はいずれも降雨に対応しており、河川からの濁水の流入を捉えたものと考えられる。

濁りの化学組成

1992 年の観測によって得られたびわ湖北湖の SS 中の化学元素濃度間の相関マトリックスを Table 1 に示す。これをみると、Al, Fe, K の 3 元素間で相関係数 0.85 以上の正の相関があり、これらと Si および Ti 間にも有意な相関が得られた。また、P-S 間にも良い相関がみられ、これらと Ca も高い相関を示す。一方、Mn はどの元素とも相関がみられない。

沖野 (1995) は、びわ湖の SS 中の各元素の特性を次のようにまとめている。すなわち、Al, Ti, Fe は河川を通じて湖内に流入した土壌成分で、Si, K, Ca は植物プランクトンにも含まれているが土壌成分の方が割合が高いもの、P, S は主として植物プランクトン起源と考えられる。そして Mn は土壌成分ではあるが、底泥から溶出し酸化凝集化により生成される場合もある。

Table 1 の結果から、互いに高い相関を示す Al, Fe, Ti, K, Si は主に土壌起源であると考えられる。また、P と S は主に植物プランクトン起源のものであり、それらと相関の良い Ca も植物プランクトンに多く含まれると考えられる。Mn は底泥から溶出した Mn^{2+} がバクテリアが触媒となって酸化されて MnO_2 になり、その後 SS を吸着して懸濁態になったと考えられる (川嶋, 1988)。

NORTH BASIN (1992)

	Al																	
Ti	0.874	Ti																
Fe	0.906	0.755	Fe															
Si	0.870	0.765	0.904	Si														
K	0.913	0.833	0.850	0.793	K													
Ca	0.111	0.176	0.145	0.087	0.343	Ca												
P	0.202	0.221	0.156	0.080	0.347	0.821	P											
S	0.040	0.139	-0.023	-0.023	0.255	0.748	0.834	S										
Mn	0.106	0.084	0.116	0.078	0.055	-0.116	-0.107	-0.208	Mn									

Table 1. Correlation matrix of chemical elements in SS in the bottom layer of Station 13.

つぎに測点 13 の底層における SS の濃度と強熱減量 (IL) の季節変化, および彦根における日降水量を Figure 8 に示す。SS 濃度は 5 月から 10 月にかけてしばしば高い値を示す。特に, 5 月, 7 月および 9 月には降雨後に SS 濃度の急激な上昇がみられる。この上昇がみられる時の IL は低い値を示しており, 湖底付近で増加した懸濁物の主成分は有機物ではなく, 河川から流入した土壌起源の物質であることを示

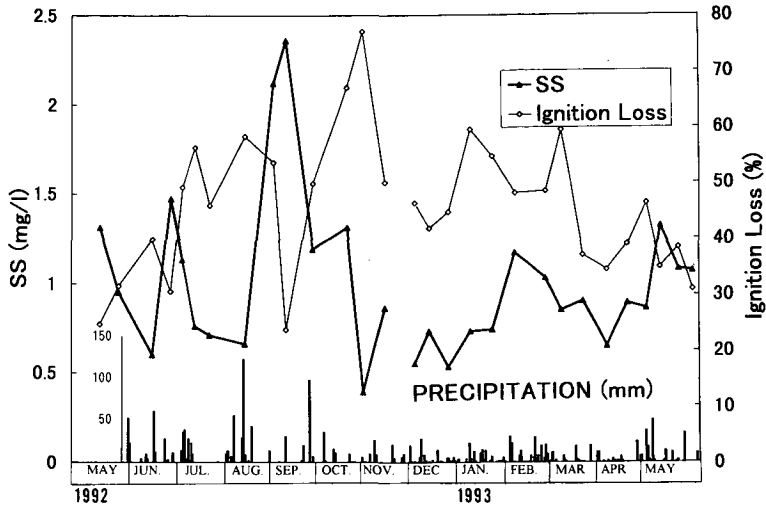


Fig. 8. Seasonal changes in SS concentration and ignition loss of SS in the bottom layer of Station 13 from May 1992 to May 1993.

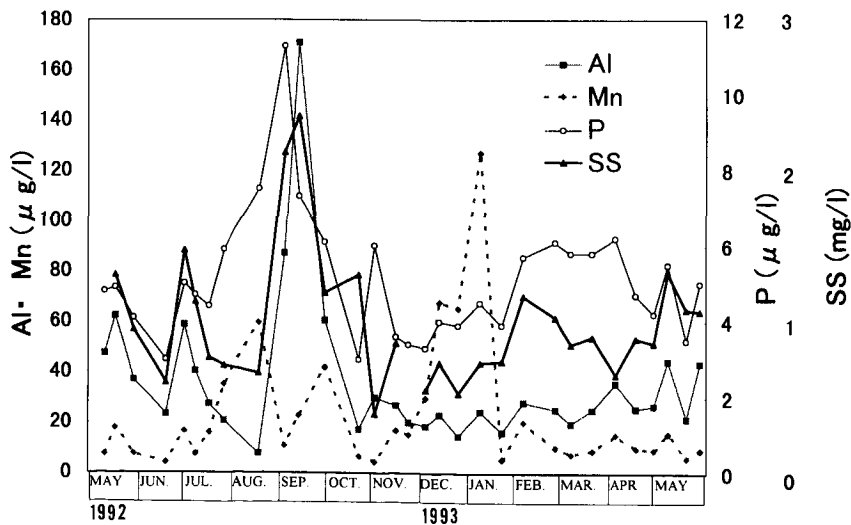


Fig. 9. Seasonal changes in concentrations of SS and particulate Al, Mn and P in the bottom layer of Station 13 from May 1992 to May 1993.

している。降雨後に増加した SS 濃度はその後すぐに減少するが、逆に IL の値は増加する。すなわち、土壌起源の物質は密度が大きいため比較的早く湖底に堆積し、その結果として湖底高濁度層中には植物プランクトンや動物プランクトンなどの有機物の占める割合が相対的に高くなると考えられる。水温成層期には、このように SS 濃度と IL には逆相関が見られることが多く、まとまった降雨があるごとに湖底付近には土壌起源の物質が一時的に滞留する。SS 濃度は 10 月以降次第に減少するが、 $0.5\sim 1.0\text{ mg l}^{-1}$ の範囲で推移する。この期間の IL は 50% 程度の値を示すことから、SS の主成分は沈降したプランクトンなどの有機物が、その密度が小さいために堆積しきれずに浮遊しているか、すでに湖底に堆積した有機物が再浮上しているものと考えられる。

次に、同じく測点 13 の底層における SS 濃度および SS 中の Al, P, Mn の濃度の季節変化を Figure 9 に示す。すでに述べたように、Al は土壌起源物質の、P は植物プランクトンの指標である。図から、水温成層期には SS 濃度と SS 中の Al 濃度とは互いの変動パターンがきわめてよく似ていることがわかる。これらはいずれも降雨後に増加していることから、この時の SS は大部分が河川を通じて湖に供給された土壌起源物質であることがわかる。一方、SS 中の P 濃度は SS 濃度と似た変動を示すが、7 月～8 月には SS 濃度が減少しているにもかかわらず P 濃度が増加している。これは、河川から供給される土壌起源物質が植物プランクトンの一部を吸着し、ともに湖底に沈降した後で、残りの植物プランクトンがゆっくりと沈降してきたためと考えられる。あるいは、土壌起源物質とともに沈降・堆積した有機物が、分解過程で湖底付近の流れによって再浮上した結果とも考えられる。10 月以降の降水量の少ない時期には、湖底付近での SS 中の P 濃度は SS 濃度とよく似た変化をみせている。すでに述べたように、この期間の IL は 40～50% と比較的高い値を示すことから、湖底付近での高濁度の主成分は植物プランクトンなどの有機物であることがわかる。SS 中の Mn 濃度は、Al や P の濃度とは全く異なる変化を見せ、水温成層が発達する 8 月頃から徐々に増加し始め、成層末期の 1 月に最大となっている。

湖底高濁度層の維持機構について

以上述べた観測結果から、びわ湖北湖の湖底高濁度層の形成・維持機構について、以下の 4 つの可能性を提唱することができる。

(1) 河川からの濁水の流入

1992 年夏の台風通過前後の測点 13 における水温と濁度の鉛直分布を Figure 10 に示す。台風通過直前の 8 月 19 日には表層でやや高い濁度と湖底付近で高濁度が見られる。これは夏季にびわ湖北湖においてよく見られる鉛直分布である。台風通過後の 8 月 28 日には、深さ 10～20 m に高濁度水がみられる。これは、河川から流入した低温な濁水が密度流となり、河口付近で湖底に潜入した後水温躍層に貫入した結果と考えられる。8 月 28 日と 29 日には、躍層付近に濁度の極大が 2 つ観測さ

れている。これについては、土壌起源物質の粒度による沈降速度の違いを捉えたものと考えられるが、物質の水平移流を考えていないので詳しくはわからない。また、深さ 50~60 m 付近にみられる小さな濁りのピークは、すでに水温躍層を通過し沈降した懸濁物と思われる。その後、水温躍層付近の濁度は次第に減少し、そのかわりに湖底付近での濁度の値が大きくなり、かつ高濁度層の厚さが増している。いま、

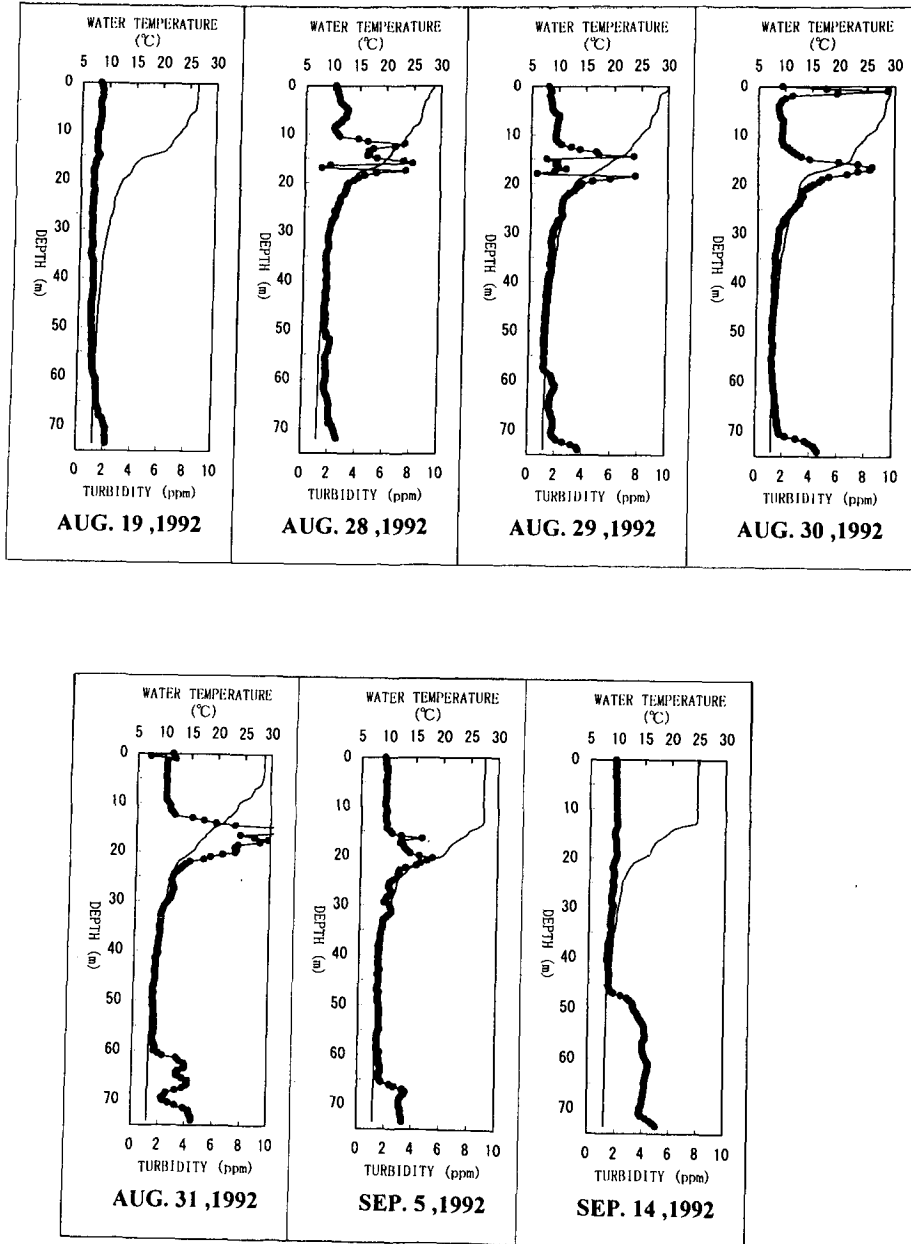


Fig. 10. Vertical distributions of water temperature and turbidity at Station 13 from 19 August to 14 September, 1992.

湖底高濁度層の厚さを、濁度が上昇し始める深さから湖底までの距離と定義すれば、それは水温躍層に高濁度水が見られなくなった9月14日に最大25mの厚さに達している。このように、降雨に伴う河川からの濁水の流入によって、まず水温躍層付近に高濁度水が集積し、その後の懸濁物の沈降によって全体的に濁度が上昇するとともに、粒径による沈降速度の違いによって湖底高濁度層の厚さが増してゆくと考えられる。8月28日と9月14日の濁度の鉛直分布から土壌起源の物質の平均的な沈降速度は、 2 m day^{-1} ($2 \times 10^{-3} \text{ cm sec}^{-1}$)のオーダーと見積られる。この値は、前田ら(1987)が沈降物捕集装置による沈フラックスから求めた土壌起源粒子の沈降速度と同程度である。

(2) 底泥の巻き上げ

1993年の夏季に、測点13付近の水深77mの地点に、湖底から約3m上方に電磁流速計(水温・濁度計付き)を設置し、約20日間にわたる連続測流を行った。その結果の一部を示したのがFigure 11である。これを見ると、通常は湖底付近での流れは弱く、流速は 5 cm sec^{-1} 以下の場合がほとんどである。また、濁度も2ppm前後の値で大きな変化は見られない。ところが、9月4日未明に通過した台風13号の影響で、湖底において最大流速 31 cm sec^{-1} に達する強い流れが発生した。これは、強い南風の連吹後に発生した内部サージに伴う流れである(JIAO and KUMAGAI, 1995; 速水ら, 1996)。この強い流れにやや遅れて濁度の値が急上昇した。しかし、濁度の値はすぐに減少し、2,3日後には台風通過前の値にほぼ戻った。この台風による降水はわずかであり、Figure 11に見られた濁度の上昇は、河川から流入してきた懸濁物質に起因するとは考えにくい。おそらくこの周辺の新生堆積物や湖底泥までもが非常に強い流れによって巻き上げられた結果、このような高濁度が出現したものであると思われる。ただし、このような巻き上げによる高濁度の発生は約20日間に一度しか観測されなかったことから考えると、通常の数ppm程度の濁度を維持する機構としては、次に述べるプランクトンの沈降や再浮上のほうが重要であろう。

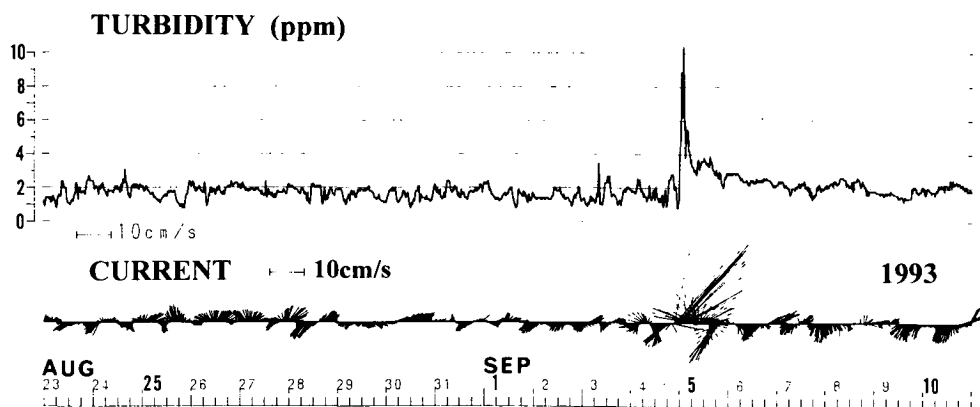


Fig. 11. Time series of turbidity (top) and current vectors (bottom) in the bottom layer near Station 13 from August 23 to September 10, 1993.

(3) プランクトンの沈降と再浮上

Figure 12 は 1995 年 8 月 29 日の濁度とクロロフィル *a* の縦断面分布である。水温躍層は深さ 15m 付近に存在している。濁度を見ると、測点 9 付近で湖底に沿っていた濁りが、水温躍層に貫入している様子が捉えられている。そのほかにも、測点 10~16 の湖底に湖底高濁度層が見られる。クロロフィル *a* について見ると、表面から水温躍層までに非常に高い値がみられ、ここに植物プランクトンが生息していることがわかる。注目すべきことは湖底高濁度層中でもクロロフィル *a* の値が高くなっていることである。これは湖底高濁度層中に植物プランクトン起源の濁りが多く含まれていることを示唆している。Figure 8 や Figure 9 にみられるように、降雨後の湖底高濁度層中の SS 濃度の大きな増加は、河川から供給された土壌起源物質によるものであるが、河川流入が少ないときにも湖底付近に常に存在する濁りの正体は、分解過程にある植物プランクトンなどの有機物であると考えられる。いわゆる lake snow や湖底における新生堆積物の多くは植物プランクトンや動物プランクトンであるが(前田ら, 1987), 密度が小さいために湖底付近での流れの乱れによって堆積しにくい状況にあると考えられる(熊谷, 1987)。湖底における植物プランクトンの振舞いについては不明な点が多いが、その密度が水の密度に近いために湖底に堆積した植物プランクトンは内部波などに起因する流れによって容易に再浮上するであろう。一方、プランクトンの分解が進むにつれて無機化が生じ、浮上するプラン

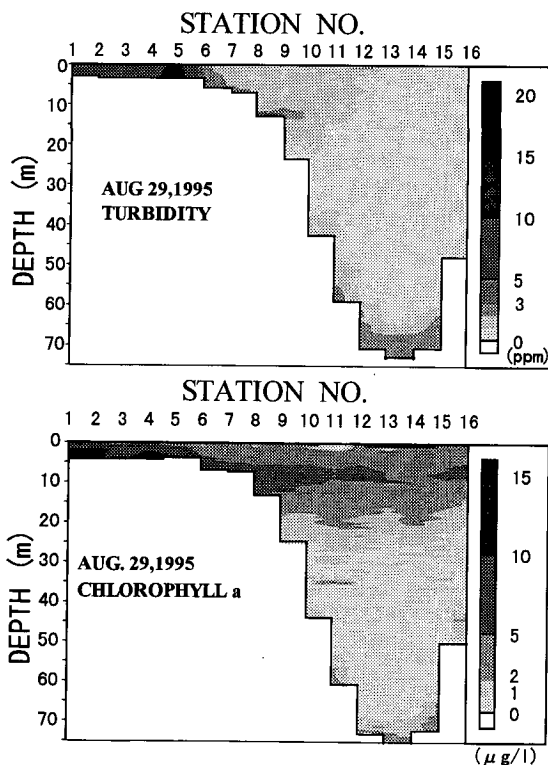


Fig. 12. Vertical sections of turbidity (top) and chlorophyll *a* (bottom) on 29 August, 1995.

クトンの量は次第に減少する。これを補うのが表層付近で生産されたプランクトンの沈降であり、水中テレビなどによる観測（遠藤，未発表）からもすべての深さに lake snow が存在し沈降しているのが確認されている。沈降速度については土壌起源物質よりもかなり小さく、前田ら（1987）が評価した 0.4 m day^{-1} と同程度である。

すなわち、河川流入が少ない場合の湖底高濁度層の維持とは、湖底直上における植物プランクトンなどの有機物の収支の均衡を意味する。これは、植物プランクトンの沈降および再浮上による濁度の供給と、それらの分解（無機化）による堆積に伴う濁度の減少とのバランスであると考えられる。

(4) マンガンの不溶化

Figure 9 に示した SS 濃度と SS 中の Mn 濃度の季節変動をみると、SS 濃度は 5 月から 10 月までの水温成層期において変動が大きく、かつ絶対値も大きくなっている。ところが、Mn 濃度は水温成層が顕著となる 8 月頃から上昇し、成層末期の 1 月に最大となった。これは、湖底付近の溶存酸素量が 8 月以降減少し、そのため底泥中の Mn が溶出し、溶出した二価の Mn が酸化された後凝集して懸濁態 Mn として濁度に反映したためと考えられる。特に、1 月に最大値となったのは、この付近では溶存酸素量がこの時期に最も少なかったためである（沖野，1995）。2 月以降、鉛直混合によって水温が全層で一様となるとともに、湖底付近の Mn 濃度も著しく減少した。このように、夏季から成層末期にかけて湖底付近が低酸素状態になるのに伴う Mn の化学的な濁りの生成も湖底高濁度層形成の一因である。

以上述べたように、湖底高濁度層の形成・維持機構は複雑であるが、成層期において持続的に観測される「濁り」の正体は湖底付近で浮遊している植物プランクトン起源のデトライタスであると考えられる。このバックグラウンドともいえる濁りに加えて、降雨後には河川から土壌起源の物質が流入し、平均的には 2 m day^{-1} 程度の速度で沈降する。その結果として懸濁物の総量は増加し、粒径による沈降速度の違いによって湖底高濁度層の厚みも増す。湖底高濁度層中の SS の化学組成の分析結果は、無機的な土壌粒子の沈降に伴って、プランクトンなどの有機物も同時に沈降（共沈）する傾向を示している。本研究では十分な把握はできなかったものの、この機構が湖底高濁度層の維持に深くかかわっている可能性は高い。特に、夏季においては河川水が水温躍層内に貫入するが、この深さは植物プランクトン密度の極大層に相当することが多く、物理的・化学的な作用による共沈のほかに、高濁度の河川水の流入がひきおこすプランクトンの弊死という可能性についても今後解明を進めてゆく必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、貴重な助言を頂いた岡本 巖滋賀大学名誉教授に深く感謝します。また、観測や分析に全面的な協力を頂いた滋賀大学教育学部と大阪電

気通信大学の学生諸氏に感謝します。

文 献

- 遠藤修一・岡本 巖・川嶋宗継・鈴木紀雄・北村静一・板倉安正・寺田知巳・加藤正代(1989) :
びわ湖の種々の界面部における物質動態に関する物理, 化学, 生物学的研究(1) - 南湖
と北湖の境界水域における物理学的調査結果. 滋賀大学教育学部紀要, 39 : 29-49.
- 速水祐一・青木豊明・藤原建紀・向井 浩・田中義光(1996) : 琵琶湖北湖における内部サ
ージが栄養塩・懸濁物の輸送に与える影響. 陸水学雑誌, 57 : 39-48.
- 市木繁和・中村敏博(1985) : びわ湖内懸濁物質の組成と変動. 滋賀県衛生環境センター所
報, 20 : 83-88.
- 伊藤克己・岡本 巖(1974) : びわ湖における水温の変動 (VIII) - 熱収支と南北両湖の交
流. 陸水学雑誌, 35 : 127-135.
- JIAO, C. and M. KUMAGAI (1995) : Large amplitude nonlinear internal surge in Lake Biwa.
Jpn. J. Limnol., 56 : 279-289.
- 河合 章(1985) : びわ湖北湖における栄養塩の鉛直輸送と生化学的变化に関する研究. 滋
賀県琵琶湖研究所委託研究, K26(85-11), p18.
- 川嶋宗継(1988) : 琵琶湖におけるマンガンの化学. 海洋化学研究, 3 : 18-33.
- 川嶋宗継・高松武次郎(1995) : 湖成マンガン塊の生成機構とそれに付随する化学反応の総
合的考察. 海洋化学研究, 8 : 92-107.
- 熊谷道夫(1987) : 琵琶湖北湖における湖底境界層流. 「滋賀県琵琶湖研究所研究報告」, 86
-A04 : 23-28.
- LINK, J. (1994) : Benthic nepheloid layers in central and western Lake Superior. J. Great
Lakes Res., 20 : 667-670.
- 前田広人・三田村緒佐武・児玉哲夫・江口 充・来田秀雄・河合 章(1987) : 北湖における
物質の沈降, 堆積, 分解及び溶出. 「滋賀県琵琶湖研究所研究報告」, 86-A05 : 29-74.
- MUDROCH, A. and P. MUDROCH (1992) : Geochemical composition of the nepheloid layer in
Lake Ontario. J. Great Lakes Res., 18 : 132-153.
- 岡本 巖(1971) : びわ湖の湖流. 「琵琶湖国定公園学術調査報告書」, 滋賀県 : 177-213.
- 岡本 巖(1992) : 河川水の流入. 「びわ湖調査ノート」, 人文書院 : 155-198.
- 沖野宏文(1995) : 降水・天然水における懸濁物質のキャラクタリゼーション. 滋賀大学修
士論文, pp123.
- 奥村康昭・遠藤修一・角尾慶子・鷲見和也(1993) : TCTプロファイラを用いたびわ湖の
水温・電気伝導度・濁度の観測. 陸水学雑誌, 54 : 269-280.
- PLANK, W. S., H. PAK and J. R. V. ZANEVELD (1972) : Light scattering and suspended
matter in nepheloid layers. J. Geophys. Res., 77 : 1689-1694.
- SANDILANDS, R. G. and A. MUDROCH (1983) : Nepheloid layer in Lake Ontario. J. Great
Lakes Res., 9 : 190-200.
- 下田 力(1993) : 琵琶湖における湖底ネフロイド層の維持機構に関する研究. 近畿大学修
士論文, pp91.
- 谷本照巳・星加 章(1991) : 江田内湾における海底高濁度層の季節変動. 日本海洋学会誌,
47 : 286-296.

- 津田良平(1993)：琵琶湖における懸濁物の水平・垂直構造。「琵琶湖研究10年の成果と今後の課題」, 琵琶湖研究所：130-149.
- 津田良平・深谷幸嗣・熊谷道夫・横山康二(1989)：琵琶湖北湖における高濁度層の観測結果. テクニカルレポート5, 琵琶湖研究所：1-11.

-
- 鷺 邦彦：〒520 大津市平津 2-5-1, 滋賀大学教育学部 (Kunihiko SAGI : Faculty of Education, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520)
- 遠藤修一：〒520 大津市平津 2-5-1, 滋賀大学教育学部 (Shuichi ENDOH : Faculty of Education, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520)
- 川嶋宗継：〒520 大津市平津 2-5-1, 滋賀大学教育学部 (Munetsugu KAWASHIMA : Faculty of Education, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520)
- 奥村康昭：〒575 四條畷市清滝 1130-70, 大阪電気通信大学工学部 (Yasuaki OKUMURA : Faculty of Engineering, Osaka Electro-Communication University, Kiyotaki, Shijonawate, Osaka 575)
- 服部達明：〒520 大津市平津 2-5-1, 滋賀大学教育学部 (Tatsuaki HATTORI : Faculty of Education, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520)
- 中山聖子：〒520 大津市平津 2-5-1, 滋賀大学教育学部 (Shoko NAKAYAMA : Faculty of Education, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520)
-

受付：1996年6月17日；受理：1996年12月17日

Seasonal Variation of Benthic Nepheloid Layer in Lake Biwa

Kunihiko SAGI, Shuichi ENDOH, Munetsugu KAWASHIMA,
Yasuaki OKUMURA, Tatsuaki HATTORI and Shoko NAKAYAMA

ABSTRACT

Seasonal variation and characteristics of the *benthic nepheloid layer* (BNL) were investigated in Lake Biwa. During the last four years, vertical and horizontal distributions of water temperature, turbidity and electric conductivity have been obtained both in the South Basin and the southern part of the North Basin of Lake Biwa. The BNL developed in the seasons of thermal stratification, and is not detectable in the non-stratification period (winter). Turbidity in the BNL was much affected by the turbid water from rivers after heavy rainfall. In this case, the major component of the suspended substance (SS) in the BNL was inorganic soil. The particulate P concentration in the BNL, which originated from phytoplankton, also increased after a rainfall. This suggests that phytoplankton in the surface layer sinks with clay and silt entering via the rivers. The particulate Al concentration (soil origin) also increased after every heavy rainfall, but decreased soon thereafter. However, the concentration of particulate P increased consistently after heavy rain. These results show that inorganic

matter sinks quickly due to its high density, and that the turbidity in the BNL is mainly maintained by organic matter such as phytoplankton under decomposition. From summer to the end of the stratification period, another kind of turbidity appeared in the bottom layer. This is caused by the chemical reaction of Mn under anoxic conditions. Resuspension of bottom sediment by strong currents also occurred, but it was not a major process for maintaining the BNL.