

小川原湖の塩分鉛直分布と河口水位変動に関する現地観測

藤原 広和* ・ 梶沢 正樹** ・ 石川 忠晴***
西田 修三**** ・ 沢本 正樹***** ・ 西塚 淳一*****

1. はじめに

汽水湖は、海水性・淡水性の生物が入り交じった豊かな生態系を有し、近年は貴重な自然環境を保全しようとする動きが強まっており、バランスを考えた地域開発が望まれている。そのためには汽水湖における自然環境の成り立ちについての理解を深める必要がある。本研究は汽水湖における塩分循環の実態把握を目的として、小川原湖をフィールドに現地観測による汽水湖の水理学的特性を明らかにしようとしたものである。

汽水湖の自然環境は、海水侵入とそれに伴う塩分循環の微妙なバランスの上に成り立っており、塩分循環は、河川流入や河口潮位などの外的条件の影響を受けている。汽水湖における流れは、河川流と潮汐、波と海浜流、河口部地形、淡水と海水間の密度差等により支配され、複雑な流動形態が出現する。

小川原湖への塩分流入は、高瀬川の塩分遡上と混合、湖の斜面密度流、湖流による物質輸送、鉛直混合という過程を形作っている。高瀬川の塩分遡上については石川ら (1991)、藤原ら (1995)、西田・中辻 (1999) の研究がある。小川原湖の斜面密度流に関しては長尾ら (1997) の研究がある。湖流による物質輸送に関しては鶴田・石川 (1999) の研究がある。そこで本研究では、小川原湖最深部の塩分・水温調査と小川原湖の排水河川である高瀬川河口部における水位計測を実施し、小川原湖の塩分・水温の季節変化と湖水位や外海との水位の変化などの関係について考察したものである。また、本研究は今後の小川原湖に関する研究の資料となり得る。

2. 観測方法

(1) 小川原湖の概要

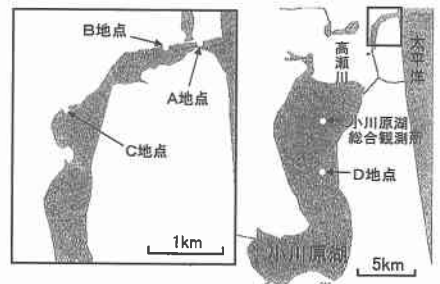
図一は青森県東南部に位置する小川原湖周辺の概要図である。小川原湖は湖面積 63.2 km^2 、湖容量約 $721 \times$

10^6 m^3 、平均水深約 11 m 、最大水深約 25 m の汽水湖である。小川原湖の北東部からは太平洋へ高瀬川が流出している。高瀬川河口部は、汽水湖である小川原湖と太平洋を結ぶ感潮河川であるが、複断面河道に起因する複雑な流動混合が生じていることが現地観測および実験などでわかっている (藤原・田中, 1993, 藤原ら, 1995)。高瀬川は流域面積 866.9 km^2 、幹線流路延長 63.7 km であり、八甲田山系八幡岳に源を発する 1 級河川である。また、河口より約 5.7 km 上流に放水路があるが、洪水時以外はゲートが閉められているので、海水は通常高瀬川を経由し、侵入する。小川原湖の年平均水位は約 $T.P.+40 \text{ cm}$ である。

(2) 現地観測の概要

小川原湖最深部における塩分・水温の鉛直分布調査は図一の D 地点 (小川原湖最深部) において 1998 年 7 月～1999 年 3 月までの期間に月 2 回あるいは 1 回実施し、水温塩分計 (アレック電子(株)・STD AST-100 S) により水面から 20 cm 毎に塩分と水温が測定された。ただし、2 月は湖面結氷のため最深部に行けず 1 度も測定できなかった。小川原湖の北側には建設省の小川原湖総合観測所が設置されている。

高瀬川河口部における水位計測は 1998 年 7 月から行われており、河口部の 3 地点 (図一の A 地点, B 地点, C 地点) に自記水位計 ((株)CT サイエンスシステム C52 FA) を設置し、5 分間隔で水位が連続測定された。河口から約 300 m 上流が A 地点, 河口から約 770 m 上流が B 地点, 河口から約 2370 m 上流が C 地点である。した



図一 小川原湖概要図

* 正会員	八戸高専助教授 建設環境工学科
** 正会員	山崎建設(株)
*** フェロー 工博	東京工業大学大学院教授 総合理工学研究所
**** 正会員 工博	大阪大学大学院助教授 工学研究所
***** フェロー 工博	東北大学大学院教授 工学研究所
***** 正会員	(株)下館組

がって、AB間は約470m、BC間は約1600mである。また、AB間には建設省の河口水位計が設置されている。

3. 観測結果および考察

(1) 塩分と水温の鉛直分布

図-2は現地観測によって得られた小川原湖最深部の水温と塩分の鉛直分布図の一部である。図-2(a)の7月17日は水温成層の永続性を保つ夏季完全停滞期に属しているため、水温は8m~19mにかけて成層を形成している。塩分も同じ水深から微妙な増加が見られる。図-2(e)の9月7日は、年中の最高水温より秋季の湖底水温まで冷却される夏季部分循環期に属している。グラフは7月17日とほぼ同じであるが、層が乱れているため水温躍層が崩れ始めているといえる。そのことと関係があるのか、18m~20m付近では水温が高くなり、塩分が増加するという現象が見られる。これはゆるい曲線になっているため、混合が行われていると考えられる。図-2(g)の11月18日は、秋季の最高湖底水温から冷却される秋季半循環期に属しているため、上層(水面から18m付近まで)水温は急激に低下している。この頃から、水面から18m付近までの部分は一定の水温になっている。また、塩分も同じく水面から18m付近まで一定の塩分濃度になっている。20m付近には水温の高くなっている部分がある。

ある。図-2(i)の1月18日は結氷前の冬季停滞期に属しているため、水温は水面から20m付近まで0°C近くに低下している。このとき層の構造は、下層の水温が上層の水温を上回る逆列成層になり、安定化している。塩分は水面から20m付近を境界に明確な2層構造になっている。また、7月~3月で湖底の水温は5~10°Cであり、3月が最低値であった。11~12月が最高値である。湖底の塩分濃度は11.5~15‰であり、海水の塩分濃度の1/3程度である。塩分濃度は3月が最大値で、11~12月が最低値であり、湖底の水温と塩分の関連は深い。

(2) 水温と塩分の関係

図-2より、7月17日と9月7日の8m~19m地点で、水温と塩分に変化が見られる。また、11月18日と1月18日の8m~19m地点は、水温と塩分は一定になっている。これらから水温と塩分は関係があると考えられるので、8m~19mの水温と塩分の関係を図-3に示す。7月17日~9月7日のグラフは、水温が14°C~22°C、塩分が0.5‰~3‰と分布範囲が広く、それぞれ変化が生じていることが分かる。また、11月18日~1月18日では1点に集中しているため、水温と塩分は一定である。10月22日は水温差が小さくなり、1点に集中し始めている。以上のことから、水温が躍層を形成しているときは塩分も躍層を形成し、水温が一定のとき塩分も一定であ

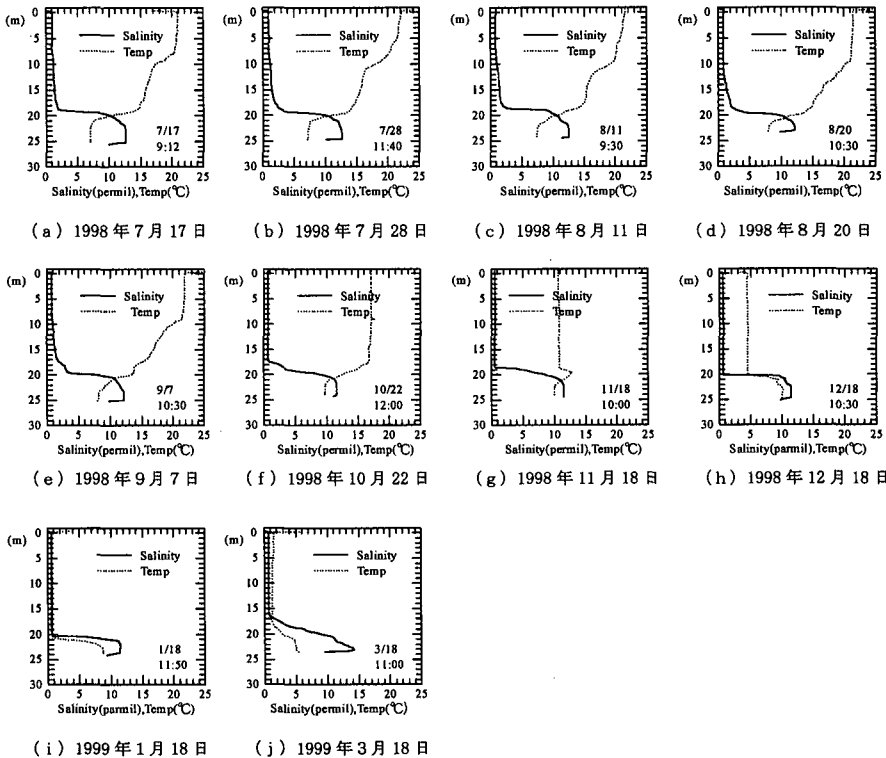


図-2 水温および塩分濃度の鉛直分布

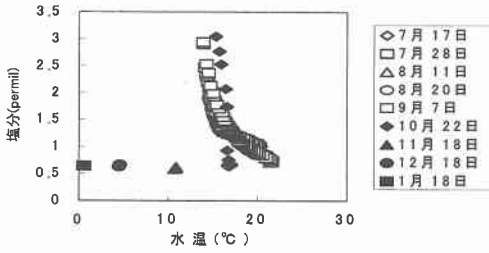


図-3 水温と塩分濃度の関係

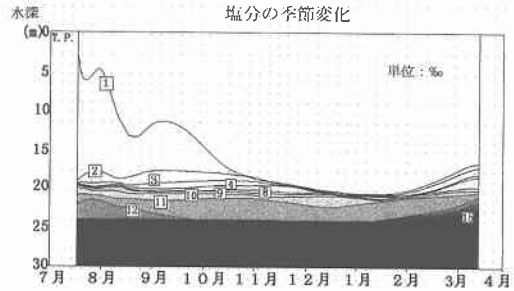


図-5 塩分濃度の季節変化

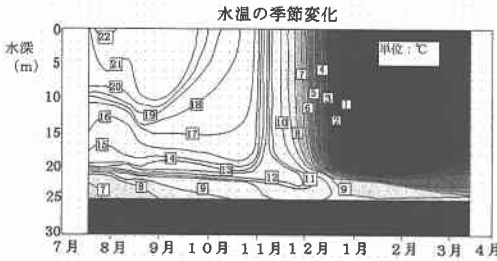


図-4 水温の季節変化

ことから、水温と塩分の関係は大である。

(3) 水温と塩分の季節変化

図-4は、図-2の鉛直分布図を基に作成した湖内最深部における水温の季節変化である。図-4より7月～9月は日射量の影響により、水深20m付近まで水温の変化が大きい。9月に入ると、上層では水温が低下し始める。この頃から形成されていた水温躍層が崩壊を始めている。10月に入ると水温躍層はなくなり、上層水温はほぼ一定になっている。この期間は上層水温が下層水温と同程度まで冷却されるが、小川原湖では塩分の密度差により上層と下層に分かれているので、下層と水温が同じになることはない。そのため、上層水温のみが一定になる。11月中旬には、下層が水温のピークをむかえている。上層のピークより遅いが、上層は日射により水温の変化が大きい。下層では上層下層の密度差により混合が少ない。そのため、水温の変化は小さく、ピークも遅い時期になっていると考えられる。12月に入ると、下層の水温が上層の水温を上回っている。

図-5は湖内最深部の塩分の季節変化であるが、図-4と比較すると、上層水温が高いと塩分濃度は上層でも高い値を示し、上層水温が下層より低くなると上層の塩分濃度は低い値を示す傾向がある。これは水温差による混合に関係している。また、(2)で検討したように18m付近まで水温と塩分は関係があるということを表している。3‰～9‰では、密度差が激しいため淡塩水境界面が形成されているのが分かる。11月からは水温と同じく20m付近まで塩分濃度は一定になり、2層構造になっている

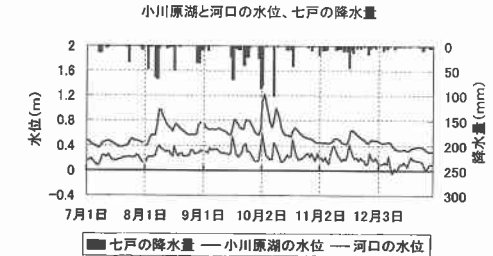


図-6 小川原湖と河口の水位および降水量

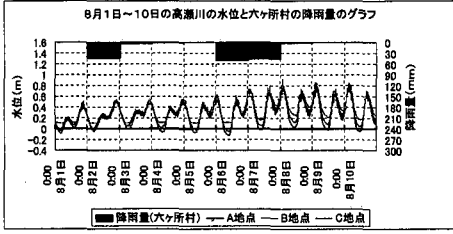
る。西田ら(1993)の塩分の季節変化と比較すると、10月中旬から塩分の変化に違いがあった。西田らの図ではこの頃から塩分が増加し始めており、下層では14‰まで塩分濃度は高くなっていった。大規模な塩水侵入がある時期は6月中旬から7月上旬および11月から1月にかけてである(長尾ら, 1997)が、今回の観測結果によると11月から1月にかけての大規模な塩水侵入はなかった。図-6は7月～10月の小川原湖と高瀬川河口の水位(日平均)、高瀬川上流部に当たる七戸の降水量をまとめたものである。この時期は降雨が多く、小川原湖の水位は高い。そのため11月から1月に湖内に大規模な塩水侵入はなかったと考えられる。この後、12月から小川原湖の水位はT.P.+35cm程度に安定する。大規模な塩水侵入は12月以降に時期がずれたものと推察される。

(4) 河口部の水位変動

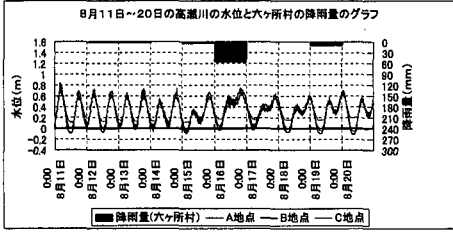
図-7は図-1のA地点、B地点およびC地点で5分間隔で連続測定された1998年8月の水位時系列と日降水量のグラフである。降水量は河口の位置する六ヶ所村のものを用いた。8月のC地点の水位時系列で0.2m前後のフラットな部分は欠測である(C地点は複断面形の河床地形であり、水位計は高水敷上に設置されているため、干潮時には水位計設置点が干上がってしまう)。図-7より、降雨のあった時期に河口でも水位が上昇しているが、数日経過しても河口の水位が下がらないということが分かる。特にその様な現象が起きているのは小潮の時期で、降雨により小川原湖の水位が上昇し、小川原湖

(5) 水位変動のスペクトル

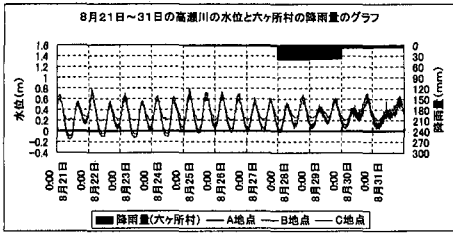
測定されたデータの変動周期特性を把握するためスペクトルを計算した。計算ケースを表-2に示す。解析方法はFFT法で行った。また、C地点は欠測部分があるため、水位が確実に測定されている期間でのみ計算を行った。図-8はA地点、B地点およびC地点における



(a) 8月1日～10日の水位時系列



(b) 8月11日～20日の水位時系列



(c) 8月21日～31日の水位時系列

図-7 河口部の水位時系列(8月)

から高瀬川河口に流出する流量も増加するからであると考えられる。8月3日付近や8月30日付近がそれに当たる。しかし、大潮のときは現象が異なる。8月6日～8月10日は大潮の時期であるが、干潮時の水位低下も河口では大きくなる。雨量強度や波浪などの気象条件も加わっていると考えられる。

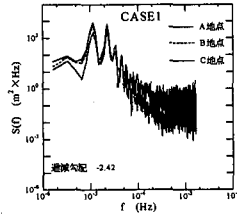
7月～9月までの水位の時系列をゼロ・アップ・クロス法により、潮汐波の平均波高を求めた。結果を表-1に示す。波高を見ると、どの月も同じように減衰している。表-1の波高の減衰率は、各地点間の平均波高の差を地点間距離で除したものである。A地点-B地点間ではB地点-C地点間に比べ急激に減衰していることがわかる。平均波高を比較するとA地点から上流に進むに従い、波高は小さくなっている。AB間とBC間の距離はBC間の方が非常に大きいですが、波高の減衰率はAB間の方が大である。波高減衰は河床部の摩擦、その他の自然条件や地形条件によるものであるが、高瀬川河口には狭窄部があり(図-1参照)、この影響が大であると考えられる。

表-1 潮汐平均波高と減衰率

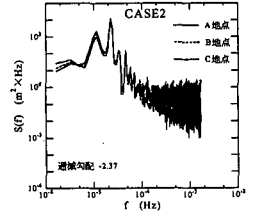
位置	平均波高 (m)	波高の減衰率 (m/km)
A 地点	0.724	AB間 0.136
B 地点	0.660	
C 地点	0.636	BC間 0.015

表-2 計算ケース

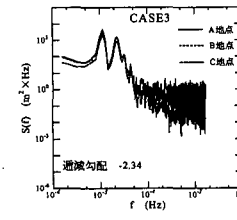
ケース	期間	データ数 (個)	降雨量 (mm)	小川原湖の水位 (T. P. m)
CASE 1	7月19日～26日	2048	35	約0.50
CASE 2	8月9日～16日	2048	63	約0.83
CASE 3	8月29日～9月4日	2048	52	約0.71
CASE 4	9月16日～23日	2048	122	約0.72
CASE 5	10月15日～22日	2048	45	約0.63



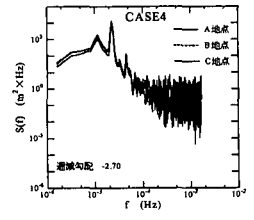
(a) CASE 1



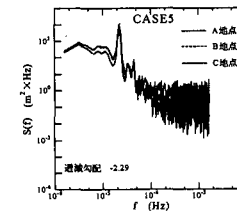
(b) CASE 2



(c) CASE 3



(d) CASE 4



(e) CASE 5

図-8 水位変動のパワースペクトル

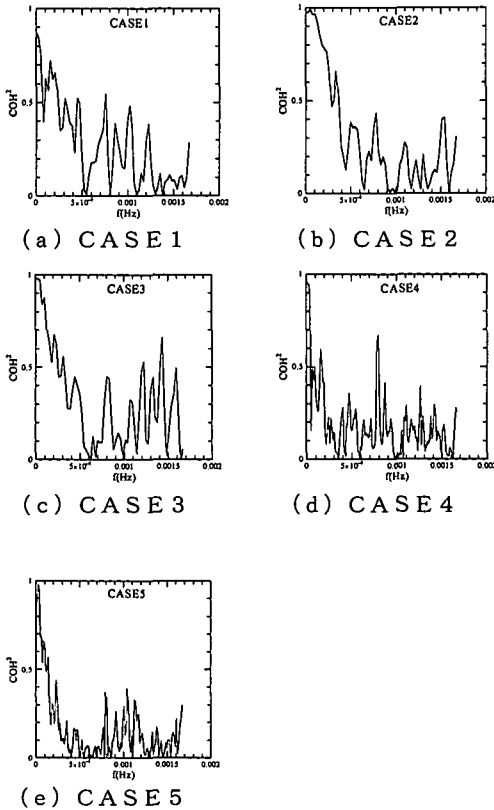


図-9 コヒーレンス

CASE 1~CASE 5 の水位のパワースペクトルである。

各 CASE とも、周波数 f が 1.41×10^{-5} Hz (約 24 時間 21 分) と 2.28×10^{-5} Hz (約 12 時間 11 分) の時にピークが見られるが、これらは潮汐成分によるものと考えられる。CASE 2, CASE 4 は 2.28×10^{-5} Hz の所に最も大きなピークが見られるが、満潮時と干潮時の水位の差が激しいということを示している。この期間は大潮である。高周波域ではスペクトルが周波数の約 2.4 乗で遞減する領域がある。

また、A 地点-C 地点間の水位の相互関係を周波数毎に見るために、コヒーレンスを求めた。その結果が図-9 である。 5×10^{-4} Hz 付近 (約 33 分) を境にして 2 つの領域に分けることができる。左側の領域のピークは潮汐変動成分によるものである。右側の領域は風波やその他の外力による成分と推察され、 8×10^{-4} Hz 付近 (約 20 分) にピークがみられる。

4. おわりに

本研究により得られた主要な知見は以下の通りであ

る。

(1) 塩分は水面から 20 m 付近を境界に 2 層構造になっている。冬季の水温の鉛直分布は逆列成層になり、安定化している。

(2) 水温が躍層を形成しているときは塩分も躍層を形成し、水温が一定のとき塩分も一定であることから、水温と塩分の関係は大である。

(3) 今回の観測結果によると 11 月から 1 月にかけての大規模な塩水侵入はなかった。これは 7 月~10 月の降雨による小川原湖水位の上昇が原因である。

(4) 高瀬川河口部における潮汐波の波高減衰は、河口部に存在する狭窄部の影響が大である。

(5) A-C 間の水位のコヒーレンスは 5×10^{-4} Hz 付近の周波数を境にして 2 つの領域に分けることができる。

(6) A, B, C 地点におけるの水位のパワースペクトルでは、周波数 f が 1.41×10^{-5} Hz と 2.28×10^{-5} Hz にピークが見られるが、これらは潮汐成分によるものである。また、高周波域ではスペクトルが周波数の約 2.4 乗で遞減する領域がある。

本研究を行うにあたり建設省東北地方建設局高瀬川総合開発工事事務所には貴重な資料等を頂いたことに感謝いたします。また、観測等では、東京工業大学石川教授研究室の皆様、八戸高専土木工学科卒業生竹ヶ原大輔氏に協力していただいたことに感謝します。最後に、本研究は文部省科学研究費補助金基盤研究 (B) (研究代表者石川忠晴) による研究の一部であることを付記する。記して謝意を表します。

参考文献

- 石川忠晴・板井雅之・小沢康彦 (1991): 小川原湖に侵入する塩分の計算モデルの検討, 水工学論文集, 第 35 巻, pp. 191-196.
- 鶴田泰士・石川忠晴 (1999): 小川原湖における風速分布の現地観測, 水工学論文集, 第 43 巻, pp. 1043-1048.
- 長尾正之・石川忠晴・長島伸介 (1997): 小川原湖に発生する傾斜ブルームの現地観測と運行係数の推算, 土木学会論文集 No. 579/II-41, pp. 105-114.
- 西田修三・坂東路浩・三木祐一 (1993): 小川原湖の水温成層に関する現地観測, 平成 4 年度東北支部技術研究発表会概要, pp. 92-93.
- 西田修三・中辻啓二 (1999): 緩混合河川における流量と塩分輸送量の算定, 水工学論文集, 第 43 巻, pp. 869-870.
- 藤原広和・田中博通 (1993): 高瀬川感潮域の現地観測による水理特性について, 水工学論文集, 第 37 巻, pp. 171-176.
- 藤原広和・沢本正樹・神山尚人 (1995): 複断面水路における河口密度流の混合特性, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 416-420.