

汽水湖における流動構造と物質循環過程

西田 修三*・佐野 俊幸**・中辻 啓二***

1. はじめに

汽水域はその特異な水環境から豊かで多様な生態系を有し, 良好な漁場として利用されてきた。近年, その自然浄化機能が再認識され, 環境の保全と創造に向けた施策も講じられるようになってきた。沿岸汽水域における生態系の安定性は, 栄養塩等の物質循環に大きく依存し, 生息する生物の多様性と生活史は塩分環境に強く支配され, その微妙なバランスの上に成り立っている。したがって, 汽水域における生態系をも含めた水環境の保全と変化予測には塩分環境の実態把握が不可欠である。

本研究で対象とする小川原湖は, 高瀬川水系の河口部感潮域に位置する汽水性湖沼である。小川原湖の塩分環境は, 水位逆転に伴う河道部の塩水遡上→湖口への流入拡散→湖心への流下と底層貯留→鉛直混合→河道部への流出, の各素過程を経て決定され, 長期的にはほぼ安定した環境を保っている。しかし, 各素過程は水深 1 m 以浅から 20 m 以深, 数 10 分から数日の時空間的にスケールが異なる事象であり, さらに, 塩分濃度に関しては淡水から海水の広範囲にわたる現象のため, 素過程のスケールにあわせた個別の観測と解析が必要となる。これ

まで, 河口から湖内までの各水域において現象のスケールに合わせた現地観測が実施されてきている(石川ら, 1996; 鶴田ら, 2001; 西田ら, 2001b; 藤原ら, 1999, 2000)。

本研究では, 種々の観測データを基に, 流動と塩分循環過程の実態を明らかにし, あわせて湖内の物質循環に支配的な風起因した流動と, 地形改変に起因した塩分環境の変化について, 準 3 次元バロクリニック流動モデルを用いた解析を行う。また, シジミ貝の大量死が報告されている 1994 年猛暑渇水年の成層構造と DO 構造について, 気象因子を考慮した変動特性の解析も行う。

2. 小川原湖の塩分環境

(1) 塩分循環過程

小川原湖は, 青森県東部に位置し, 約 6 km の高瀬川を介して太平洋に繋がる, 湖面積 63 km², 平均水深 11 m, 最大水深 25 m を有する汽水性の海跡湖である(図-1)。河川水と湖面への直接降雨による淡水の年総流入量は, ほぼ湖容量に相当する。湖内への塩分の供給は, 湖水位と外海水位の逆転時に高瀬川河口より侵入する外海水によって間欠的になされている。湖内に流入した塩水は, 底層密度流となって湖央底層に貯留され, 徐々に上層に拡散される。この間欠的な海水の供給と, 低塩分表層水の流出がほぼバランスし, 安定した塩分循環を保っている。近年, 小川原湖では水深 18~21 m 以深の底層部に一年を通して約 12 psu (海水の約 1/3) の塩水が存在し, その変動は小さい。水温の成層化は 5 月に始まり, 8 月に最も発達する。気温が低下する 9 月から混合層厚が増加し, 10 月には水温成層は破壊され, 塩淡二成層となり循環期を迎える。表層塩分濃度は, 成層効果により夏季に若干低下するが, 一年を通して約 1~2 psu の値を示し, その平面分布も大きな変化はない。

図-2 は, 低気圧の通過をとともう大潮時に河道部(高瀬橋: 河口上流 5.5 km) で計測された塩分濃度の経時変化と, 同時計測された流速データより算定された塩分の断面累加輸送量を示している。この期間に約 2×10^6 ton もの塩分が湖内に貯留されたことを示している。図-3 に示すような小川原湖の湖心で観測された塩分の鉛直分

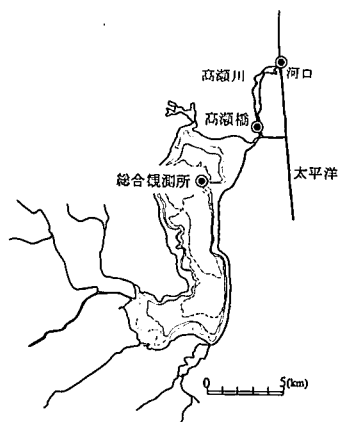


図-1 小川原湖と高瀬川

* 正会員 工 博 大阪大学大学院助教授 土木工学専攻
** 正会員 修(工) 神戸市建設局
*** 正会員 工 博 大阪大学大学院教授 土木工学専攻

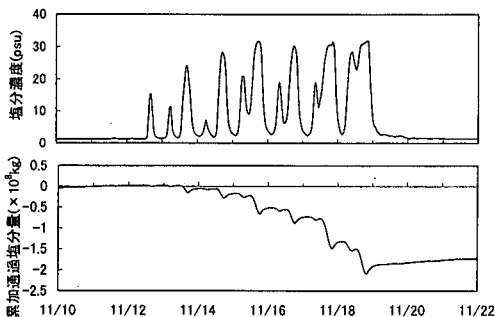


図-2 高瀬橋における塩分流入状況 (1997 年)

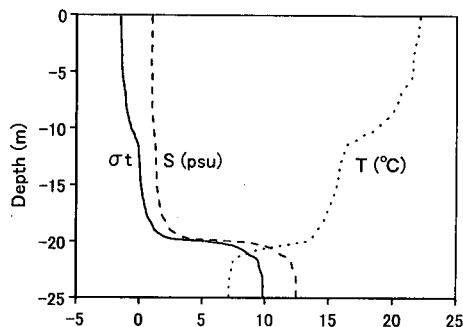


図-3 水温・塩分の鉛直分布 (1998 年 7 月 28 日)

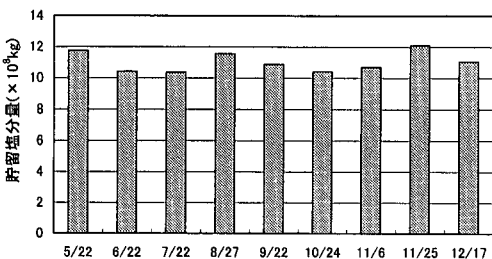


図-4 湖内貯留塩分量の変化

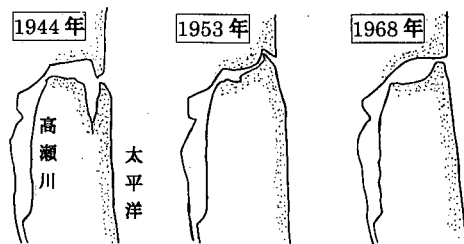


図-5 河口地形の変遷

布と湖盆形状から湖内に残留し貯留されている総塩分量を算定したのが、図-4である。おおよそ $1.0 \times 10^6 \text{ ton}$ の貯留量を示し、その季節変動は約 20% 程度であることがわかる。また、約 20 m 以深の底層に貯留される高濃度塩水の容積は小さく全貯留塩分量の約 15~20% を占めるにとどまり、塩分量のほとんどが上層内に貯留されていることもわかった。1998 年~99 年にかけての冬季には、10 月の大量出水の影響により例年になく上層塩分濃度が低下し(藤原ら, 1999)、貯留塩分量も $0.7 \times 10^6 \text{ ton}$ まで減少したのが観測されている。しかし、その後回復しており、この結果からも小川原湖の塩分環境は経年的に安定した状況にあると言える。

(2) 地形改変の影響

高瀬川への外海水の流入は、基本的に湖水位と河口水位の水位差によって決定され、水位の逆転により塩水が河口より侵入する。高瀬川を遡上し湖内に流入する塩水の流速と流量は、河口地形と河道形状に依存するが、河道断面地形の経年変化が少ない高瀬川では、主として河口地形の変動により流入流出特性が支配される。

図-5は、河口地形の変遷を示したものである。河口処理がなされていなかった頃には、砂州の発達と流失により河口位置は大きく変動し、河口閉塞も度々起こり大きな被害が記録されている。1964 年に導流堤を兼ねた低水護岸が完成し、河口位置は安定した。その結果、図-6に示されるように小川原湖の表層塩分値は 2 倍以上に上昇した。定期水質観測が開始された 1972 年には極めて高濃度の塩分が観測されているが、その原因は定かではない。

河口が安定した現在も、高瀬川の河口では漂砂の堆積傾向にあるが、1 m/s を超える順流速によりフラッシュされ、閉塞に至るような大きな地形変動が起こる頻度は高くない。しかし、高波浪の来襲時には、河口閉塞や砂州の発達が見られ、流入・流出状況は大きく変化する。1975 年以降の塩分濃度の変動は気象要因によるとともに、このような河口地形の変動にも起因している。しかし、長期的に見ると 1980 年以降、湖水の塩分値は塩素イオン濃度にして約 600 mg/L の状態が続いており、安定した塩分環境にあると言える。

図-6には、湖水の塩分変化とともに小川原湖のシジミ漁獲量の推移も図示している。塩分濃度の増加とシジミ漁業の振興が相俟って漁獲高は急増し、河口の安定化処理が塩分環境を変化させ、シジミの生息環境を大きく変えてしまったことがわかる。現在では、このシジミが小川原湖において重要な漁業資源であるばかりではなく、小川原湖の水質と生態系に大きな影響を及ぼすに至っている。

河道を遡上した塩水が湖口に侵入しても、平坦で浅い地形のために流入塩水の多くは下げ潮時に再び河道に戻される。このように湖内への塩水の実質貯留には湖口の湖棚地形が大きく影響している。小川原湖の湖口浅水域には、漁船の疎通のために水深約 2 m、幅約 20~50 m の掘削による溝筋が、北岸寄りに存在する(図-7)。この人工的な地形改変が塩分侵入にどの程度の影響を及ぼしているかを検討した。計算には準 3 次元パロクリニック流動モデル (ODEM, 中辻, 1996) を用い、湖口下流約

1 km に位置する高瀬橋地点において、実測データを参考に順流最大 $55 \text{ m}^3/\text{s}$ 、逆流最大 $75 \text{ m}^3/\text{s}$ の正弦波流量と、位相遅れを考慮した塩分変動を境界条件として与えた計算を行った。計算方法と条件は、西田ら (2001a) に詳述されている。

図-8 の上図は、塩水侵入状況の現況再現結果、下図は澇を平坦に埋めた地形条件での計算結果である。人工的

に掘削された澇の存在により、高塩分域が北岸にも広がっており、塩水後退後も澇に残留しているのがよくわかる。一方、澇が存在しない場合には、ほぼ一様な拡がりを示し、湖棚端の潜り点に塩水フロントが早く到達し、より多くの塩水が湖盆を流下していくことがわかる。下流端 (高瀬橋) での塩分フラックスの積算から求められた一潮汐後の湖内残留塩分量は、澇を埋めたことにより約 15% の増加を示していた。ただし、本結果は一潮汐のみの計算から得られた塩水の初期流入に関する結果である。数潮汐連続して起こる塩水流入現象の詳細を定量的に明らかにするためには、流入塩水の境界条件を適切に与えることが必要となる。

3. 湖水流動特性

(1) 観測結果

湖内の深層部に貯留された塩水は、力学的および熱的擾乱により上層内に拡散する。夏季の成層期には、風による表層擾乱と誘起された内部波や内部静振による混合が支配的となる。

図-9 は、夏季の成層期と冬季の循環期に湖心部 (全水深 25 m) において ADCP によって計測された流速変動を示している (計測方法の詳細は、西田ら (2001b))。観測時の最大風速は 10 m/s を超えていた。表層部では直接風の影響を受け、風向と同方向の速い流れが生じている。小川原湖の形状から吹送距離の長い南北方向の風に対して特に大きな流動を示していた。冬季には、風に誘起された湖水の流動は、表層部から僅かに流向を変えながら水深約 20 m の塩淡水境界にまで達し、境界面付近において成層効果により流向が反転し、強いシアーが発生していることがわかる。また、流向は周期的に変動しており、長周期の大きな界面振動が誘起されていることが

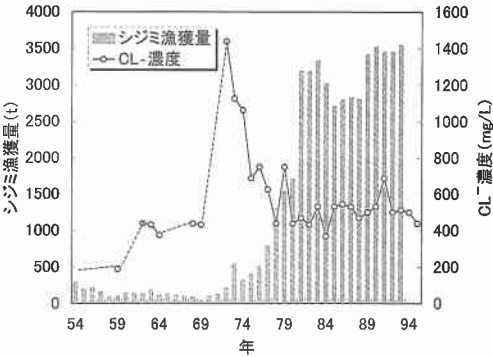


図-6 表層塩分とシジミ漁獲量

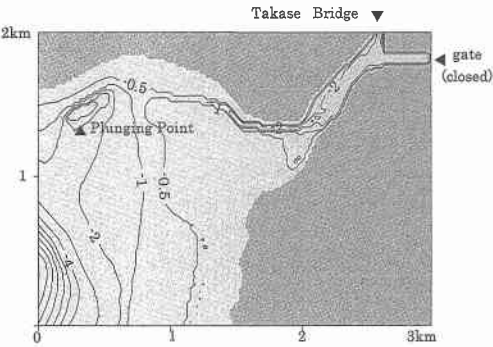


図-7 湖口浅水域の地形

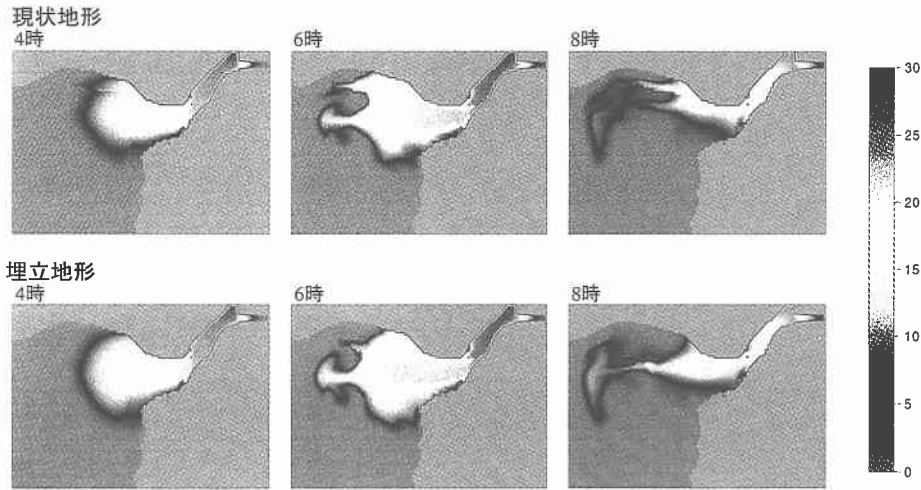


図-8 現況地形と埋立地形における塩水侵入状況

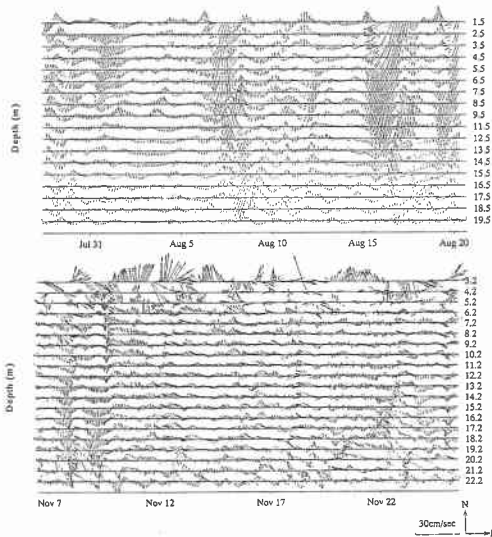


図-9 夏季と冬季の湖水流動

わかる。一方、夏季には水深 10 m 付近に存在する水温躍層により、上層内において流速も二層構造を呈し、躍層上下で流向が反転している。ちなみに、この時の水温躍層に対する Wedderburn 数は約 1 を示し、ほぼ湧昇限界にあったことがわかる。塩淡水境界面付近の流動は冬季ほどには強くないが、冬季と同様に周期的な変動が認められる。このように成層構造の違いにより流況は異なるものの、夏季冬季を問わず大きな流動が生じており、表層部の乱れによる混合層の発達とは別に、風によって誘起された長周期の内部流動による混合が生じているものと考えられる。

(2) 数値解析

実測では捉えきれない湖内全域の流動構造とその特性を明らかにするために、湖口における計算と同様に準三次元バロクリニックモデル (ODEM) を用いた湖水の流動計算を行った。計算は図-10 に示すように小川原湖全域を対象とし、100 m メッシュで東西 80×南北 135 分割した。鉛直方向には層厚 1 m とし、表層第 1 層のみをさらに 3 層分割した。初期密度場は成層期を想定して、水深 8~10 m に 4°C の水温躍層と、水深 20 m に 10 psu の塩分躍層を設定した。外力としては、風応力を水表面で与えた。風速を指定の風速まで線形に 3 時間増加させ、6 時間一定風速に保った後、風を止めて 12 時間までの流動変化を追った。

図-10 は、東風 10 m/s の場合に得られた計算結果のうち水深 6.5 m における流動構造と水温構造を示したものである。左図は 9 時間が経過した風停止直前の結果、右図は風停止 5 時間後（計算開始から 14 時間）の結果である。流れは地形の影響を顕著に受け、複雑な流況を示

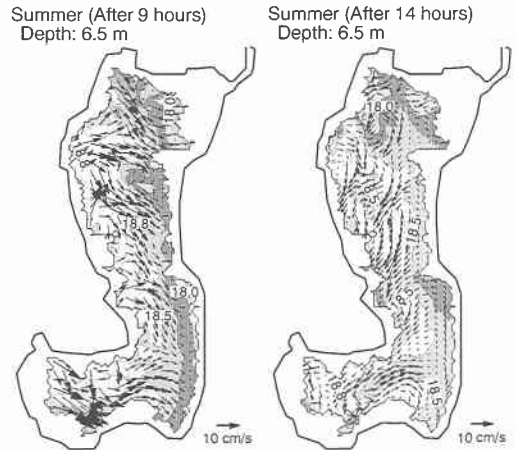


図-10 水深 6.5 m における流動と水温構造

すとともに、風停止直前には水深が 6 m を超えているにもかかわらず 0.1 m/s を超える局所的に速い流れも生じている。鶴田ら (1999) は実測された風場を用いて流動のシミュレーションを行っているが、本計算結果と同様に地形の影響により局所的な流動が発生することを指摘している。風停止後には自転効果を受けて流動が右向きに偏向し、さらに地形効果も相俟って循環をとまなう構造的な流動を呈していることがわかる。ちなみに、小川原湖の水温躍層に対する内部ロスビー半径は約 3 km 程度と算定され、内部共振等に地球自転効果が大きく作用していると言える。

水深 6.5 m の水温構造には、湧昇にともなう東岸での水温低下が見られ、風停止後もその構造はあまり変化せず、現地観測結果が示すように復元にはかなりの時間を要することがわかる。

4. 成層構造と貧酸素化現象

湖内の流動と物質循環には、成層構造が大きく関係している。夏季における水温の成層化は物質の鉛直輸送を抑制し、底層水の貧酸素化を生じさせる。貧酸素水は、底生生物に直接的な被害を及ぼすだけでなく、風などの外力によって湧昇して様々な水質問題を引き起こす。全国的に猛暑湯水を記録した 1994 年には、小川原湖においてもシジミ貝の大量死が発生し、甚大な被害を被った。

ここでは、湖盆形状（等深面積）を考慮した以下の鉛直 1 次元モデルを用いて、1994 年夏季の成層構造と溶存酸素の季節変動特性について解析を行った。また、平年の状況と比較するために、1992 年の計算も行った。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho C_p A(z)} \frac{\partial}{\partial z} (A(z) q(z))$$

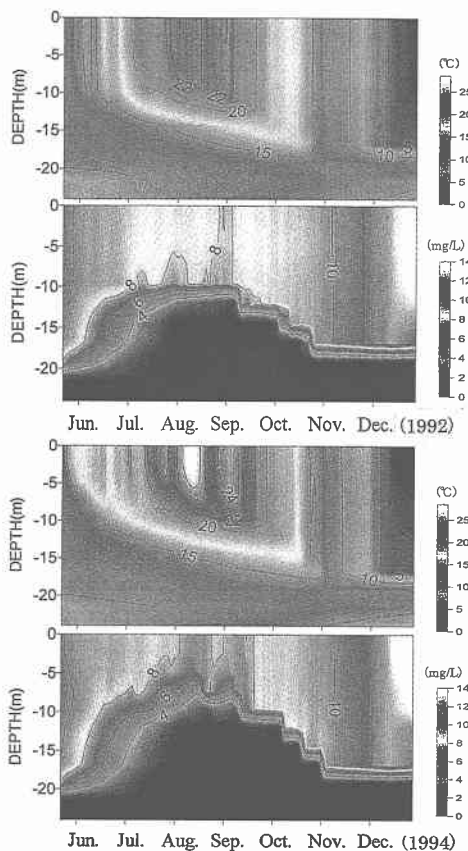


図-11 水温と溶存酸素量の季節変動

渦動拡散係数については、中村ら (1990) の提案したものを用い、風の効果を取り込んでいる。水表面における境界条件は水面と大気間の熱収支を考え、全熱収支式で与えた。また、DO に関する濃度方程式の生成項には、大気からの再曝気と植物プランクトンの光合成による酸素供給、底泥と COD 物質による酸素消費を考慮した。塩分に関しては、簡単のため外海水の流入はないものとして計算を行った。水温、塩分、DO の実測データを初期条件として与え、気象変化を境界条件として取り込みながら経日変化を求めた。

図-11 は、再現計算で得られた 1992 年と 1994 年の水温と DO の季節変動である。1992 年夏季には水温躍層が水深 10 m 付近に形成されているのに対し、1994 年夏季では水深 5 m の浅水深に形成されている。1994 年夏季は、例年に比して日射が極めて強く、また、弱風であったため、水温躍層が浅水深に形成されたと言える。また、1992 年、1994 年とも水温躍層が深から DO 値が急激に低下しており、水温躍層の形成が DO に大きく関与していることがわかる。1994 年夏期に起こったシジミの大量死

は、計算結果が示すように水温躍層が例年よりも浅い水深に形成されたため、シジミの生息水深まで貧酸素化が進んだためと考えられる。さらに、湖水流動の数値解析 (図-10) が示すように、風によって長時間の湧昇が生じることから、より浅水域まで貧酸素化が生じたものと考えられる。事実、水深 3 m においても大量のシジミ貝の壊死が報告されている。

5. おわりに

本研究より得られた主たる結果は以下の通りである。

(1) 小川原湖の塩分貯留量はおおよそ 10^6 トンと算定され、その変動は約 20% 程度で、長期的に安定した塩分環境が保たれている。

(2) 河口および湖口の地形改変は、湖内への塩分供給量と影響域を変化させ、その結果シジミ貝の生息状況に大きな影響を及ぼした。

(3) 風による湖水の流動は吹風時ばかりでなく風の停止後も長時間継続し、特に、成層期には内部静振と地形に依存した水平循環流が形成され、物質輸送に大きく作用しているものと考えられる。

(4) 1994 年の猛暑湯水年には、水温躍層が水深 5 m の浅水深にまで上昇し、さらに内部静振の発生によりシジミ貝の生息水深にまで貧酸素域が拡大したことが数値解析より予想される。

謝辞：現地観測と資料提供にご高配いただいた高瀬川総合開発工事事務所に感謝の意を表します。

参考文献

- 石川忠晴・長尾正之・長島伸介 (1996): 小川原湖に発生する傾斜ブルームの連行係数に関する考察, 水工学論文集, 第 40 巻, pp. 595-600.
- 佐野俊幸・川井晴至・西田修三 (2001): 気象変化が及ぼす湖の水質変動, 関西支部年次学術講演会概要集, II-49.
- 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.
- 鶴田泰士 他 (2001): 小川原湖における塩水流入の現地観測, 水工学論文集, 第 45 巻, pp. 1165-1170.
- 中辻啓二 (1996): 海洋閉鎖性海域, 数値流体力学, 第 4 巻, pp. 306-332.
- 中村由行・西田克司・早川典生 (1990): 閉鎖性水域における温度成層の形成のモデル化, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 794-798.
- 西田修三 他 (2001a): 小川原湖の塩水流入特性に関する数値解析, 水工学論文集, 第 45 巻, pp. 1153-1158.
- 西田修三・佐野俊幸 (2001b): 小川原湖の内部流動と混合現象に関する現地観測, 水工学論文集, 第 45 巻, pp. 1159-1164.
- 藤原広和 他 (1999): 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, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp. 416-420.
- 藤原広和 他 (2000): 高瀬川の複断面河道部における塩水遡上特性, 水工学論文集, 第 44 巻, pp. 1005-1010.