

汽水湖の長期および短期の流動特性

—網走湖を例として—

Long- and Short-term Flow Characteristics in a Brackish Lake

山 田 正

Tadashi YAMADA

1. はじめに

汽水湖は、淡水と塩水が共存する湖であり、両者の密度差に起因する興味ある運動形態の出現により、均質な淡水湖や塩水湖にはみられない特異な流況や密度分布を呈することが知られている。その結果、底層部の貧酸素化や水質汚濁の急激な進行など、湖水環境の悪化を招くケースが数多く確認されている。^{1)~7)} 一般に、汽水湖の水理現象を特徴づける要素として、密度成層の状態や湖水に含まれる塩分量が挙げられるが、それらは主に湖沼カール、湖盆形状、外海との連結状態、流入河川などの地形条件に大きく依存する。しかしながら、ここ数年来の著者らの研究から、降水・気温などの気象現象の変化が、長期的な視点で見た場合に汽水湖の水質や流動機構に大きく関わっていることがわかってきた。この事実は、近年の地球温暖化や少雨(あるいは大雨)傾向の影響が、既に湖沼や湖沼を含む背後流域にまで及んでいることを示すばかりでなく、地球環境の縮図でもある湖沼の水質・生態系の変化がこれらの地球環境問題の解決策を模索するうえで有力な手掛かりとなり得ることを示している。そのような汽水湖の代表として、北海道東部に位置する網走湖が挙げられる。この湖は河口から約7km隔てた網走川の下流域に位置し、湖内の水位が河港の平均潮位にほとんど等しいことから満潮時には海水が湖内に流入する。このため上層が淡水、下層が塩水の非常に強固な密度二成層を形成している。湖岸および流域には、自然地が多く、豊かな湖沼景観や多様な生態系を育んでおり、かつ流域人口も6万人に満たないことから、都市近郊に位置する他の湖沼に比べると清涼な水質環境をイメージさせる。しかしながら近年、網走湖において湖水環境の悪化が深刻化しつつあり、「水の華(アワ)」や陸水面では極めて希な「青潮現象」が毎年のように発生しこの地域の社会問題にまでなっている(図-1.1参照)。その根源には、流域の土地利用の変化(耕地化)や産業の発展による外来汚濁物質の増加の影響があることは論を待たないが、それを助長し、かつ湖沼自体が有している自浄機能を抑制する最大の要因として湖の塩水化(成層化)の問題は無視できない。

2. 研究方法の概要

著者らは、湖の水質浄化を念頭に1987年以降10年間(年平均4回)にわたり、網走湖の水理・水質・水文諸量に関する現地観測、水理模型実験、および数値解析を行っており、網走湖の塩淡水界面の形成機構や青潮に代表される各種界面現象について理論と実測の両面から研究を推し進めてきた。

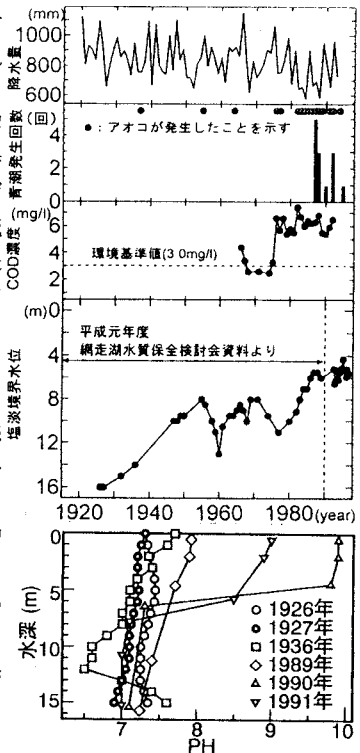


図-1.1 網走湖の水質環境の変化と現況

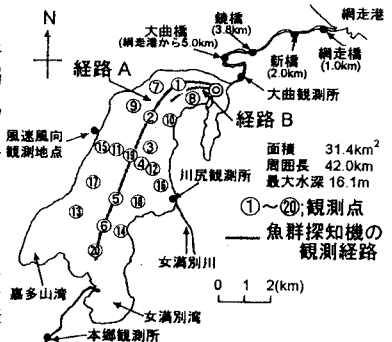


図-2.1 網走湖の概要と観測点

網走湖および網走川(大曲橋、新橋、網走橋、鏡橋)における観測では、魚群探知機により①湖長軸方向の塩淡水境界面の挙動・濁度分布および②網走川における海水遡上時の映像化を行うとともに、ADCPにより③湖全域の流動特性について計測した。また導電率計、溶存酸素量計およびクロフィル計(セントラル科学(株))により④湖心部、湖の流入・流出口付近および各橋梁部における水温、溶存酸素量、塩分濃度、クロフィルa濃度の鉛直分布を鉛直方向にほぼ0.5m間隔で計測した。なお、冬期(結氷時)には湖面が厚さ約1mの水層に覆われるため、湖内観測では湖心付近に開けた穴から水深方向に計測を行った。(図-2.1参照)

3. 網走湖における塩水化の実態と塩淡水境界面の長期変動特性

3.1 塩淡水境界面の季節変動特性

網走湖における密度成層の実態を把握するためここでは、湖の塩水層厚と密度成層の安定性の2つに注目しその季節的な変動特性について考察を行う。

図-3.1は、網走湖の湖心における季節ごとの塩分濃度、溶存酸素量、水温ならびに塩分濃度、水温および水深データから算出した密度の鉛直分布の測定結果を表している。網走湖には水面下5~6mの位置に密度境界面が存在し、湖の成層状態は1年を通して安定していることが分かる。図-3.2は、最近(1992~1996

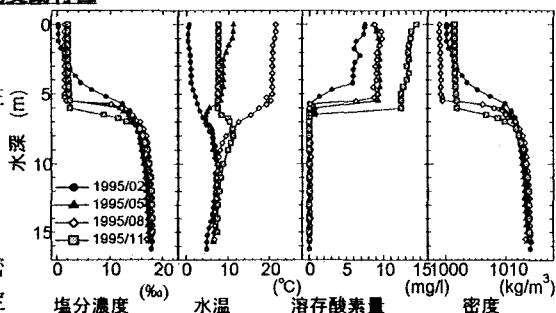


図-3.1 湖心における塩分濃度、水温、溶存酸素量、密度の鉛直分布の季節変化

年)5年間の網走湖の塩水層厚(著者らによる)と網走川の日平均流量の時系列を表したものである。この図から大雨や融雪による洪水直後に、塩水層厚は急激に減少しており、洪水が塩淡水境界水深を一定に保つための調整機能の役割を果たしていることがわかる。図-

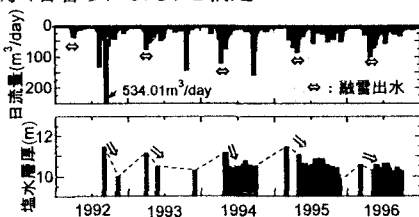


図-3.2 網走湖の塩水層厚と網走川の日平均流量

3.3は、1996年の網走地方の降水量、網走川流量、網走湖水位、網走港の潮位、および著者らが実測した湖の塩水層厚の時系列変化を表している。融雪(⇔印)や大雨による洪水は、湖水位の急激な上昇と、下層塩水層厚の減少を伴う。一方、冬期の少降雨時には、水位低下と塩水層厚の緩やかな増加を引き起こす。また、図-3.1を見ると密度分布の形状が季節によって大きく異なっていることがわかる。特に冬期の密度分布の実測結果を見ると、夏期のそれに比べ塩淡水境界面が不明瞭となっている。

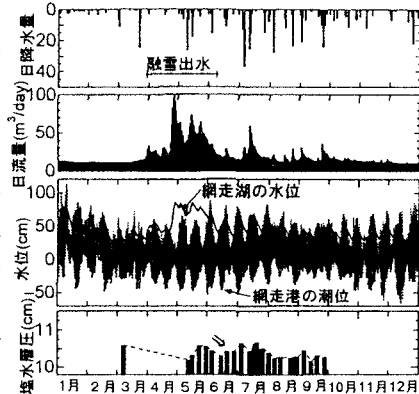


図-3.3 網走地方の降水量、流量、湖水位、潮位、塩水層厚の時系列変化

季節により塩分・密度・水温・密度分布および塩淡水境界水位が変動している

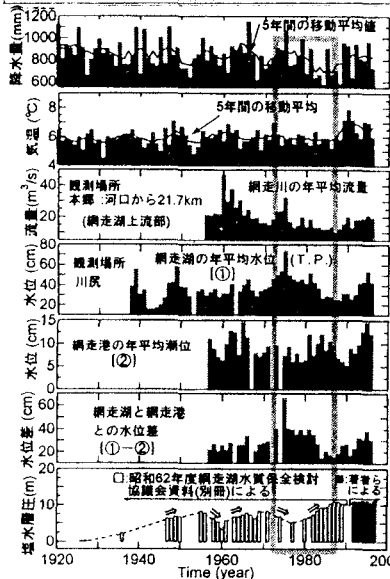


図-3.4 網走地方の降水量、気温、流量、湖水位、潮位、水位差、塩水層厚の経年変化

3.2 網走湖の塩淡水境界面の経年変動特性

図-3.4は、上から1920年~1996年までの網走市の年平均降水量、1920年~1996年までの年平均気温、1956年~1996年までの網走川(河口から21.7km隔てた上流部)の年平均流量、1938~1996年までの網走湖の年

平均水位(T. P.)、1957～1996年までの網走港の年平均潮位、網走湖と網走港の水位差および1925年以降の下層塩水層厚の経年変動を示している。この図から網走湖は、元々、完全な淡水湖であったにもかかわらず、1925年(大正15年)を境に汽水湖に移行したことが確認できる。湖に形成された塩淡水境界面は長期的に上昇傾向にあり、現在では、水面下6mの位置にまで達している。一方、網走地方の降水量は長期的に減少傾向にあることがわかる。特に、1965～1969年の5年間および1972～1984年の13年間に、急激な降水量の減少が見られる。この時期は、塩淡水境界面の低下から上昇局面への転換期に相当することから、降水量の減少がそれ以降の塩淡水境界面の急激な上昇の要因とも考えられる。

3.3 網走川における融雪出水特性

網走湖における塩淡水境界面の長期変動のメカニズムを検証するには、下流河道における海水の遡上特性の他にも、降水や融雪による背後流域における流出特性を視野に入れる必要があり、その中でも毎年繰り返される融雪現象は、塩淡水境界面の長期変動を支配する重要な要素であることがわかった。

図-3.5は、1991～1996年までの融雪期(3, 4, 5, 6月)における網走川本郷地点の日平均流量、および網走地方の日平均気温と日降水量の経日変化を示す。この図から、融雪期における網走川の日平均流量の時系列変化は、非常に複雑な分布形状を呈しており、かつ、年によって融雪開始・終了・ピーク値の出現時期およびピーク前後の状態がかなり異なっていることがわかる。融雪出水による流量増加の開始は4月中旬から4月下旬にかけて多く見られ、早いときにも3月下旬から4月上旬である。なお、3月下旬や4月上旬に生じる流量増加はほとんどの場合、降雨を伴っていることがわかる。

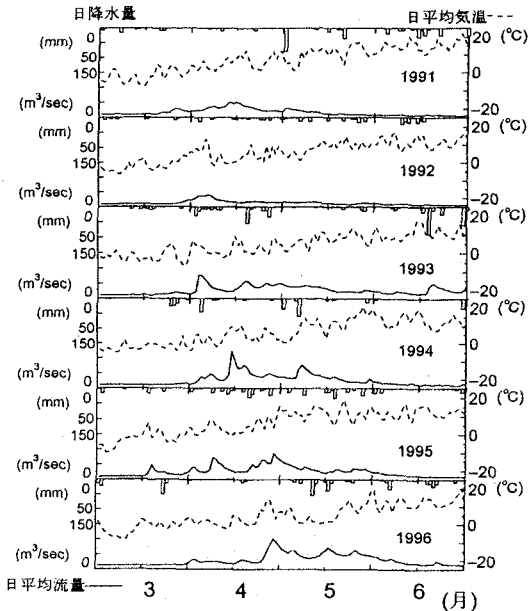


図-3.5 融雪期における網走川の日平均流量、網走地方の日平均気温、日降水量の経日変化

3.4 網走湖における湖水と海水の交流特性

網走湖の塩水化に直結する湖水と海水の交換形態とその水理機構を明らかにするため、湖内塩水の流出期である融雪時期と海水流入期(大潮時期)を対象に湖と網走川との連結部において塩分濃度、溶存酸素量および超音波による観測を行った。

3.4.1 海水流入時の界面挙動

図-3.6は、海水流入時(1994年8月7日:大潮)の網走湖出口付近の界面挙動を魚群探知機を用いて映像化

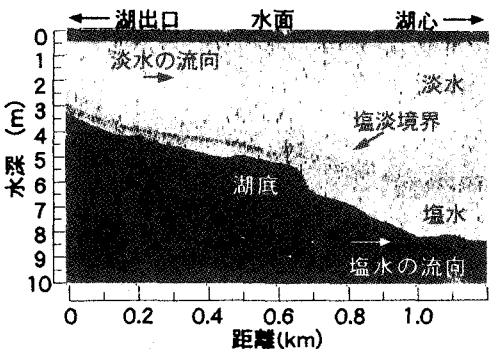


図-3.6 海水流入時の網走湖出口付近の超音波による映像
1994/8/7 4:21～4:27

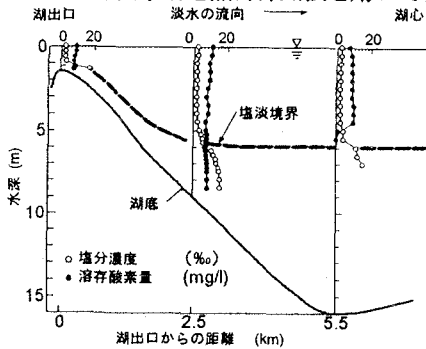


図-3.7 塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布
1994/8/7

したものであり、図-3.7は、そのときの塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を表している。図-3.8は同じく海水流入時(1995年11月8～10日:大潮)における連結部(●)の流速分布(ADCP)の時系列を表している。これより、海水流入時には、網走川を遡上した海水は上層淡水と混合することなく湖底に沿って侵入(矢印)することがわかる。また、海水流入時の流速分布は鉛直方向に螺旋状に変化し、水面下4mを境に上層と下層でその流況が異なっていることから、下層部の流れは海水侵入によって生じたものと推察される。また、このときの流向はほぼ湖の長軸方向に一致していることから、海水は湖の中心線上をみお筋に沿って流下することがわかる。

3.4.2 下層塩水流出時の界面挙動

図-3.9は、融雪期(1994年4月28日)における下層塩水流出時の界面挙動を魚群探知機により映像化したものであり、図-3.10は、そのときの塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を表している。これより、下層塩水が湖の流出口方向に吸い上げられるように吐き出されていることが確認できる。なお、超音波の映像には、塩淡水境界付近に明確な多層構造が認められる。一方、図-3.11は1995年5月1日(融雪期)に超音波によって計測された下層塩水流出時の

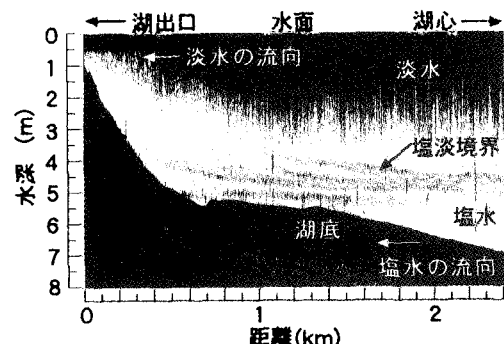


図-3.9 下層塩水流出時の網走湖出口付近の超音波による映像 → 1994/4/29 15:45～15:58

界面挙動を表している。塩水流出時の両者の映像を比較すると、その流出形態が明らかに異なっていることがわかる。この事実は、下層塩水の流出形態が以下に述べるような2つのタイプに分類できることを示唆するものである。1つは、上層淡水と完全に混合した状態で湖外に連行されるタイプ(連行型)であり、他は、湖内と流出口の塩淡水境界上における2点間の水頭差(動水勾配)によって流出するタイプ(吸い上げ型)である。図-3.12は、1997年4月26日に②地点で計測した塩水流出時における流速分布(ADCP)の時系列と風向・風速を、図-3.13は、26日9:00頃の超音波の映像、および塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を表している。なお、大曲橋において順流時に全水深に

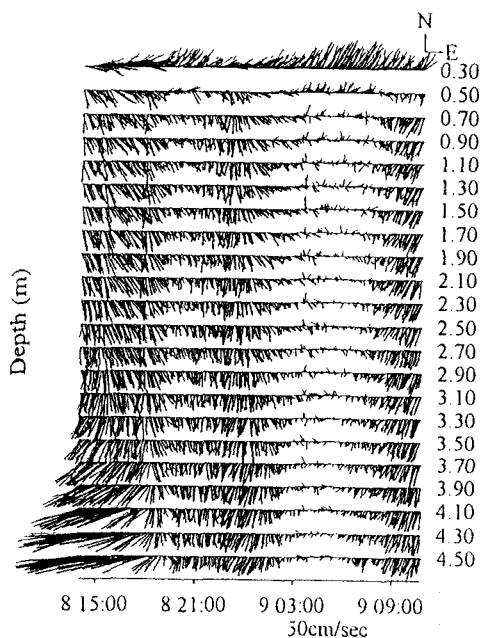


図-3.8 海水流入時における連結部の流速分布 1995/11/8 15:00～11/9 9:00

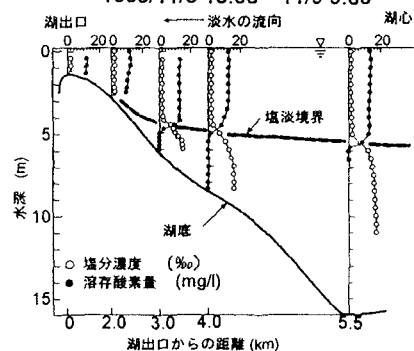


図-3.10 塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布 1994/4/29

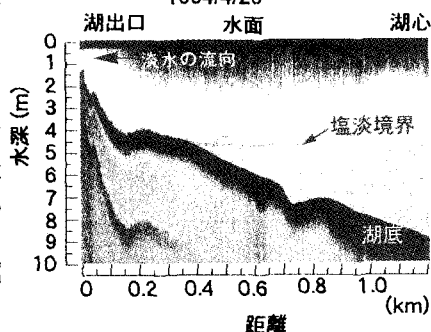


図-3.11 下層塩水流出時の網走湖出口付近の超音波による映像 1995/5/1 12:20～12:45

わたって塩分濃度が5%程度まで増加し、湖出口でも、水面下2m以深において5%程度まで増加(図-3.14)している。観測期間中の風速データを見ると、0:00~8:00にかけて長軸方向南から10m/sの強風が連吹した後に急に風が止んでいることから、このときの塩水流出は強風停止後の内部セイユによる湖出口付近の塩淡水境界面上昇に起因して生じたものと考えられる。

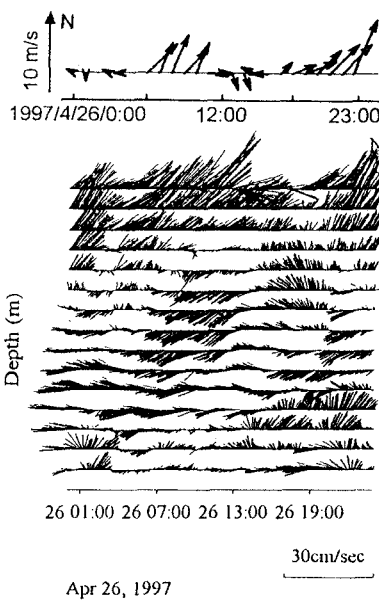


図-3.12 塩水流出時の流速分布と風向・風速
1997/4/26/1:00~19:00

4. 網走湖における流動と成層界面の短期変動特性

本章では、湖水の塩水化(成層化)に起因する湖内流動への影響や各種界面現象を明らかにするため、網走湖全域における流動および各種水理諸量に関する現地観測を行った。

4.1 網走湖全域における流動特性と各種界面現象

4.1.1 網走湖における青潮の発生状況

図-4.1はこれまでに確認されている青潮の発生状況について既存の資料を基に整理したものである。これより、青潮の発生場所は、湖の北端部(湖出口)かもしくは南端部のどちらかであることがわかる。また、青潮発生前の風向・風速データを見ると、共通して強風(10m/s以上)が長軸方向に3~5時間継続して吹き続けていることがわかる(矢印)。なお、図-4.2は、青潮が発生しなかったときの風向・風速データの時系列であるが、(

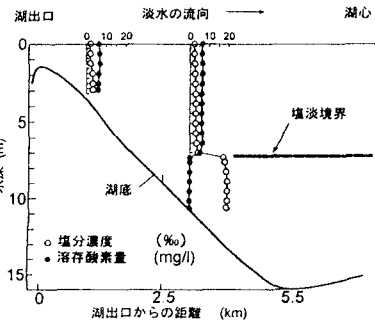
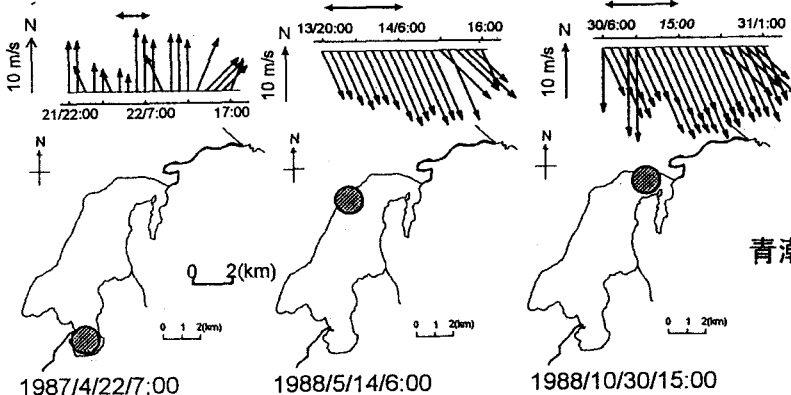


図-3.13 塩水流出時の湖出口付近の超音波による映像、塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布

1997/4/26 9:05~9:15

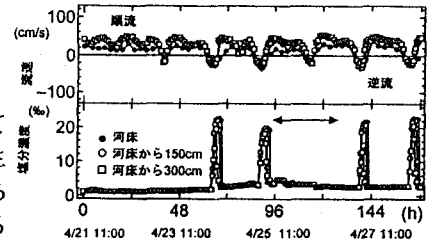


図-3.14 大曲橋における観測結果
1997/4/21 11:00~4/27 10:00

↑ 上図の(←→)部には5%の塩分反応が確認できる。このことは、湖からの塩水流出を表している。

● は
青潮発生地域
を示す

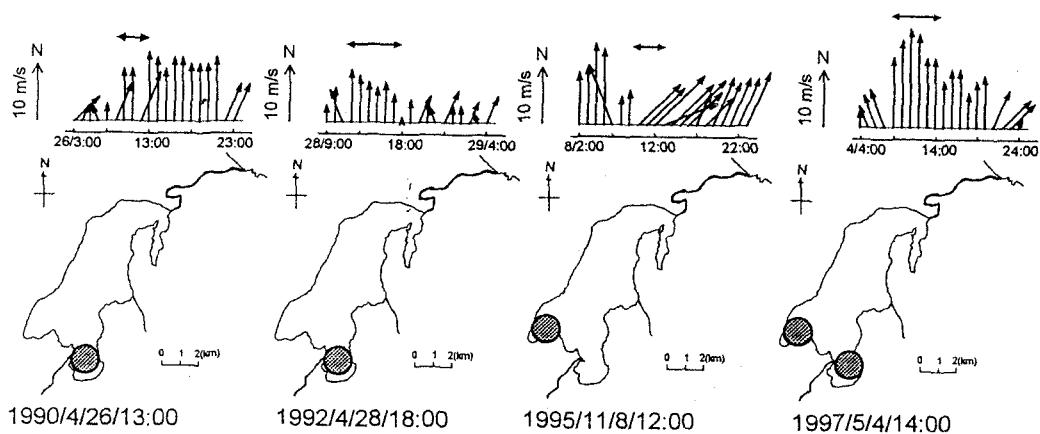


図-4.1 網走湖における青潮発生場所と発生時の風向・風速

長軸方向に強風(10m/s以上)が3時間以上連吹したときに青潮は発生する

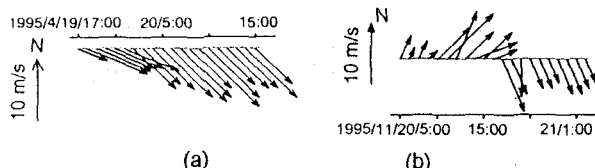


図-4.2 青潮が発生しなかった時の風向・風速

a)のように風速10m/s以上の強風が長時間連吹しても風向が湖の短軸方向であったり、(b)のように、長軸方向に10m/sの風が吹いてもそれが瞬時に終了するような場合には青潮が発生しないことがわかる。

4.1.2 網走湖における塩淡水境界面の挙動と塩-淡水混合特性

図-4.3～4.7は、1994

年4月から1995年11月ま

での網走湖における超

音波(魚群探知機)の映像と、それとほぼ同時刻の塩分濃度

・溶存酸素量の鉛直分布の実測結果、および観測期間

中の風向・風速データを表している。無風状態(図-4.3)の

ときは、塩淡水境界水位に変動は見られず、界面は縦断方向

にほぼ水平であるのに対し、弱風時(6～8m/s、図-4.4a, b)

は、風上側が基本モードの形態で1m上昇している。塩淡水

境界水位は、1995年11月9日の強風時(10m/s、図-4.5a, b)に

は、それが水面3mにまで達していることがわかる。また、図-4.6a, bの超音波の映像を見ると、密度境界

面が風上側に層状になって上昇しているのが確認できる。これに対応する塩分濃度、水温、溶存酸素量の

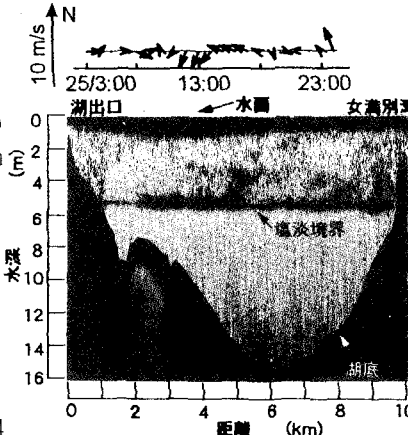


図-4.3 網走湖内の超音波による映像
観測期間中の風向・風速
1995/8/25 12:38～13:30

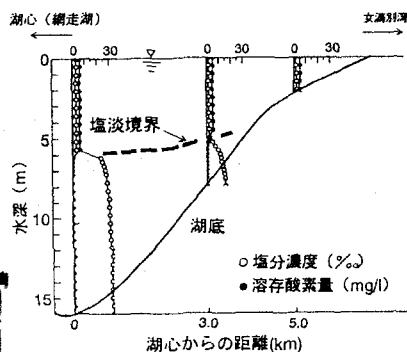


図-4.4a 塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布
1995/5/2

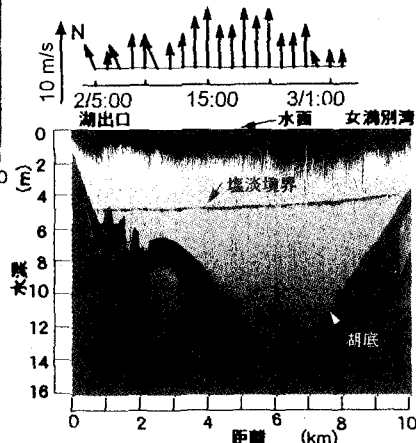


図-4.4b 網走湖内の超音波による映像
観測期間中の風向・風速
1995/5/2 15:35～16:38

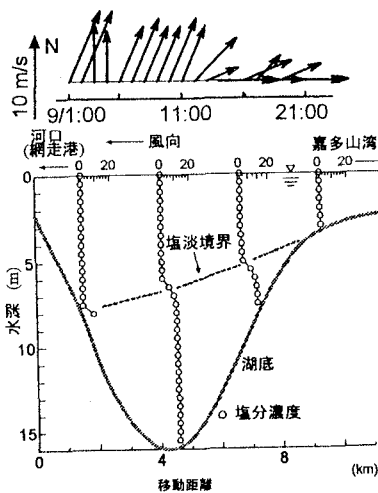


図-4.5a 青潮発生直後の塩分濃度の鉛直分布 1995/11/9

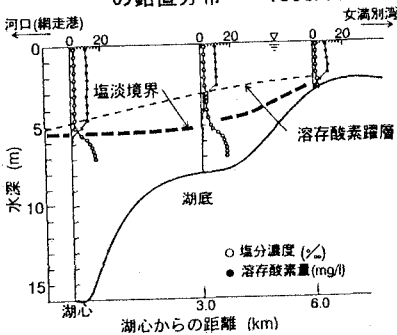


図-4.6a 塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布 1994/8/6

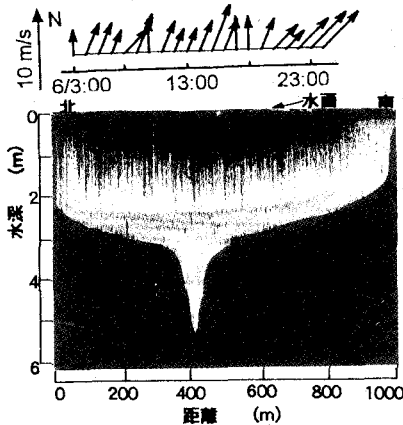
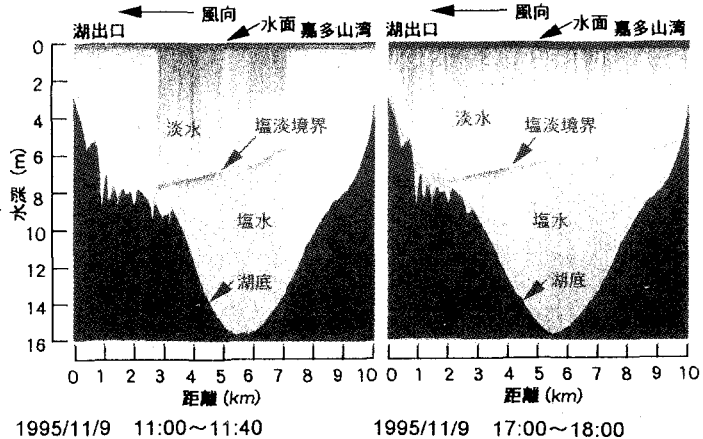


図-4.6b 網走湖内の超音波による映像
観測期間中の風向・風速
1994/8/6 13:17~14:18
湖出口の短軸方向の映像
湖底に落筋が存在する



1995/11/9 11:00~11:40 1995/11/9 17:00~18:00
図-4.5b 青潮発生直後の網走湖内の超音波による映像
観測期間中の風向・風速

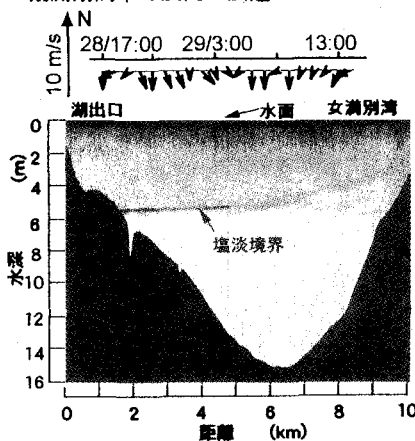


図-4.7 網走湖内の超音波による映像
観測期間中の風向・風速
1994/4/29 3:45~4:00

実測結果を見ると、水温や溶存酸素量分布の急変点が塩分濃度の急変点と鉛直方向に分離するという興味深い現象が確認できる。網走湖の横断方向の映像においても、風上側境界面が層状になって上昇している(図-4.7)。

密度境界面が風上に層状に上昇し、混合層が楔状に形成されている。この層は二重拡散により生じた可能性がある。

4.1.3 網走湖の内部セイシュの挙動

図-4.8は、網走湖の長軸方向の塩淡境界面の挙動を約12時間ごとに魚群探知機を用いて映像化し長軸方向に短縮して表示したものである。これより、湖の塩淡境界面は長軸方向に基本モードの形態で振動している。観測期間中の風速は(図-4.9参照)0~5m/sの範囲で短時間に変動を繰り返し、かつ3回の観測が満潮時と干潮時にちょうど重なっていることから(図-4.10参照)内部静振は風の停止か海水流入のどちらかに起因して発生したものと考えられる。

4.2 網走湖の平面的な流動特性

4.2.1 風に起因する網走湖の流動特性

図-4.11a, b, cは1995年の夏期(8月26日)に行ったADCPによる湖流観測から得られた流速ベクトルの各層ごとの水平分布(水面下12m、6m、2m)を、図-4.12a, bは湖の縦・横断面における各観測点

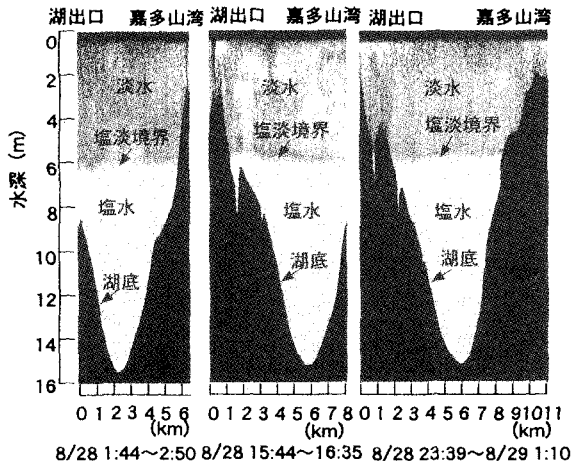


図-4.8 網走湖における塩淡水境界の変動

塩淡水境界面が基本モードで振動している。

(①~⑩)ごとの鉛直分布 (a:湖縦断方向、b:湖横断方向)を示している。同様に、図-4.13a, bは1995年の秋期(11月10日)における流速ベクトルの鉛直分布であり、図-4.14a, b, cおよび図-4.15a, bは1996年の夏期(8月28日)の観測から得られた流速ベクトルの各層ごとの水平分布と鉛直分布を示している。ADCPによる観測期間中(図-4.9、15中⇔印)の風は、夏期、秋期ともに0~5m/sの弱風状態であった。これらの結果より、網走湖内の流速は夏期、秋期ともに非常に小さい(最大でも10cm/s)が、湖心付近(④)の流れは鉛直方向に大きく3層に、界面付近の細かい変動を加えると4~5層にもわたって変化していることがわかる。また、1995年の夏期の観測では、水面付近と水面下6~7m付近の層に湖心を軸とした時計回りの水平循環流が確認できることから、外的条件(風、流入河川など)によっては成層型の湖においても地形性環流が発生し得ることがわかる。

4.2.2 結氷期の網走湖の流動特性

図-4.16は、上から網走港潮位と湖の水位観測値および観測点①(湖心)②(湖心から2km北)における南北方向水平流速ベクトル(5分平均)を示したものである。これより、結氷期における網走湖の流動は南北方向に卓越し、下層(塩水層)部分にもかなり流れの速い場所が存在することがわかる。特に、湖の最下層部(水深15m)では、約1

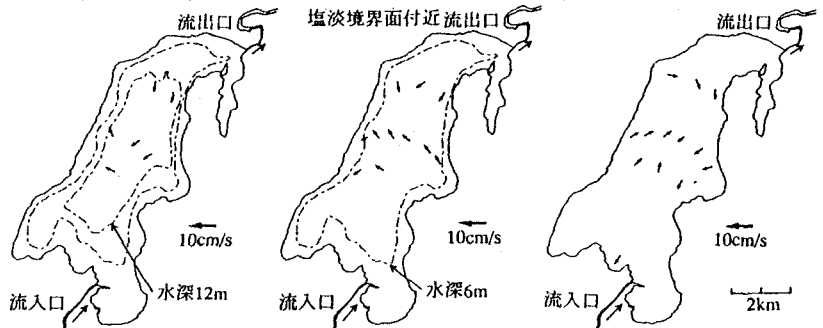


図-4.11a, 下層(水面下12m) 図-4.11b 中層(水面下6m) 図-4.11c 上層(水面下2m)
網走湖内の平面ベクトル(平面) 1995/8/26 6:30~10:40
塩淡水境界付近で左回り、上層部で右回りの水平環流が見られる

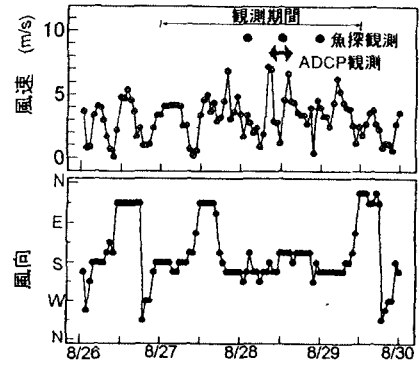


図-4.9 網走湖湖畔の風向風速
1996/8/26 1:00~8/29 24:00

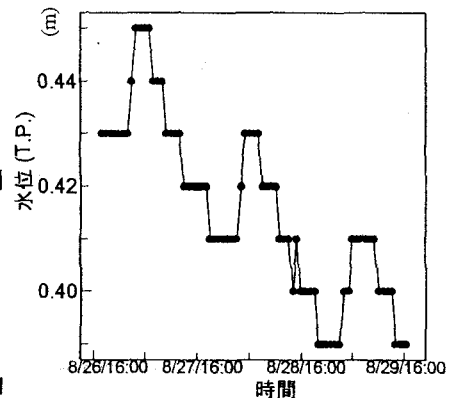


図-4.10 網走湖の水位変化
1996/8/26 17:00~8/29 16:30

↑ 内部セイシュが発生しているときの
風向・風速データ(上)と湖の水位(下)
湖の表層付近と塩淡水境界面付近に湖心を
中心軸とした地形性の水平環流が一時的
に形成されたときの流況
↓

0時間の変動周期を有する速い流れ(最大16cm/s)が確認できる。図-4.17はそのときの濁度の鉛直分布の時系列を示している。これより、濁度と流速との間には強い相関性が有り、かつ湖の最下層部(水深15m)において濁度がかなり大きい値を示していることがわかる。

この湖底付近の濁度の増加は、速い流れによって湖底に体積したものが巻上がって生じたものと考えられる。また、淡水・塩水層内の流況を比較すると、両者に共通する変動周期の存在が確認できる。この周期性を明らかにすれば結氷期の流動の成因がある程度特定できるものと考えられる。そこで各水深における南北方向流速についてパケット解析を行い、流速の変動特性について明らかにした(図-4.18,19)。これより、観測点①、②において全水深にわたる流れは、約7~12時間の周期性(▼印)を持って変動していることがわかる。この変動周期は、潮汐による水位変動の周期(24時間)とは明らかに異なっているが、網走湖の内部セーの周期は理論上8時間であることから、内部セーが結氷期の流れの主要な成因の1つであることがわかる。同様に、観測点①の淡水層部分を除き、2~5時間程度の流れの変動周期(▼印)が確認できるが、この要因については特定できなかった。

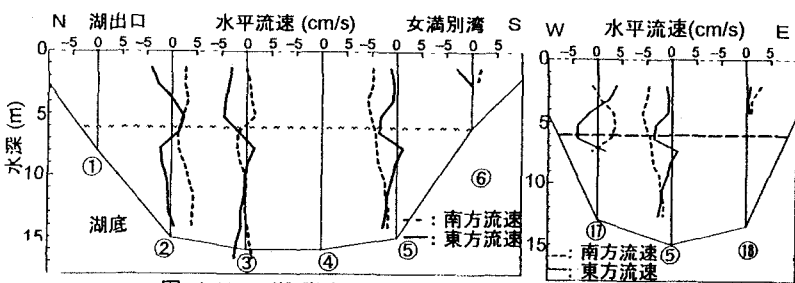


図-4.12a 湖縦断面
網走湖内の鉛直方向流速分布 1995/8/26 6:30~10:40
鉛直方向に大きく3層にわたって流速が変化している。

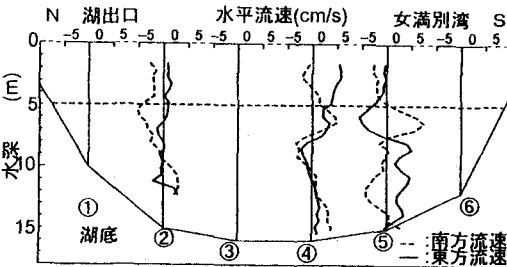


図-4.13a 湖縦断面
網走湖の鉛直方向流速分布 1995/11/10 9:30~12:30
水面下6mにおいて南向きの流れが卓越している。

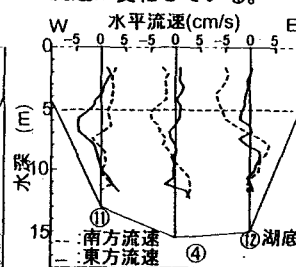


図-4.12b 湖横断面

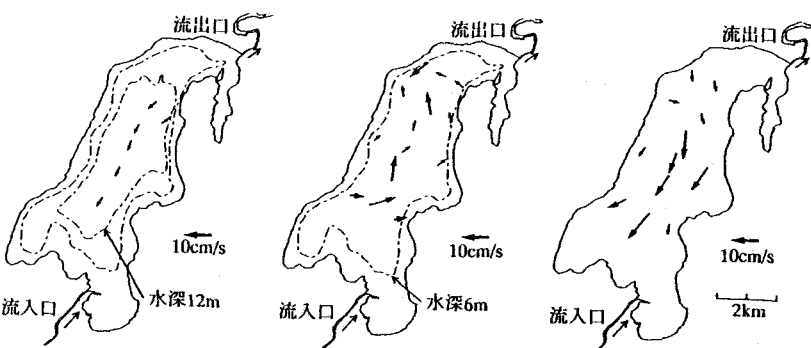


図-4.14a 下層(水面下12m) 図-4.14b 中層(水面下6m) 図-4.14c 上層(水面下2m)
網走湖内の流速ベクトル(平面) 1996/8/28 9:30~15:00
水面下4~5mのところに右向き水平環流が見られる。

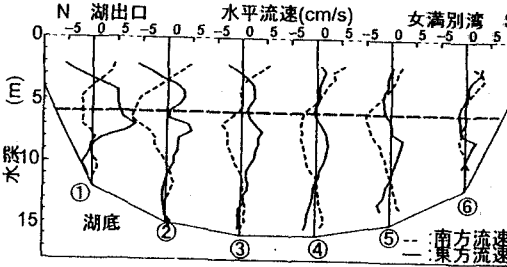


図-4.15a 湖縦断面
網走湖内の鉛直方向流速分布 1996/8/28 9:30~15:00
水面付近で北向き、塩淡水境界面で南向きの流れがある

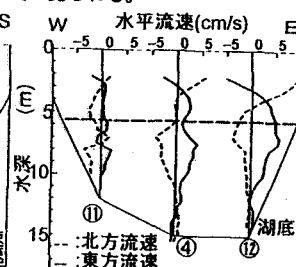


図-4.15b 湖横断面

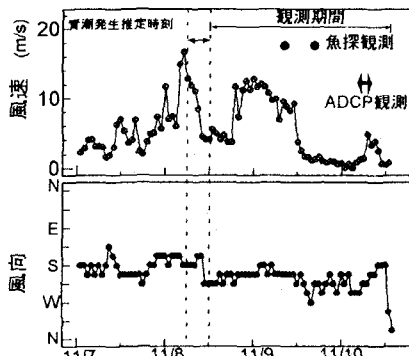


図-4.15 網走湖湖畔の風向・風速
1995/11/7 0:00~11/10 13:00

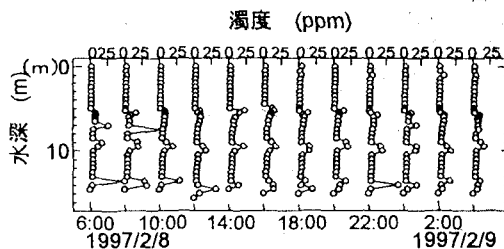


図-4.17 濁度の鉛直分布の経時変化

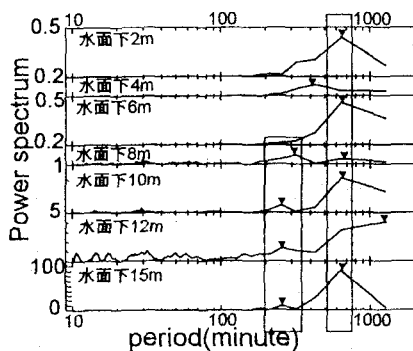


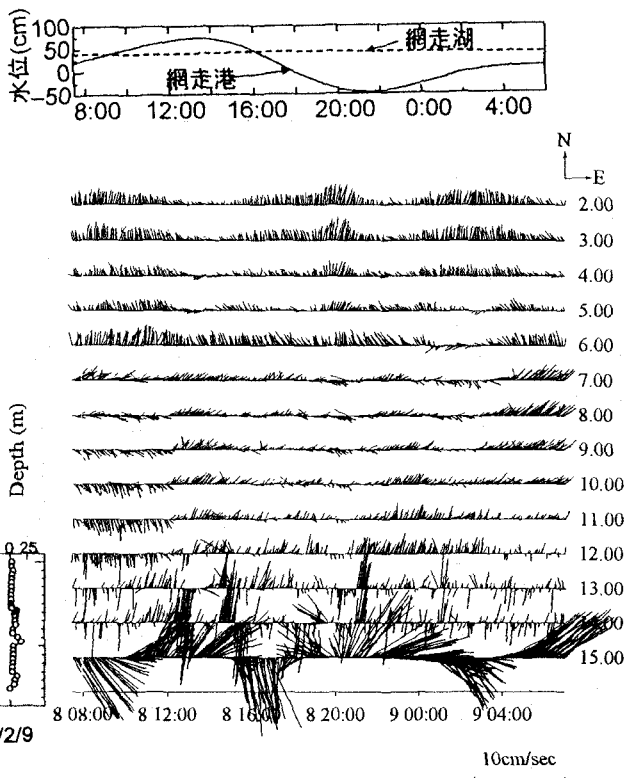
図-4.18 南北方向流速のスペクトル
観測点①：湖心

5. 網走湖における塩淡水境界水位の長期変動予測

本章では、下層塩水の流出機構を考慮した塩淡水境界水位の長期変動モデルを提案し、実測結果との比較検証を行うとともに塩淡水境界水位の上昇抑制策について検討を試みた。

5.1 塩淡水境界の長期変動モデルの概要

図-5.1は吸い上げモデル、連行モデルの模式図と基礎式を示したものである。吸い上げモデルにおいては塩淡水界面上の動水勾配から塩水の流出量を決定する((1)~(6)式)のに対して連行モデルでは流量 Q に対して連行率 r だけ塩分量が連行されるものとした。連行率 r は上層水深の増加とともに流速が小さくなり連行量が減少するものと考え(14)式のように与えた。



Feb 8, 1997

図-4.16 結氷期における湖心の水平流速ベクトル
1997/2/8 8:00~2/9 6:00

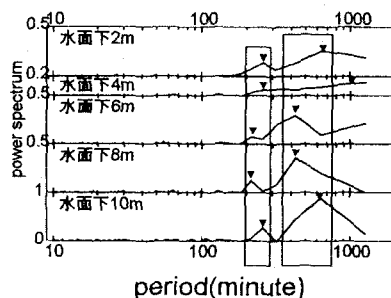
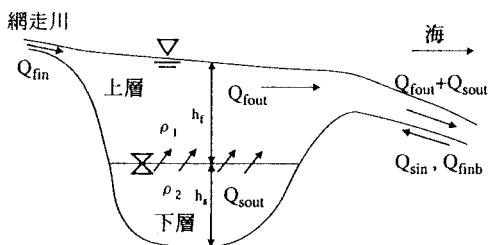


図-4.19 南北方向流速のスペクトル
観測点②：湖心より2km北



連行モデルの模式図

図-5.2.1、図-5.2.2はそれぞれ吸い上げモデルと連行モデルを用いて1975～1994年までの湖の塩淡水境界水位の計算結果と実測データを示したものである。なお誤差棒で表示した値は文献より引用した実測値である。これらの図より1975年～1992年までの塩淡水境界の経年変化の再現結果について両モデルとも実測値を比較的良好に表現していることがわかる。しかしながら1992年以降では吸い上げモデルから得られた塩淡水境界水位は現況をよく再現しているのに対し、連行モデルのそれは実際の上昇量よりも小さな値を示している。これは下層塩水の流出機構が塩淡水境界水位の増加にともない連行タイプから吸い上げタイプに移行することを示している。

図-5.3.1、図-5.3.2はそれぞれ吸い上げモデル、連行モデルを用いて1995年以降の塩淡水境界水位を予測した。その際、入力データである1975～1994年の湖上流からの流量と潮位の経年変化が1995年以降も繰り返すものと仮定した。なお破線は冬期において逆流時の塩水流入量を0とした場合の予測結果である。実線で表した計算結果は1995年から数年間を除いて図-5.3.1、図-5.3.2とほぼ同様の値を示している。破線で表した計算結果より塩淡水境界の上昇は吸い上げモデルで最大2m、連行モデルで最大3m抑制することができることから冬期の逆流流量を0にすることは湖の塩淡水境界位置上昇抑制に効果があることが示された。

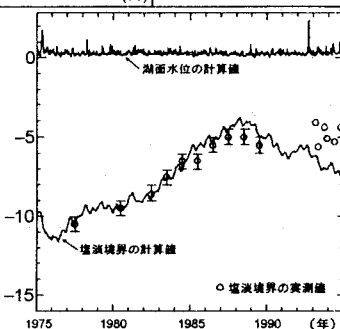


図-5.2.2 連行モデルによる
現況再現結果

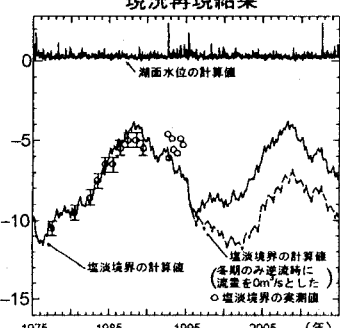


図-5.3.2 連行モデルによる
予測結果

$\frac{v_{A1}^2}{2g} + \frac{P_{A1}}{\rho g} = \frac{v_{A2}^2}{2g} + h + \frac{P_{A2}}{\rho g}$ $\frac{v_{B1}^2}{2g} + \frac{P_{B1}}{\rho g} = \frac{v_{B2}^2}{2g} + h + \frac{P_{B2}}{\rho g}$ $V_{A1} = \sqrt{2g\Delta h}$ $V_{A1} = \sqrt{2g \left\{ \left(\frac{\rho_1}{\rho_2} - 1 \right) h + \frac{\rho_1}{\rho_2} \Delta h \right\}}$ $V_{A1} = \sqrt{2g \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1} D = (v_c)}$ $B(h_f - h - \Delta h)V_{A1} + B(h - D)V_{A2} = Q$ $A_1 \frac{dh_1}{dt} = A_2 \frac{dh_2}{dt} + Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}}$ $A_1 \frac{dh_1}{dt} = Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}}$ $Q = 4.84(G + 1.69)^3 \tanh(6.13\Delta H - 0.17)$ $Q = 8.96(G + 1.38)^3 \tanh(5.21\Delta H - 0.03)$ $Q = 1.47(G + 2.76)^3 \tanh(4.71\Delta H - 0.20)$ $G = h_f + h_p - 1.6 - \Delta h$ $\Delta H = G - h_f$	(1) 逆流時 ($Q < 0$) $Q_{\text{out}} = 0, Q_{\text{in}} = 0$ (2) 逆流開始から5時間以内 $Q_{\text{out}} = 0, Q_{\text{in}} = Q$ (3) 逆流開始から5時間以降 $Q_{\text{out}} = Q, Q_{\text{in}} = 0$ ・順流時 ($Q \geq 0$) (5) 順流時 $Q_{\text{out}} = 0, Q_{\text{in}} = Q$ (1) 吸い上げモデル $v_c > \frac{Q}{A}$ (7) 順流時 $Q_{\text{out}} = 0, Q_{\text{in}} = Q$ (8) 逆流時 $v_c < \frac{Q}{A}$ $Q_{\text{out}} = B(h_f - h - \Delta h)V_{A1}$ $Q_{\text{in}} = B(h - D)V_{A2}$ 2) 連行モデル $r = r_c Q, Q_{\text{in}} = (1-r)Q$ $r = \gamma_0 \exp(-\gamma_1 h_f) \quad (1.4)$ $\gamma_1: CE$
---	--

6. 網走湖における流動・成層界面挙動の数値シミュレーション

本章では、数値解析により
①網走湖の流動および塩淡水混合現象の機構を明らかにするとともに、②青潮発生予測手法の開発とその妥当性について検証を行う。計算に用いたモデルは、連成振動型の1次元波動方程式と多層レベルモデルであり、差分法により計算を行った。基礎式・計算諸元・条件を表-6.1、6.2に示す。

6.1 一次元数値解析結果

図-6.1は、吹送距離を網走湖の長軸方向スケール(L=10000m)とし、20m/sの強風を3時間連吹させたときの成層界面の変動量を示す。点線は、定常解より得られた界面変動量を示す。成層界面は基本モードの形態で風上側に上昇し、風の吹き初めから3時間後に表-6.1基礎式、計算諸元・条件

は下層の高密度流体が水面に達することから、計算結果は前述の超音波による観測結果を再現している。また、定常解(点線)に比べ非定常計算から得られる界面変動量が1.5倍程度大きいことから、非定常計算の必要性が認められる。

6.2 閉鎖性の二成層流体に生じる流れと成層界面の変動特性・塩水層厚の影響(Case1, 2): 図-6.2(a)、(b)は、塩水層厚がそれぞれ8m, 12mの湖に南から一定(15m/s)の風を与えたときの5時間後の流況と密度分布を示している。塩水層厚の違いによって湖内に生じる鉛直循環流の位置や成層界面上昇量に違いが

$$\begin{aligned} \text{運動方程式} \\ \frac{\partial M_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} (M_i U_i) + \frac{\partial}{\partial y} (N_i U_i) + [w u]_{i+1} - [w u]_i \\ = -\frac{g H_i}{\rho_i} \left(\rho_i \frac{\partial \xi}{\partial x} + \sum_{n=1}^{i-1} H_n \frac{\partial \rho_n}{\partial x} + \frac{H_i}{2} \frac{\partial \rho_i}{\partial x} \right) + A_n \left(\frac{\partial^2 M_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_i}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{x,i+1}}{\rho} - \frac{\tau_{x,i}}{\rho} + f N_i \\ \frac{\partial N_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (M_i V_i) + \frac{\partial}{\partial x} (N_i V_i) + [w v]_{i+1} - [w v]_i \\ = -\frac{g H_i}{\rho_i} \left(\rho_i \frac{\partial \xi}{\partial y} + \sum_{n=1}^{i-1} H_n \frac{\partial \rho_n}{\partial y} + \frac{H_i}{2} \frac{\partial \rho_i}{\partial y} \right) + A_n \left(\frac{\partial^2 N_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_i}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{y,i+1}}{\rho} - \frac{\tau_{y,i}}{\rho} - f M_i \\ \text{連続式} \\ \frac{\partial M_i}{\partial x} + \frac{\partial N_i}{\partial y} + w_{i+1} - w_i = 0 \quad \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial M_i}{\partial x} + \frac{\partial N_i}{\partial y} - w_i = 0 \\ \text{密度拡散の式} \\ \frac{\partial}{\partial x} (H_i \rho_i) + \frac{\partial}{\partial x} (M_i \rho_i) + \frac{\partial}{\partial y} (N_i \rho_i) + [w \rho]_{i+1} - [w \rho]_i \\ = K_n \left(\frac{\partial}{\partial x} \left(H_i \frac{\partial \rho_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_i \frac{\partial \rho_i}{\partial y} \right) \right) + \left[K_t \frac{\partial \rho}{\partial x} \right] - \left[K_t \frac{\partial \rho}{\partial y} \right] \\ \vec{\tau}_i = \rho_i \gamma_i (\vec{w} - \vec{U}_i) \vec{w} - \vec{U}_i \quad \vec{\tau}_i = \rho \gamma_i (\vec{U}_i - \vec{U}_{i+1}) \vec{U}_i - \vec{U}_{i+1} \quad \vec{\tau}_s = \rho \gamma_s \vec{U}_{i+1} \vec{U}_{i+1} \\ \vec{w}, \vec{v} : \text{風速、流速ベクトル} \end{aligned}$$

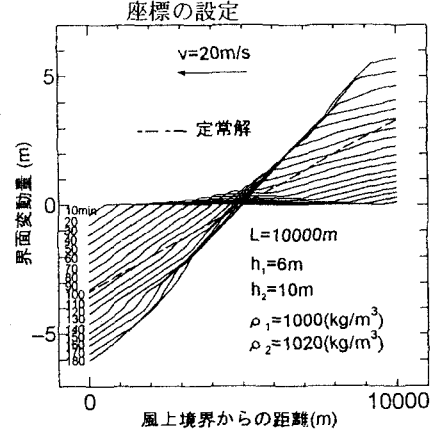
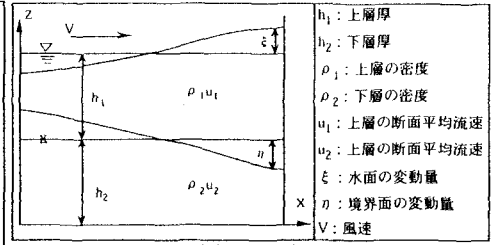


図-6.1 フェッチを網走湖の長軸方向スケールとしたときの界面変動量

格子数	7936. 31×16×16層
格子間隔	Δx=400m, Δy=400m
層分割数	16層 (各層厚1m)
内部摩擦係数(τ _i)	0.001
底面摩擦係数(τ _b)	0.0025
水面摩擦係数(τ _s)	0.0016
水平渦動粘性係数(A _h)	1m ² /s
水平密度拡散係数(K _h)	1m ² /s
鉛直密度拡散係数(K _v)	8×10 ⁻⁴ m ² /s
河川流入量	0
タイムステップ	5秒
コリオリ係数(f)	0
初期密度	図-2参照

表-6.2 基礎式、計算諸元

計算条件		
	密度分布	風速・風向
Case1	二層 ($\rho_1=1000\text{kg/m}^3$) ($\rho_2=1014\text{kg/m}^3$)	20m/s・南
Case2	二層 ($\rho_1=1000\text{kg/m}^3$) ($\rho_2=1014\text{kg/m}^3$)	10m/s・南
Case3	二層 ($h_1=8\text{m}$) ($h_2=8\text{m}$)	15m/s・南
Case4	二層 ($h_1=4\text{m}$) ($h_2=12\text{m}$)	15m/s・南
Case5	単層 ($\rho=1000\text{kg/m}^3$)	15m/s・南
Case6	$\rho = \rho_1 + \frac{\rho_2 - \rho_1}{h_1 + h_2} \times h$	15m/s・南
Case7	二層 ($\rho_1=1000\text{kg/m}^3$) ($\rho_2=1014\text{kg/m}^3$)	15m/s・南
Case8	秋期の鉛直分布 (図-3.1参照)	秋期の風向・ 風速データ (図-4.15参照)
Case9	夏期の鉛直分布 (図-3.1参照)	夏期の風向・ 風速データ (図-4.9参照)

表-6.2 計算条件

見られ、塩水層圧が8mの場合は、風上境界付近における界面上昇は他のケースに比べ小さいことがわかる。

・風の影響 (Case3, 4) : 図-6.3(a)、(b)は、密度成層が同じ状態の湖に南からそれぞれ10, 20m/sの一樣風が連吹したときの5時間後の流況と密度分布を示している。全体の流況パターンに大きな差異は認められないが、風速の大きさによって湖内流速も異なることから上記の塩水層厚と同様に、風は湖の成層界面の挙動や青潮発生に重大な影響を及ぼすことがわかる。

・密度分布の影響 (Case5~7) : 図-6.4(a)~(c)は上から網走湖の成層構造が淡水 ($\rho=1000\text{kg/m}^3$) のみの単層状態にある場合 (Case7)、水面から底面にかけて一定勾配で密度が変化する緩混合状態にある場合 (Case8)、および上層が淡水 ($\rho=1000\text{kg/m}^3$)、下層が塩水 ($\rho=1014\text{kg/m}^3$) の完全な二層状態にある場合 (Case9) の流動とそのときの密度分布の縦断面分布をそれぞれ示している。単層状態のときは鉛直方向に単一循環流を形成するのにに対し、二層状態において上

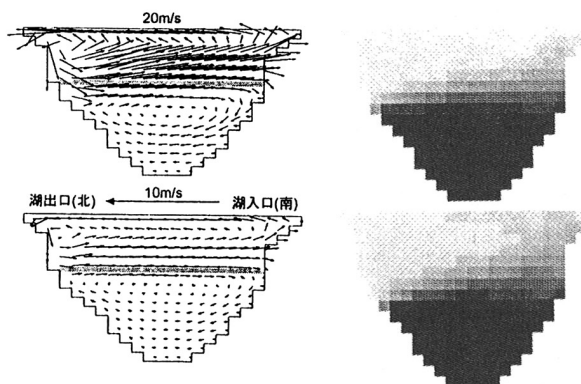


図-6.2 網走湖の流動、密度の縦断面分布
上: (a) Case1、下: (b) Case2.

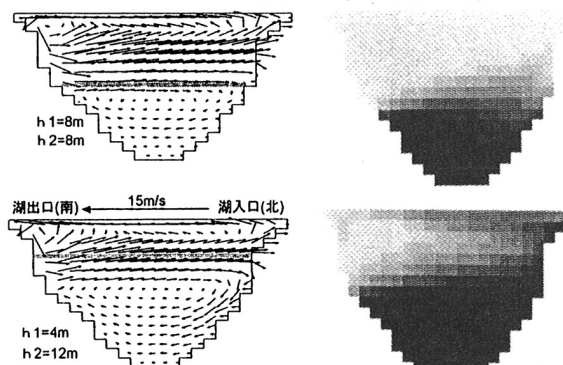


図-6.3 網走湖の流動、密度の縦断面分布
上: (a) Case3、下: (b) Case4

網走湖の青潮の発生は、湖面上の風況(風向・風速)と塩淡水境界水位に依存する

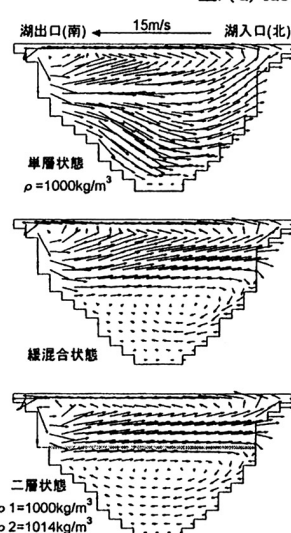


図-6.4 網走湖の流動、密度の縦断面分布
上: (a) Case5、中: (b) Case6、下: (c) Case7

・下層に方向の異なる2つの鉛直循環流を形成する。

6.3 風に起因する網走湖の成層界面挙動に関する数値シミュレーション

図-6.5、6.6は、強風時 (Case8) と弱風時 (Case9) に行った現地観測期間中の網走湖の流動 (図-6.5) と密度 (図-6.6) の縦断面分布を表している。なお、計算に用いた風のデータとして図-4.9、4.15を用いている。これより網走湖における風に起因する成層界面の挙動については、かなり良好に再現できることがわかった。特に、風の連吹により成層界面は風上側に基本モードの形態で上昇しており、この挙動は4章で示した網走湖の塩淡水境界面の変動特性や上述の一次元連成振動型の波動方程式によるシミュレーション結果とも類似している。しかしながら、長時間の挙動については魚群探知機の観測結果に見られるような明確な密度界面を保持することなく、上層の淡水と混合しながら不明瞭な状態で変位することがわかる。弱風時の挙動についてもこれと同様に時間経過とともに密度界面が不明瞭となるが、湖内には内部せいの発生が確認できる。また、一方、流動特性については、両者とも鉛直方向に3~4層にわたって変化しており、強風時には、かなり複雑な流況が確認できる。

6.4 網走湖における青潮発生予測

現地における流動観測や上述のシミュレーション結

果から、網走湖における青潮発生予測を行うには湖面上を吹く風況 (風向・風速・連吹時間) や密度境界水深の2つが重要な因子であることがわかった。そこで、多層バレルを用いて湖の初期の塩水層圧と風速条件を各種に設定 (但し、連吹時間は何れも5時間としている) したときの青潮発生の有無について予測計算を行った。ここでは水面の密度が 1001kg/m^3 以上になった時点を青潮発生と定義している。図-6.7は、計算による青潮発生の有無 (●: 発生する、○: 発生しない) と網走湖で実際に青潮が発生したときの風速 (南風)、塩水層厚 (4章参照) についてプロット (◎) したものである。これより、現在の網走湖においては (塩淡水境界水深が6m)、南から10m/s 風が連吹すると青潮が発生することがわかる。仮に塩淡水境界面が1m 上昇すると風速が5m/s の通常 (網走湖では頻繁に起こる) の風でも青潮が発生し、1m 低下すると10m/s の風でも発生しないことがわかる。

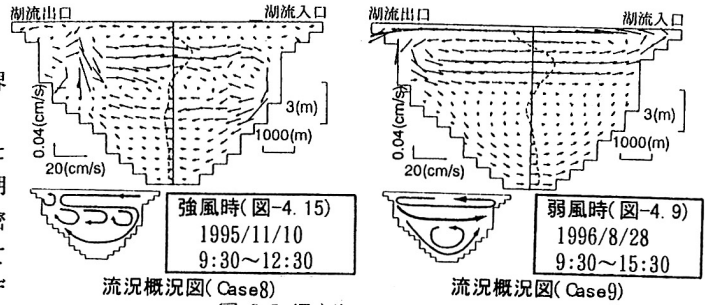


図-6.5 網走湖の流動の縦断面分布

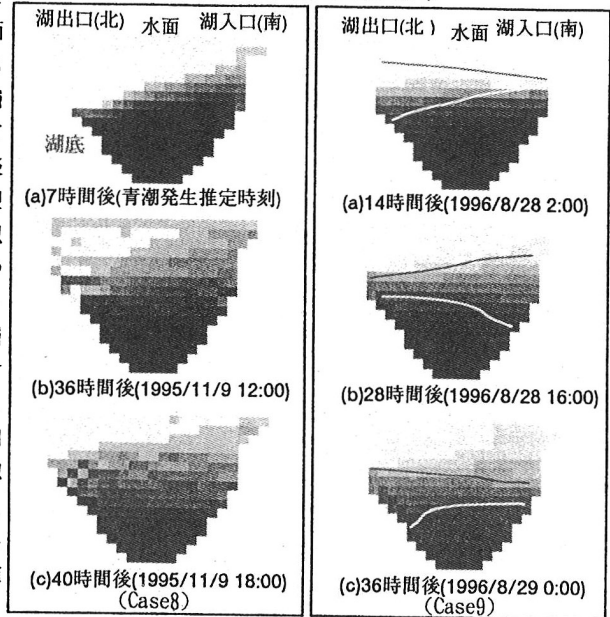


図-6.6 網走湖の密度の縦断面分布

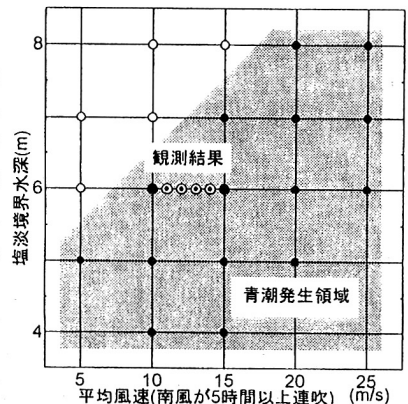


図-6.7 網走湖の青潮の発生条件

南風 (長軸方向) ◎: 青潮発生点 (観測) ●: 青潮発生点 (計算) ○: 青潮未発生点 (計算)

7. 網走湖への河川流入特性について

本章では、網走湖における塩淡水境界水位の長期変動予測において考慮すべき河川流入時の挙動について明らかにする。ここでは特にコリオリ力が流入時の挙動に及ぼす影響を明らかにすることを目的とし、大規模回転水槽を用いて室内実験を行った。

7. 1 実験装置概要

本実験で用いた回転水槽の概要図を図-7. 1に示す。水槽全体は反時計回りに回転し、回転周期を7秒から900秒の範囲で変化させることによりコリオリ力を制御している。噴流はターンテーブル上に設置したオリフィスから流し、その挙動をカメラにより撮影した。

7. 2 噴流に対するコリオリ力の効果

図-7. 2は、噴流先端位置の時系列を表したものである。ロスビー数: $Ro=2.26$ の時は回転なしの場合とほぼ同じ挙動を示し、噴流に対するコリオリ力の影響は認められない。反対に $Ro=1.72$ では噴流がコリオリ力の影響を受け、回転周期(ロスビー数)の減少にともない噴流の曲がりが大きくなり、曲がり始める時間も早くなる。

7. 3 ロスビー数に依存する遅い噴流の挙動

図-7. 3は、回転周期: T 、ロスビー数: Ro の違いによる遅い噴流の挙動を同時刻で比較したものである。遅い噴流は非回転場で噴流軸に対し3次元的な拡散をし、回転場ではロスビー数に依存した挙動をする。回転場において放出されてから時間の経過した遅い噴流は、ロスビー数が小さいほどテラー=プラウドマンの定理が成立しやすくなるため鉛直方向に一樣な2次元流れとなり、周囲流体に拡散しない安定した渦を多数形成するようになる。回転場においてコリオリ力は閉鎖性水域に流入する流れの重要な影響因子であることがわかる。

本研究対象としている網走湖のスケールでは通常コリオリ力を考慮する必要はないが、海水流入時(密度噴流)や遅い流速で河川水が流入する場合はコリオリ力の影響を考慮する必要があると推察される。

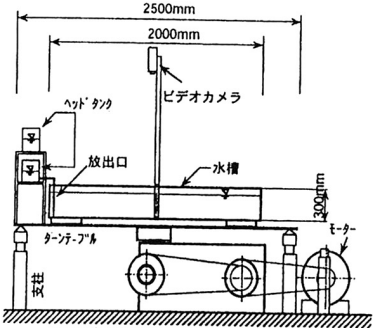


図-7. 1 回転水槽概要図

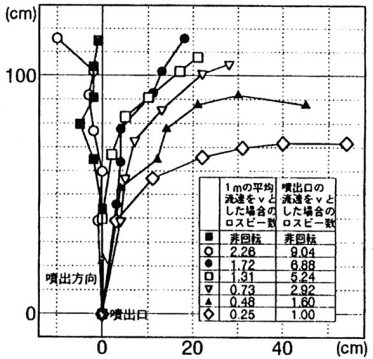


図-7. 2 噴流先端位置の時系列 (5秒間隔で30秒まで)

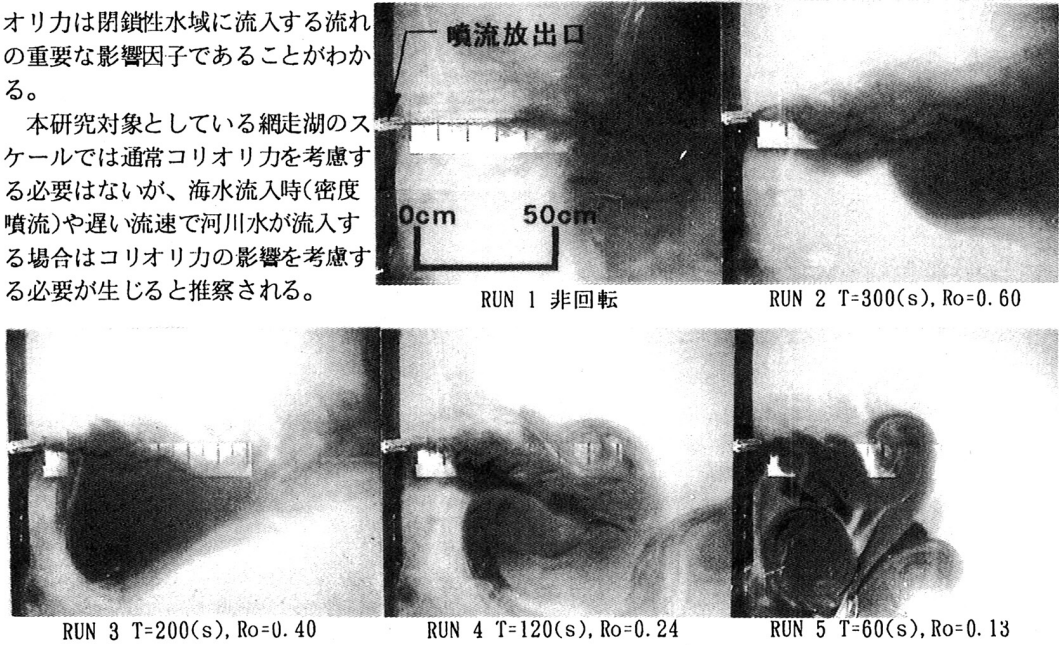


図-7. 3 回転周期: T 、ロスビー数: Ro の違いによる遅い噴流の挙動の比較(噴流放出9分後)

8. 網走川における塩水遡上の3次元数値シミュレーションと潮汐の影響を考慮した塩水楔の破壊特性

網走川における塩水遡上の実態を明らかにするため、①網走川下流域の各橋梁部（新橋、大曲橋）における流速や塩分濃度の連続観測を行うとともに、②3次元的な広がりを有する湖－河川－海域を計算対象とした3次元数値解析を行った。また、河口域において潮汐の影響が卓越する場合の塩水楔の破壊条件式を新たに提案し、本研究対象である網走川下流域に適用し、その妥当性について検討を行った。

8.1 網走川における塩水遡上時の流動観測

図-8.1.1は1995年8月24～25日の満潮時において大曲橋（河口から約5.3km）と新橋（河口から1.7km）で測定した密度と流速の鉛直分布の時系列を表している。新橋における塩水遡上時の流速分布は初め河道域の上層で順流、下層で逆流であるが、次第に全水深で逆流となる。そのときの塩水の遡上形態は楔である。一方、大曲橋における流速や密度の分布は表層付近を除き鉛直方向に一樣であることから、塩水の遡上にともない緩混合もしくは強混合に移行したことがわかる。図-8.1.2は、網走川の各橋梁部（網走橋、新橋、大曲橋）および湖出口付近における塩水の遡上形態とそのときの湖水位と高高潮位との差（ ΔH ）との関係を、同様に図-8.1.3は、各橋梁部を通過する塩分量と ΔH との関係をそれぞれ表している。

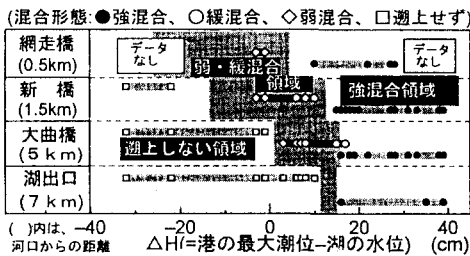


図-8.1.2 塩水の遡上距離と潮位変動が塩水の遡上形態に及ぼす影響

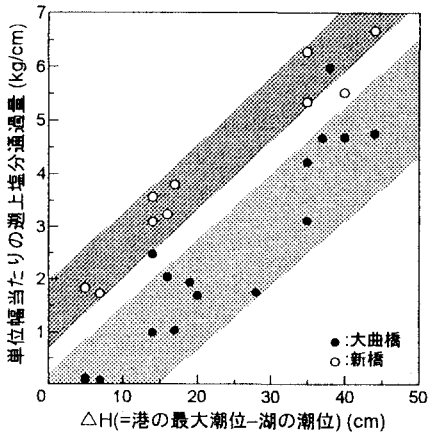


図-8.1.3 網走川における遡上塩分通過量と潮位変動の関係

8.2 潮汐による塩水層の破壊条件

8.2.1 破壊条件式の導出

潮汐の影響が卓越する場合の海水遡上時の成層破壊条件式を提案する。図-8.2.1は本解析の模式図である。図-8.2.1(a)に示す全水深 h が一樣な河道域において、底面摩擦がゼロならば流れは鉛直方向に一樣な表-8.2.1(1)式のように表せる。 η は水面の変位量である。しかし実際の流れは河床で底面摩擦の影響を受けるため、流速の鉛直分布を図-8.2.1(a)の u に示すような放物線で与えると、表-8.2.1(3)式のような河道域における流速の鉛直分布を得る。また図-8.2.1(b)のような全水深 h 、上層の淡水層厚 h_1 、下層の塩水層厚 h_2 の河

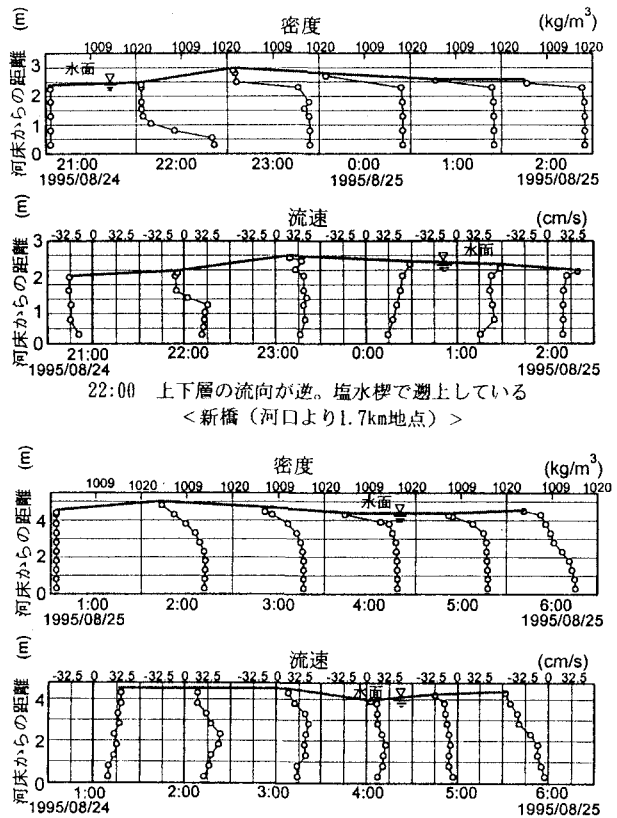


図-8.1.1 網走川観測結果<大曲橋（河口より5.3km地点）>
塩水遡上は開始から常に全断面逆流。緩混合。

道域において、下層の塩水層の流速が表-8.2.1(4)式に示す内部波の波速 C_i に等しいとする。

8.2.2 破壊条件式と網走川観測結果の適合性

図-8.2.2における曲線は楔の破壊基準(表-8.2.1(7)式)を表しており、各点は塩水が楔の形態で遡上するときの h 、 h_2 、 η の実測値をこの破壊条件に当てはめたものである。塩水層の破壊条件式から得られる曲線の上側は、 $u > C_i$ となる不安定領域であり(成層破壊領域)、その下側は $u < C_i$ となる安定領域を示している。従来の界面破壊に関する研究がせん断流や吹送流を対象とした実験的研究が主であったのに対し、本理論は網走川のような潮汐の影響が卓越する実河川を対象とした潮汐による界面破壊を想定しており、解析結果はこの理論が実現象に適用できる可能性を秘めていることを示した。しかしながら今後も本理論の精度向上のための努力をする必要がある。

8.3 数値シミュレーション

計算は以下の2通りの計算手法により行われた。

a) 3次元ナビエ-ストークス方程式による数値計算

計算領域を解析結果に見られるようなモデル領域とし、基礎式を表-8.3.1に計算条件を図-8.3.1に示す。また初期条件は河道域の河口付近で塩水楔を与える。本計算の手順の概略は以下のようである。

①浅水長波方程式(1)、(2)式、連続式(3)式より水面変動量 η を求める。②境界条件を表-8.3.2のようにとり、3次元ナビエ-ストークス方程式(6)、(7)、(8)式及び密度の保存式(10)式から ρ 、 u 、 v 、 w を求める。

b) 多層レベルモデル

本解析においては複雑な地形形状を考慮するため、図-8.3.2に示すように計算領域を9つに分割している。なお、領域ごとに格子間隔を変えて計算を行った。基礎式及び計算条件については5章を参照。

8.3.1 計算結果と考察

a) 3次元ナビエ-ストークス方程式

図-8.3.3は潮位の最大振幅の違いによる密度コンター図を示している。Case1では、上層部が乱れを受けて破壊し、緩混合型、強混合型へと変化する。t=8分で密度が水深方向に一樣となるが、水面付近の塩水は進行速度を落とさずに進むために、密度が水面で大きく河床で小さいという不安定な逆勾配とな

$$u = \pm \frac{c}{h} \eta \quad (1)$$

$$f\left(\frac{z}{h}\right) = \left(\frac{z}{h}\right) \left(2 - \frac{z}{h}\right) \quad (2)$$

$$u = u_m \left(\frac{z}{h}\right) \left(2 - \frac{z}{h}\right) \quad (3)$$

$$u_m = c \frac{\eta}{h}, \quad c = \sqrt{gh} \quad (4)$$

$$C_i = \sqrt{eg \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (5)$$

$$u > C_i \quad (6)$$

$$\frac{\eta}{h} \sqrt{gh} \left(\frac{h_2}{h}\right) \left(2 - \frac{h_2}{h}\right) > \sqrt{eg \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (7)$$

$$\frac{\eta}{h} > \frac{\sqrt{eg \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}}}{\left(\frac{h_2}{h}\right) \left(2 - \frac{h_2}{h}\right)} \quad (7)$$

表-8.2.1 塩水層の破壊条件式

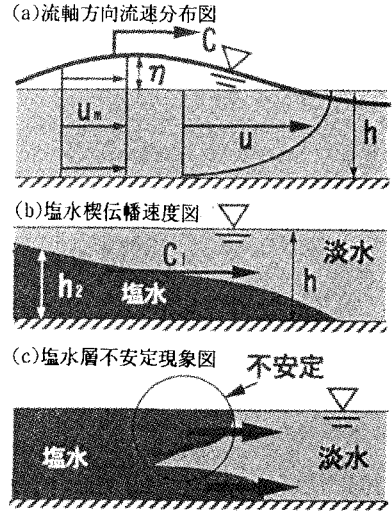


図-8.2.1 潮汐による塩水層の破壊に関する模式図

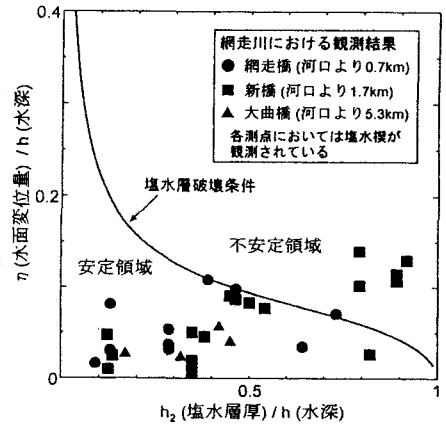


図-8.2.2 潮汐による塩水層の破壊条件の解析結果と網走川における観測結果

密度分布(kg/m³)		底面	ノズル7°
湖下層	1020	壁面	スリット
河道内河口部付近	1020	水面	鉛直方向流速
上記以外の領域	1000	海の沖側	潮位変動
		河川流入	なし

<初期条件>

<境界条件>

領域14-4 x×y×z(m³)	海 1000×550×20 河川 300×10×5 湖 700×550×16
格子幅 dx×dy×dz(m³)	海 20×10×1 河川 5×5×0.5 湖 5×5×0.5
水平渦動粘性 係数 Λ_x (cm²/s)	海 2.0 河川 0.1 湖 2.0
鉛直渦動粘性 係数 Λ_z (cm²/s)	全領域で 0.1
密度拡散係数K	全領域で 0
コリオリパラメータf	0
潮汐の周期(h)	1.0
潮汐の振幅(cm)	case1 10 case2 45

図-8.3.1 3次元ナビエ-ストークス方程式計算条件

る。河道域と湖の接続部付近では上層部の塩水が自重のために下層部へと拡散し、湖へ流下する。その際のplunge pointは河道域と湖の接続部付近であった(t=14分)。湖に進入した塩水は湖底に沿って進み、淡水と塩水の境界(塩淡水境界)を滑るように進む(t=20分)。その際、湖の下層の塩水とも混合するため、塩淡水境界は徐々に下がる。Case2はCase1に比べて潮位の振幅が小さく河道内の流速も小さいことから、密度の不安定現象は生じることなく塩水は強混合の形態で湖内に流入した(t=16分)。

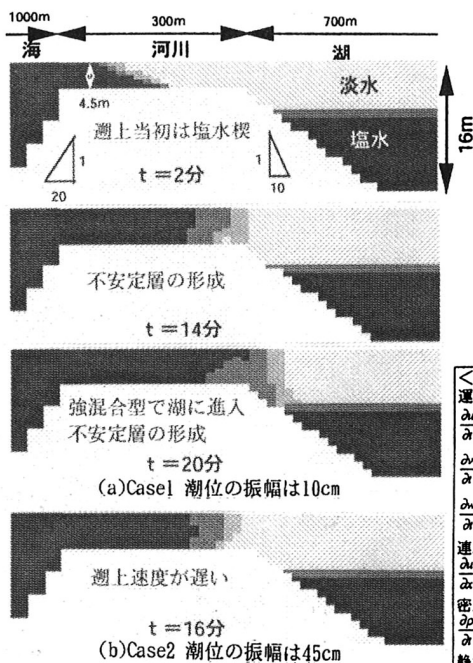


図-8.3.3 3次元 primitive 方程式数値解析結果

<密度コンター縦断面図>

b) レベルモデル

図-8.3.4は海-河川-湖の複雑な地形形状を考慮し港の潮位変動を1mとし、最大潮位と湖の平均水位差を15mとしたときの港～河川～湖の中心軸に沿った密度コンター図である。海水は当初楔状で遡上し、次第に緩、強混合へと移行するが、港と湖との水位差が小さいことから湖に到達しない。計算結果は、前述の塩水遡上の観測結果(図-8.1.1)を比較よく再現しており、実地形を考慮した3次元数値解析の有効性が認められる。

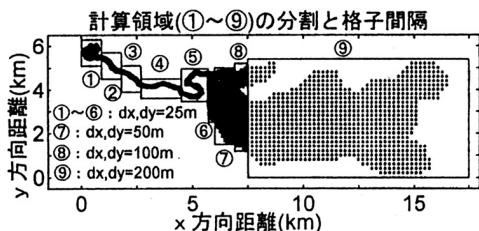


図-8.3.2 多層レベルモデル計算領域

表-8.3.1 3次元 primitive 方程式基礎式

<水面形を計算するための基礎式> 運動方程式 (浅水長波方程式) $\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_1 \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta+h} \frac{\tau_{bx}}{\rho} + fV$		(1)
$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_1 \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta+h} \frac{\tau_{by}}{\rho} - fU$		(2)
連続式 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (\zeta+h)U}{\partial x} + \frac{\partial (\zeta+h)V}{\partial y} = 0$		(3)
運動学的境界条件 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + V \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w$		(4)
断面平均流速 $U = \frac{1}{\zeta+h} \int_{-h}^{\zeta} u dz, \quad V = \frac{1}{\zeta+h} \int_{-h}^{\zeta} v dz$		(5)
<流速・圧力・密度を計算するための基礎式> 運動方程式 $\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + A_1 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_2 \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f_v$		(6)
$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + A_1 \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_2 \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f_u$		(7)
$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial y} + \frac{\partial ww}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\rho - \bar{\rho}}{\rho} g + A_1 \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + A_2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2}$		(8)
連続式 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$		(9)
密度の保存式 $\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0$		(10)
静水圧の式 $P_0 = \rho g \zeta - g \int_{-h}^{\zeta} \rho dz$		(11)

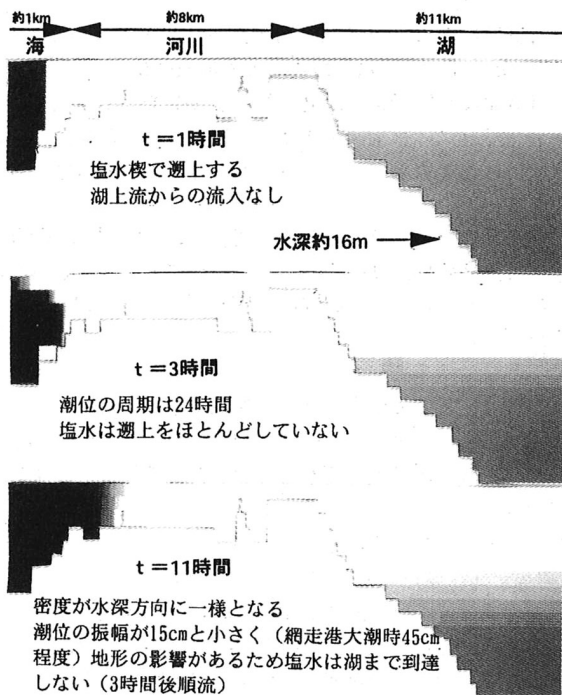


図-8.3.4 多層レベルモデル数値解析結果

<密度コンター縦断面図>

9. 網走湖における植物プランクトンの経年変化と長期的な生態予測手法の開発

本章では網走湖におけるアオコ発生に関する現地観測と既存の生態モデルを用いた数値解析を行うことにより、湖の富栄養化の機構や生態に及ぼす塩水化の影響を明らかにするとともに生態予測手法の開発を行う。

9.1 網走湖におけるChl a、流量、気象条件の経時変化

図-9.1は1994/4/1～1996/10/31の日降水量、日平均気温、全天日射量、日平均流入流量、日中の網走湖湖心における水深ごとの水温、Chl aの経年変化を示したものである。94年、95年の4月～5月の流量増加は融雪出水、94年10月のそれは大雨に起因している。流量増加の1ヵ月後に淡水層のChl a濃度が急増している。

9.2 生態系モデルの構成 生態系モデルとして宗宮モデル(1983)を用い、これを湖淡水層に適応した。

9.3 計算結果

図-9.2、9.3は、1989～1995年までの湖の生態系の再現結果を示している。これより、網走川上流部からの流量の増減が植物プランクトン発生に影響を及ぼすことがわかる。そこで、実測データから流域の汚濁発生源について明らかにする。図-9.4は発生源からの負荷発生量を推計したものである。CODは山林、全窒素は畑地、全リンは畜産排水に起因する割合が多く、生活、工場排水の影響は少ない。

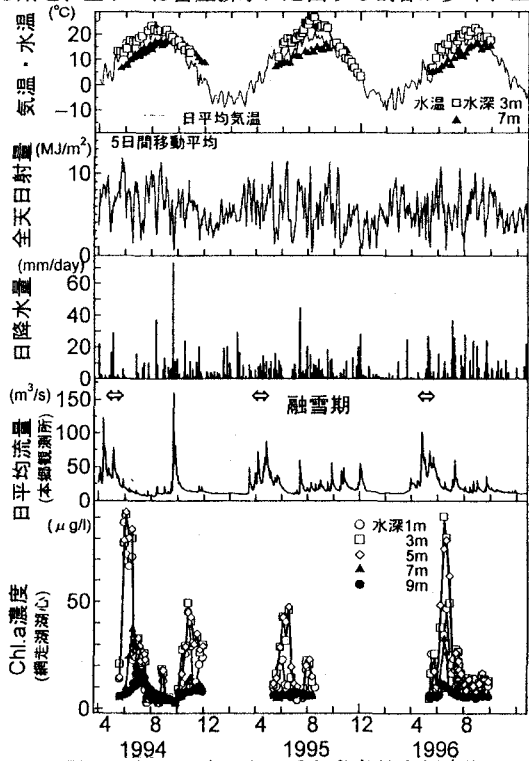


図-9.1 網走地方における気象条件と網走湖湖心におけるChl.a、水温の経年変化 1994/4/1～1996/12/31

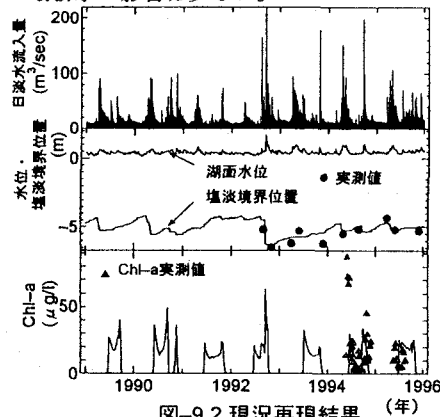


図-9.2 現況再現結果 (年)

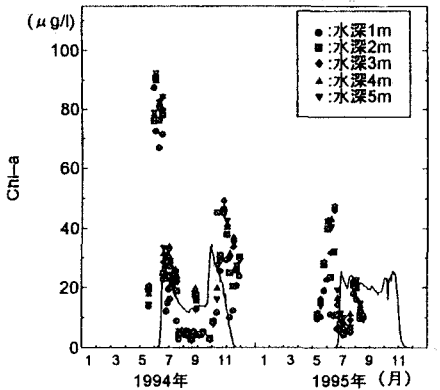


図-9.3 Chl.aの実測値と計算値の比較

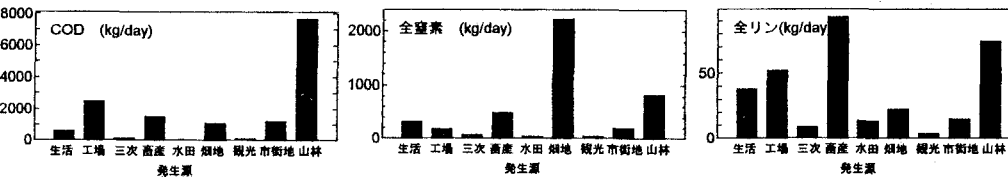


図-9.4 発生源別発生負荷量

10. おわりに 本講では、網走湖を例として汽水湖が内包する問題点について現地観測、水理模型実験、および数値解析結果に基づき考察を行い、併せて網走湖の塩水化の機構とそれが湖の水理、水質特性に及ぼす影響について明らかにした。網走湖の塩水化の機構は、長期的視点に立った場合に少雨化や集中豪雨などの気象環境の変化に大きく依存し、かつ水質汚濁の構造的・潜在的な要因になり得ることを明らかにした。最後に、本講で明らかにした網走湖の塩水化の機構から、この湖の淡水化・水質浄化工法の可能性について言及する。融雪出水や大雨に起因する洪水は、塩水化を抑制する重要な機能を有している。そこで、湖の上流部に流量調整用のダム(貯水池)を建設し、人工的に洪水を発生させることにより下層塩水の強制な吐き出し効果を促進させることが可能となる。この手法は、湖が本来有している自然の浄化機能を最大限に活用するものであり、環境を考慮した新しいタイプの水資源開発の可能性を拓くものである。また、湖の水質浄化を目的とした潮止め堰を建設し、海水の逆流が1年を通して最も顕著となる冬期の一時期にそれを閉鎖することにより湖内の塩水化を阻止することができる。

参考文献

- 1) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人, 平野道夫, 井出康郎, 田村圭司: 網走湖における塩淡水成層の形成と挙動に関する研究, 水工学論文集, 第40巻, pp. 589-594, 1996.
- 2) 早瀬吉雄, 宮本義憲, 坂田年隆: 寒冷地圏域の海跡湖における環境保全に関する研究—サロマ湖の水理学的環境について—, 第35回農業土木学会北海道支部研究発表講演会要旨集, 1986.
- 3) 桑嶋知哉, 高橋克人, 宮島滋近, 平野道夫, 山田正: 塩淡水成層を形成している網走湖の塩水の流入に関する研究, 水工学論文集, 第37巻, pp. 305-312, 1993.
- 4) 北海道開発庁土木試験所水産土木研究室: 寒冷地圏域の海跡湖における環境保全に関する研究, 昭和60年度研究報告, 1985.
- 5) Shoji Fukuoka, Naoya Matsumoto, Isamu Mizoyama, Nobuya Yamane: FLOW OBSERVATION IN THE SEMI-ENCLOSED BAY OF A BRACKISH LAKE AND APPLICATION OF A FLOW SIMULATION MODEL, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering Vol. 14, No. 2, 1996.
- 6) 奥川光治, 宗宮功: 数値モデルによる数値シミュレーション解析: 土木学会論文集, 第337号, pp. 119-128, 1983.
- 7) 井上和也, 田中正博: 3次元モデルによる塩水遡上の解析, 水工学論文集, 第37巻, pp. 319-324, 1993.
- 8) 清水康行, 藤田睦博, 平野道夫, 山田正: 網走湖および網走川における塩分密度流の計算, 水文水資源学会誌, 第10巻, 第1号, 1月, pp. 44-55, 1997.
- 9) 平野道夫, 山田正, 井出康郎: 網走湖における流動と成層界面の挙動に関する観測, 土木学会水工学論文集, 第35巻, pp. 609-614, 1991.
- 10) International Conference on Water Resources and Environment Research Yamada, T., Ikenaga, H., Uchijima, K., Ohshima, S., Mukoyama, K.: SHORT-AND LONG-TERM BEHAVIOR OF THE SALINOC LINE IN LAKE ABASHIRI, International Conference on Water Resources and Environment Research: Towards the 21th, Proceedings Volume II, pp. 415-422, 1996.
- 11) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 向山公人, 平野道夫, 井出康郎: 網走湖における吹送流の発生と成層界面の挙動に関する研究, 水工学論文集第41巻, pp. 481-488, 1997.
- 12) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 笠井雅宏, 向山公人, 大東淳一: 塩水遡上の3次元数値解析と潮汐を考慮した塩水楔の破壊に関する研究, 水工学論文集第41巻, pp. 509-514, 1997.
- 13) 石川忠晴, 鶴谷公一, 富所五郎, 福島武彦: 湖面に作用する風応力の検討, 第30回水理講演会論文集, pp. 763-768, 1986.
- 14) 須賀亮三, 高橋晃: 塩水楔の先端渦による混合, 第26回水理講演会論文集, pp. 495-500, 1982.
- 15) 網走湖水質保全対策検討委員会: 網走湖の水環境に関する調査報告書, 1996.
- 16) 北海開発局網走開発建設部: 網走川治水史, 1994.
- 17) 松岡譲: 霞ヶ浦の富栄養化モデル, 国立公害研究所研究報告第54号, pp. 53-242, 1984.