

汽水湖成層界面の挙動と 吹送循環流の形成に関する研究

池永 均¹・向山公人²・大島伸介³・内島邦秀⁴・山田 正⁵

¹正会員 工修 中央大学技術員 理工学部土木工学科(〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

²正会員 工修 東京都水道局(〒160-0023 東京都新宿区西新宿2-8-1)

³正会員 工修 水資源開発公団(〒518-0226 三重県名賀郡青山町阿呆179-1)

⁴正会員 工博 北見工業大学助教授 工学部土木開発工学科(〒090-0015 北海道北見市公園町165)

⁵正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科(〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

塩淡二成層を有する網走湖では青潮による魚介類の生息、水質、生態系への被害が深刻化しつつある。網走湖における青潮発生の物理的な機構を明らかにするため、湖内の流動特性や風に起因する成層界面の挙動について実測データに基づく考察を行った。その結果、網走湖の成層界面の挙動は常に基本モードの形態で生じ、その変動量は平均風速の大きさに依存することがわかった。その際、風上側上昇界面において塩分濃度と水温により形成される躍層が分離する場合のあることが確認された。また、網走湖の流動は風の影響が卓越する場合には閉鎖成層水域特有の吹送循環流を形成するが、風が弱く、地形、流入・流出河川の影響が卓越する場合は鉛直方向に流向・流速が多岐にわたって変化する等の複雑かつ多様な流動場を形成することがわかった。

Key Words : density stratification, wind-driven current, aoshio, internal seiche, brackish lake, two-layered lake, Lake Abashiri

1. はじめに

(1) 研究の背景

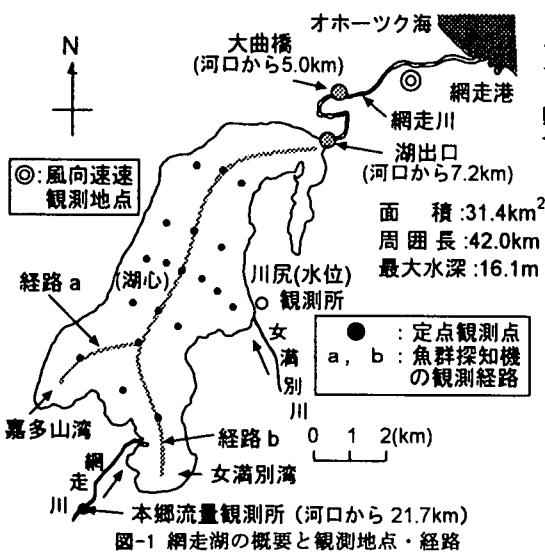
近年、塩淡二成層を有する網走湖では、過去には全く見られなかった青潮現象が多発している。その背景には、網走地方の降水量の減少傾向とそれに起因する塩水化の進行（湖内の塩分収支のバランスが崩れ、下方の塩水層が拡大した）により、風の影響が下方の無酸素塩水層に及びやすくなったという経緯のあることが著者らの最近の研究¹⁾により明らかにされている。青潮の発生は、魚介類を始めとする生物群を大量に死に至らしめることから、漁業関係者が被る被害は甚大である。また、中長期的に見た場合に、水域全域の水質、生態系への悪影響についても懸念されることから、この地域の社会問題にまで発展している^{2)~4)}。

(2) 青潮の概要

青潮は、東京湾湾奥の沿岸部や三河湾などの内湾

域に多く見られることから、元々は沿岸海洋の分野において注視されてきた現象の一つである。一般に、青潮の発生メカニズムは次のように説明されている^{5)~9)}。成層化した水域に、強風が連吹すると、表層水の吹き寄せに伴う水面勾配と静水圧的に釣り合うように下層の貧酸素水塊が沿岸（風上）方向に湧昇する。それに伴い、下層水や底泥中の汚濁物質が上層に運行されるため、水域全体の水質汚染が進行する。多くの場合、青潮の消滅後に赤潮が発生するのは、青潮による下層水の湧昇機構と密接に関連するものと考えられている。その中には、栄養塩の他にも底泥から溶出した硫化物イオンが含まれるため、それが表層の酸素と結合し、化学的な酸化作用による中間生成物（多硫化イオン、コロイド状硫黄）からの散乱光により、その名が示すように水面を青緑色あるいは乳白色に変色させる。

青潮の発生期間は、長くともせいぜい2~3日程度であり、長期間継続することはほとんどないとされる。しかしながら、その影響は計り知れず、特に湖



沼や貯水池において発生した場合は、その閉鎖性ゆえに生態系、水質、魚介類の生息に及ぼす被害は深刻であり、早急な対応策が望まれる所以である。

(3) 網走湖の概要

網走湖は、北海道東部を流れる網走川の感潮域に位置する汽水湖である（図-1参照）。

この湖は、網走川の河口から約7km隔てたオホーツク海沿岸の低地帯に位置することから、満潮時に海水が逆流し、塩水化の進行を助長する地理的条件を備えた水域である。これに加え、近年の網走地方の少雨傾向（図-3参照）は、網走湖の塩水化に拍車をかける主要な因子となっている。その結果、1925年頃を境に淡水湖から汽水湖へと移行し、現在では水面下6m付近を境に上層が淡水、下層が塩水の安定した密度二成層を形成している（図-2参照）。

塩水化の進行と塩淡二成層の形成は、この湖の流動機構や水質・生態・生物環境に著しい変遷を促した。特に、下層塩水は、表層からの酸素供給が断たれるため常時無酸素状態にあり、かつCOD、栄養塩などの内部負荷量の一大供給源となるなど、著しい水質悪化を見せている。その結果、夏場になるとアオコが発生し、魚介類のへい死、異臭、湖沼景観の阻害等の様々な弊害を招くことから青潮とともに網走湖が抱える主要な問題の1つとなっている。

(4) 青潮の物理機構に関する最近の研究

青潮は、陸水面では稀な現象であるため、湖沼や貯水池などでの発生報告は皆無に等しい。中辻ら¹⁰⁾は東京湾での観測事例や室内における吹送成層流の可視化実験により、青潮現象が流体力学的に風影響

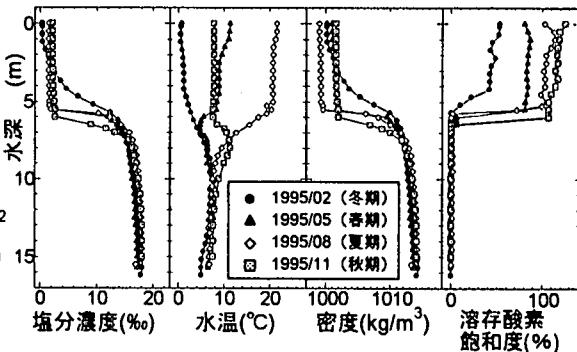


図-2 湖心における各水質諸量（塩分濃度、水温、密度、溶存酸素飽和度）の鉛直分布の1年間の季節変化

(網走湖は、塩分濃度と水温による二重成層を形成している。成層の状態(密度成層の安定性、成層界面の水位)は、季節変化に起因する水温構造の違いに影響を受けることがわかる。夏期には、かなり明瞭な成層界面を有するが、冬期には、上層と下層に温度逆転を生じるため、躍層が発達し成層強度は低下する。)

下における二層密度流界面の巻き上がり現象と見なし得ることを明らかにしている。その中で、Spigel・Imberger¹¹⁾が次元解析に基づき行った混合形態の分類が、水面に風を作用させたときの下層の高密度水塊の湧昇現象に対応することを示している。佐々木ら¹²⁾は、準3次元数値モデルによる再現計算を通じて、東京湾における青潮の発生要因と規模について考察している。その結果、湾奥兵場水塊の湧昇規模が青潮の発生規模を決定付ける要因の1つであることを見い出している。また、青潮に近い現象に内部セイシュがある。これについては、琵琶湖¹³⁾、中禅寺湖¹⁴⁾、霞ヶ浦¹⁵⁾、大野池¹⁶⁾、諏訪湖・野尻湖¹⁷⁾、網走湖¹⁸⁾などで大規模な観測が行われており、現象に関する定量的な把握が試みられている。さらに、水温成層あるいは塩-熱、熱-物質による多重成層水域を対象にした水質構造や各種界面現象、および流動特性について、豊富な研究成果が蓄積^{19)~31)}されており、ここでは、流入・流出河川、風、潮汐、気温、気圧変化などの外的要因と内部セイシュとの関連が主要な課題となっている。

このように青潮の発生機構を理解する上で、多くの優れた研究成果が蓄積されているにもかかわらず、その解明には未だ不十分な点が多い。中でも、発生水域と発生規模の大小・発生頻度との関連、あるいは発生条件・発生機構に関する定量評価が未だ明らかにされていない。その理由の一つに、現地観測上の諸々の制約により、青潮発生前後の界面挙動や流動に関する実測データを取得することが困難な点が挙げられる。特に、外海に開放された規模の大きい内湾等では、青潮発生時の詳細な挙動やその全体像を把握することが一層困難となる。幸いなことに網

走湖は、長軸方向に10km程度と比較的大きくないことから、青潮や風による界面挙動の詳細な情報を得るには格好の試験地となる。もっとも青潮が発生するような強風下では、観測に際し大きな制約を受けることは言うまでもない。

(5) 研究目的・内容

以上に述べたように青潮現象は、流体力学的には風に起因する二成層密度界面あるいは高密度下層水塊の湧昇現象であることから、その機構の解明には閉鎖成層水域に風が吹いた場合の界面の変動および流動特性に関する基礎的な考察が必要となる。そこで本研究では、強固に成層化した汽水湖沼における青潮発生の物理的な機構について明らかにすることを目的に、網走湖の風に起因する界面挙動や湖内の流動特性について長期および短期の観測データに基づき考察を行った。

2. 観測方法の概要

著者らは、網走湖の流動特性と成層界面の挙動について明らかにするため、塩淡境界面がほぼ現在の位置（水面下5~6mの位置）に到達した1987年から10年間にわたり湖内の現地観測を行ってきた。図-1は流向・流速、塩分濃度、溶存酸素量、水温、成層界面挙動の観測点および観測経路を示す。なお、冬期には、湖面が厚さ約50cmの氷層に覆われるため、直径1m程度の観測用の穴を湖心（水深16.1m）とそこから約1km下流地点（水深約10m）の2ヶ所に設け、鉛直方向に定点観測を行った。表-1に、本文に関連する1992年以降の観測概要の一覧を示す。

(1) 各水質諸量の観測概要

網走湖における鉛直方向の密度構造を明らかにするため、結氷期には主に湖心に設けた観測用の穴を使用し、それ以外の季節では完全に停止した船の上から塩分濃度、水温、溶存酸素量の計測を行った。観測には、それぞれ導電率計、水温計、溶存酸素量計（何れもセントラル科学社製）および多項目水質計（ACL1182-DK, ACL-208-DK（クロロテック）アレック電子社製）を使用し、各項目とも水面から水深方向に50cm（但し塩淡界面付近は25cm）間隔で計測した（多項目水質計を用いた計測では、自動的に10cm間隔に設定される）。

(2) 流動観測概要

図-1に示す各観測点および観測経路上で、ADCP（Acoustic Doppler Current Profiler RD社製、

表-1 網走湖において著者らが行った現地観測の概要

季節	年月日	測定要領		定点観測						移動	
		計測		水温	溶存酸素量	塩分濃度	濁度	Chl-a	COD	窒素・リン	流速
		観測	項目								
冬期	1993年3月16日	●	●	●							
	1995年2月28日	●	●	●							●
	1996年3月8日	●	●	●							●
結氷	1997年2月7~9日	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
春期	1993年5月11日	●	●	●							
	1994年4月28~30日	●	●	●							●
	1995年5月1~3日	●	●	●							●
	1996年4月18~20日	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	1997年4月21~28日	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
夏期	1992年8月11日	●	●	●							
	1994年8月6~8日	●	●	●							●
	1995年8月24~26日	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	1996年8月27~29日	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
秋期	1992年10月18日	●	●	●							
	1993年11月16日	●	●	●							●
	1995年11月28~30日	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

1200kHz）を用いた流動観測を行った。船体へのADCPの取り付けおよび観測概要は以下のようである。船の右舷後方部にステンレス製の架台を船体から約1m離して固定し、その先端にセンサー部が水面から20~30cm程度沈むようにADCP本体を下向きに装着した。ADCPによる測定は、本来移動観測を行うことにより流動場の面的な把握を可能にするものであるが、船体の揺れや船の移動による局所的な波・流れの影響を最小限に抑えるため、本観測では、船を停止させた状態で（但し、アンカーを使用し、船を完全に停止させると船自体が回転する可能性があるので、それを避けるため0~1ノットの速度で微速前進しながら）計測した。計測時間は、一点につき最低でも10分以上とし、得られたデータについては計測時間で平均処理を施した。従って、取得した流向・流速の一連の時系列データは、面的なものではなく、あくまでも点のデータとして扱った。また、結氷期の観測では、湖心およびそこから約1km下流に設けた観測用の穴2ヶ所にADCPを固定し、水面から水深方向に連続計測を行った。ADCPの固定に際しては、ADCP本体内部の精密部が、氷点下に晒されるのを避けるため（仕様書では、-2°Cまで保証されている）、本体部を完全に水没させた。

(3) 魚群探知機を用いた観測概要

湖の塩淡界面の詳細な挙動を把握するため、魚群探知機（超音波）による船上移動観測を行った。著者らは魚群探知機を用いて塩淡界面を鮮明に表示するために様々な周波数の魚群探知機を用いて測定を行った。その結果、塩淡界面が鮮明に表示する

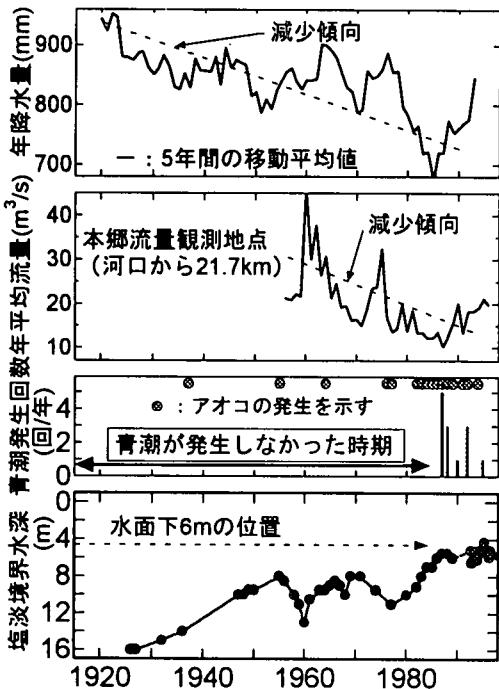


図-3 網走湖における塩淡境界水位の経年変動と
青潮・アオコの1年間の発生件数の変化

(塩淡境界水位は、網走地方の少雨傾向に起因して長期的に上昇傾向にあることがわかる。この水位上昇に伴いアオコの発生件数が急増するとともに、界面が水面下6mに到達した1987年を境に、過去には皆無であった青潮が突如として発生するようになった。その後、青潮は多い年に5回、平均すると年1~2回の頻度で発生している。)

ことができる周波数は107kHz(波長1.4cm)であることがわかった。観測に用いた魚群探知機は(株)本多電子製HE-570-2FおよびGPS測位機能が内蔵されたHE-6701Gの2種類を用いた。両者とも107kHz(波長1.4cm)と400kHz(波長0.37cm)の2種類の周波数モードを有している。網走湖における塩淡境界面の測定には、前述のとおり、塩淡境界面を鮮明に測定ができる107kHzの周波数モードを使用した。

計測およびデータ処理については、以下の要領を行った。センサー部を船側に固定した状態で(トランシスデューサー(振動子)を水面から10cm程度沈める)、図-11に示す各経路上を微速移動(5~6ノット)しながら計測した。計測中の反射強度のデータ(16段階に分類されている)は逐次コンピューターに出力されるようにプログラム上で制御し、映像化に際しては、各反射強度ごとに色の指定をし、これに水深方向と移動方向の位置データを付与することにより、湖全域の映像を得た。その際、湖水の濁り具合によっては、浮遊物質による反射と密度変化に起因する反射(界面に高濃度に分布する浮遊物質からの反射を含む)とを映像上で識別することが困難とな

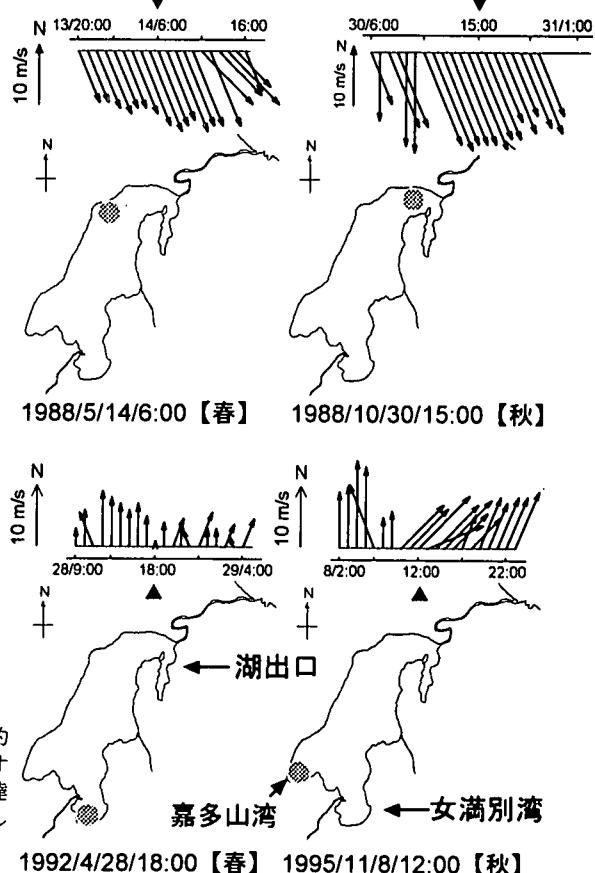


図-4 網走湖において確認された青潮の発生状況(発生場所、発生推定日時)とその前後の風向・風速の時系列変化特性(アメダス、地上15.7m)

(ここに示す青潮の発生状況は、周辺住民からの通報内容、発生直後の主として目視による現地調査結果に基づいて概定したものである。▲は青潮発生推定時刻、●は青潮による湖面変色、魚介類の死亡が確認された概略の水域を示す。青潮は、湖の長軸方向に10m/s以上の強風が最低でも3時間以上連吹したときに発生している。また、その発生場所は、湖の北端部か南端部のどちらか一方の風上側の沿岸域に集中している。)

るので、そのような場合には、密度界面(界面に高濃度に分布する物質からの反射も含む)および水面・湖底からの強い反射強度の値のみを抽出し、それ以外については雑音(ノイズ)として除去した。なお、映像の妥当性については、塩分濃度、濁度の鉛直分布および水深の実測結果との比較をすることにより検証を行った。また、HE-6701GPでは、超音波による反射強度とGPSによる測位データを同じコンピューターに取り込み一括処理が可能となるよう製造業者(前出)と共同でシステムプログラムの開発を行った。

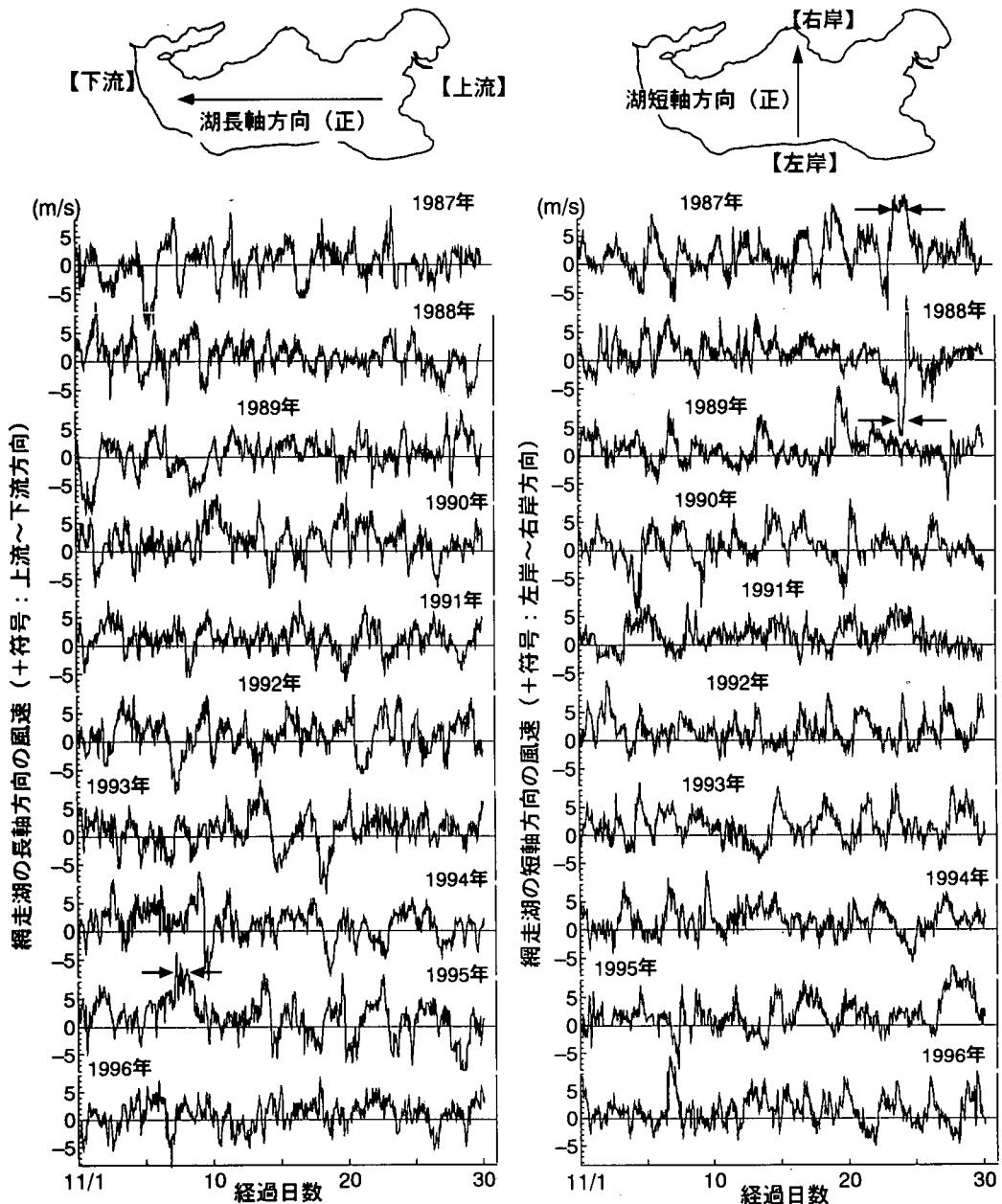


図-5 1987年～1996年までの秋期（11月1日～11月31日）における網走湖湖畔の風速データの時系列

(a) 湖の長軸方向の風速成分、(b) 湖の短軸方向の風速成分
(図中の→ ←はその期間において10m/s以上の風が吹いたことを示す。)

3. 網走湖における青潮発生状況と発生条件

(1) 青潮発生状況

a) 網走湖の塩水化の進行と青潮発生件数との関連

図-3は、網走湖が汽水化した1925年以降の塩淡境界水位の経年変化と年間の青潮発生件数を表している。これより、過去には皆無であった青潮が、塩水

化の進行により塩淡境界面が水面下5～6m付近に到達した1987年を境に突如として発生するようになつたことがわかる（なお、塩水化の進行は、降水量の長期的な減少傾向と密接に関連することは冒頭に述べたとおりである）。その後は、多い年に5回（1987年）、平均すると年1～2回の頻度で継続的に発生している。従つて、網走湖では現在の塩淡境界水深が経年的に青潮が発生するか否かのしきい値となってお

表-2 魚群探知機（超音波）を用いた観測時の河川流入量、潮汐、風況、および観測経路の概要

季節	春期(融雪期)	秋期	春期	夏期	夏期
潮汐			大潮		
河川流入量	多(融雪出水)	普	普	普	普
◎地点で観測した風向風速の時系列	やや強 	強 	中 	中 	微
→:界面挙動に影響を及ぼすと推定される風 -:超音波の観測経路					
観測日時 (▲印に対応)	1997.4.26 10:45~12:00	1995.11.9 11:00~11:40 17:00~18:00	1995.5.2 15:35~16:38	1994.8.6 13:17~14:18	1995.8.25 12:38~13:30

り、現状を維持し続ける限り今後とも青潮が恒常化する可能性のあることを示している。このことは、換言すれば塩淡境界面を現行水位より1m下げるだけでも十分な青潮抑制策に成り得ることを示唆している。

b)網走湖において確認された青潮の発生状況

図-4は、これまでに確認された青潮の代表的事例について、その青潮の発生時刻・場所とその前後の風向・風速データを表したものである。但し、青潮発生時の詳細な現地データについては存在しないので、ここに示す青潮の発生状況は、周辺住民からの通報内容（古いものについては新聞などの報道記事）や発生直後の主として目視による現地調査結果（青潮独特の硫黄臭や魚の大量死および湖面変色の範囲）により概定したものである。従って、青潮の発生規模・水域を完全に特定するまでには至らなかつた。

図-4より青潮の発生場所は、湖出口か南端に位置する女満別湾、嘉多山湾に限定されることがわかる。また、発生前には共通して湖長軸方向に10m/s以上の強風が少なくとも3~5時間以上継続して吹いていることから、湖面上の風況、中でも強風の継続時間と風向（吹送距離）が塩淡境界水位とともに青潮発生を左右する重要な因子であることがわかる。青潮の発生時期は春季と秋期に集中している。これらの季節は、1年の中でも強風の多い時期であり、かつ鉛直方向の水温分布が一様になることから、成層強度が一時的に低下する時期である。従って本来ならば密度成層の安定性の影響についても十分に考慮する必要がある。但し、冬季については成層が最も不安定になる季節であるが、湖面が全体的に氷覆われるため、風応力が湖水に及ばず青潮は発生しない。また、夏場は成層が最も強固になる時期であるが、強風の

発生頻度も春期や秋期に比較すると少ないとから、青潮発生と密度成層の安定性を現地データのみから関連付けることは困難である。

(2)青潮発生時期の網走湖周辺における風の特性

青潮の発生は、そのときの塩淡境界水位、密度成層の安定性および風況に影響されることが予想された。解析事例が多い場合は、これらの因子の影響や因子間の相互作用についての評価が可能となるが、現状では風向・風速データを除き事例解析を行い得るだけの現地データの蓄積はなされていない。本節では、風に関する青潮発生条件推定のため、青潮発生頻度の高い秋期の風向・風速データを抽出し、青潮が発生したときとしなかったときの風況の違いを明らかにする。図-5は、1987年～1996年までの11月1日～11月30日における風速の時系列データを表している。なお、青潮の発生には風向、特に湖の長軸方向に吹く風かどうかが重要となることから、風速を長軸方向（上流から下流方向がプラス）と短軸方向（左岸から右岸方向がプラス）成分に分けて表示している。また、前節で示したように青潮発生時には、10m/s以上の強風が3~5時間以上連吹していたことから、ここでは1時間ごとの風速・風向の実測値に5時間の移動平均を施した。従って、風速の表示値は、その強さの風が平均的に5時間にわたって吹き続けたことを意味する。長軸方向に10m/s以上の風が5時間以上連吹したのは、青潮が発生した1995年11月8日（矢印）のみであり、他はそれに満たないものであった。1987年11月5日にかなりの強風が見られるがこれも僅かにその条件を満たしていない。短軸方向の風速を見ると、1987年と1998年の11月24日頃（矢印）に10m/sを越える風が2度にわたり吹いていたことが確認されるが、このときには青潮は発生しなかった。

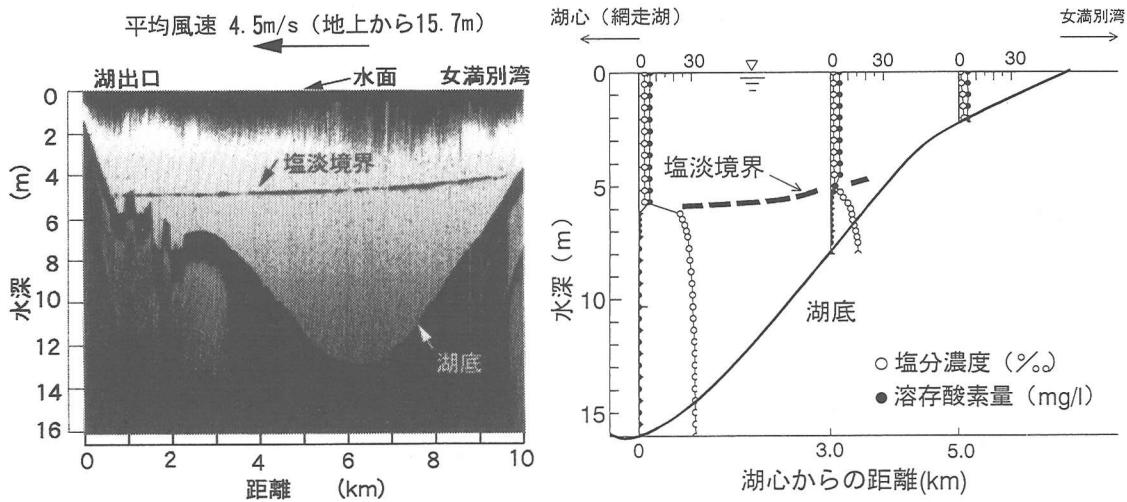


図-6 弱風時の網走湖縦断面の超音波による映像と塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布

1995年5月2日 15:35～16:38 (平均風速4.5m/s)

(塩淡界面が明瞭に保持された状態で、風上側に基本モードの形態で上昇している。その上昇量は、風上端において約1m程度である。)

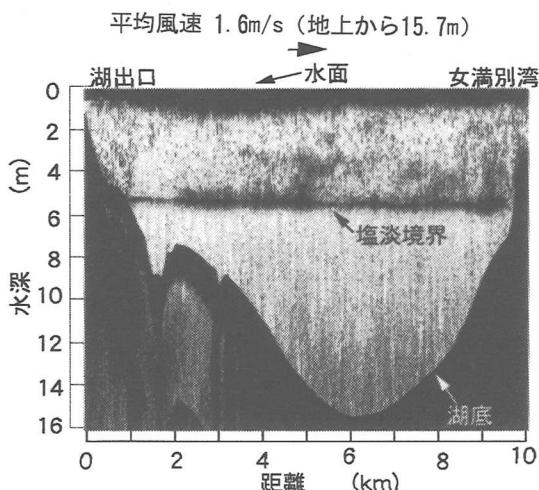


図-7 微風時の網走湖縦断面の超音波による映像
1995年8月25日 12:38～13:30 (平均風速1.6m/s)
(水面下6m付近に、淡水と塩水による明瞭な密度界面が確認できる。微風状態のときは塩淡境界水位に変動は見られず、界面は水平に保持されている。)

従って、風速が大きくても吹送時間が短い場合や風速が大きく吹送時間が長くても風向が短軸方向であった場合は青潮は発生しないことが推察される。

4. 網走湖における塩淡界面の挙動

本章では、超音波（魚群探知機）による湖内映像と塩分濃度・水温・溶存酸素量の実測結果に基づき、各種風向・風速条件下における網走湖の成層界面の挙動と青潮発生の物理的な機構について考察を行う。

観測では安定成層であるにもかかわらず界面上昇時に成層が不明瞭となるケースと界面を明瞭に保持するケースの2通りが確認された。なお、魚群探知機（超音波）による観測は、空間的に詳細な塩淡界面の挙動を把握するのに非常に優れた手法であることから、観測回数は過去十数回にも及んでいるが、ここではその中でも代表的な結果について示す。また、青潮が発生するような強風下では、安全管理上の理由から船上観測を行うことが困難であったので、青潮発生時の界面挙動を明らかにすることはできなかった。ただし、風に起因する一連の界面変動のパターンから外挿的に類推することは可能と思われる。表-2は本文中に使用した実測結果に対応する観測日時とそのときの河川流入量、潮汐、風況、および魚群探知機の観測経路について要約したものである。

(1) 界面変動時に成層を明瞭に保持するケース

図-6～9は、網走湖の長軸方向の超音波（魚群探知機）による映像と、それに対応する塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布の実測結果、および計測期間中（正確には、観測終了時からその5時間前まで）の湖長軸方向の平均風速を表している。但し、観測時の諸々の制約によって、超音波による映像と各水質データを完全に対応させることはできなかった（観測時刻にずれが生じたり、測定できなかった項目もある）。これらの観測結果から次に示す事項が明らかになった。網走湖は、淡水と塩水による強固な密度二成層を形成しており、水面下5～6mの位置に明瞭な塩淡境

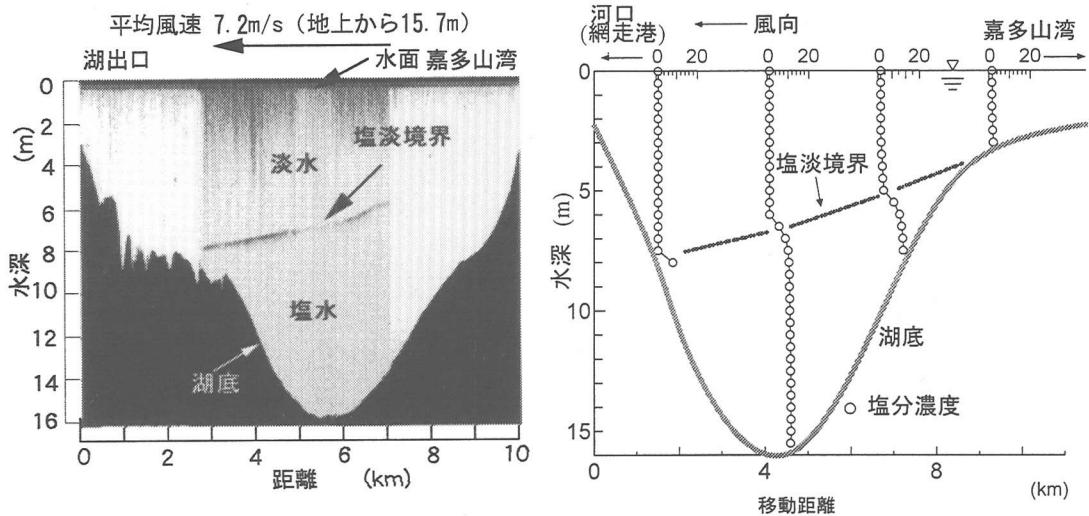


図-8 青潮発生後の強風時における網走湖縦断面の超音波による映像と塩分濃度の鉛直分布

1995年11月9日 11:00～11:40 (平均風速7.2m/s)

(塩淡界面が明瞭に保持された状態で、風上側に基本モードの形態で上昇している。その上昇量は、風上端において3m程度と推定される。なお、観測時の24時間前には、大規模な青潮が湖南端部(女満別湾)で確認されている。また、超音波の映像における湖両端の白色部は、観測時の制約により計測できなかった部位である。)

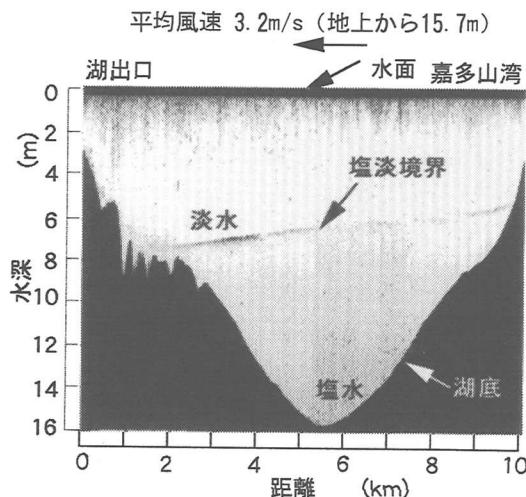


図-9 青潮発生後の弱風時における網走湖縦断面の超音波による映像

1995年11月9日 17:00～18:00 (平均風速3.2m/s)

(図-8よりもさらに6時間後の湖内映像を示す。界面は、6時間前の状態よりも、風上端において1m程度下降している(従って、水面下4m付近に位置)。図-8、図-9とともに成層が保持されていることから、これらの一連の界面挙動は、内部セイシューの一局面を表しているものと推察される。)

界面を有している。この密度界面は、風が連吹すことにより、常に基本モードの形態で風上側に上昇し、その上昇量(あるいは塩淡界面の傾き)は湖面に作用する風応力の大きさに依存する。ほぼ無風状態(0~2m/s)のときは、塩淡界面水位に変動は見られず、界面はほぼ水平に保持される(図-7参照)

のに対し、弱風(3~5m/s)時には、風上側に僅かに上昇(風上端が約1m上昇、図-6参照)する。これが、1995年11月9日11:00～11:40の観測時のようにかなりの強風(6~10m/s)が連吹した場合は、さらに高く上昇し、風上端では水面下3mにまで達していることが、超音波の映像および塩分濃度の鉛直分布(図-8)により推察することができる。なお、図-8に示す超音波の映像において湖の上・下流端に見える白色部は、データの欠損箇所であるが、上流端の挙動については塩分濃度の鉛直分布により補間することができる。その約6時間後の映像(図-9)では(観測時の風速は3~5m/sにまで低下している)、界面が風上端において1m程度下降し(従って、界面は水面下5m付近に位置している)、かつ両者とも成層が保持されていることから、これらの映像は界面の下降局面、あるいは内部セイシューの一局面を表しているものと推察される。前者と後者とでは、観測時の風向・風速に違いが見られることから、このときの内部セイシューは風の急変により生じたものと考えられる。因みに、図-8、9の観測日(1995年11月9日)の前日には、台風なみに発達した低気圧の影響により、網走地方を強風(瞬間最大風速30.7m/s、平均風速14.9m/s)が長時間にわたって吹き荒れたため、網走湖南端(女満別湾)において青潮の発生が確認されている。

ところで、大規模な界面変動を伴う強風下の湖の成層状態(界面の状態)に注目することは、青潮の発生機構を考えるうえで有用と思われる。青潮は、風に起因する底層水の湧昇から表層水との混合まで

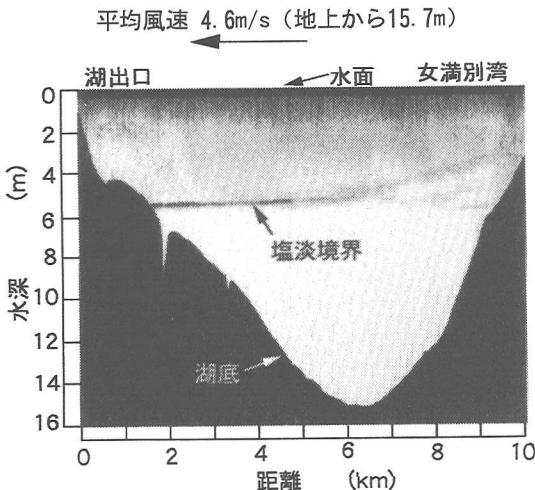


図-10 弱風時の網走湖縦断面の超音波による映像

1994年8月6日 13:17～14:18 (4.6m/s, 弱風)

(塩淡界面が風上側に楔状の中間層を形成しながら上昇する様子が確認できる。その内部には、塩分濃度・溶存酸素量によるそれぞれの界面(図-11)に対応する位置に、超音波の強い反応がすじ状に現れている。)

の一連の物理現象であることから、その発生水域近傍では一時的な界面の消失が予想される。しかしながら、青潮発生後の観測例(図-8)が示すように、界面の傾きが大なるときでもそれが明瞭に保持される場合があることから、青潮の発生局面においても、同じように成層を破壊するような大規模な塩淡混合を生じない可能性がある。このことは、次に示すように内部波の振幅が拡大することにより、青潮現象が起り得る可能性を示唆するものである。即ち、静止した二成層水域に無風状態から風が急に吹き始める場合の界面変動を想定する。この場合、界面の初動は、主に水面に作用する風応力、慣性力および復元力の大小関係に支配される。風が弱いときは、界面が表層に到達する以前に復元力が慣性力と風応力の合力に勝るため、結果として内部セイシュ¹⁶⁾を形成するが、強風が急に吹いて振幅が大きくなる場合は、界面上昇の途上で青潮現象をもたらす。

(2) 界面変動時に成層が不明瞭になるケース

一方、夏期の安定成層下であるにもかかわらず、界面が不明瞭になりながら上昇する極めて稀なケースについても観測されている。図-10はその代表的な超音波の映像を示したものである。これを見ると、する塩分濃度・溶存酸素量の実測結果を示したものである。超音波の映像に見られるすじ状の強い反応部位は溶存酸素量と塩分濃度の急変部に対応することから成層の種類(溶存酸素量、塩分濃度、水温等)に応じて各々躍層厚さや界面上昇量が異なる場合が

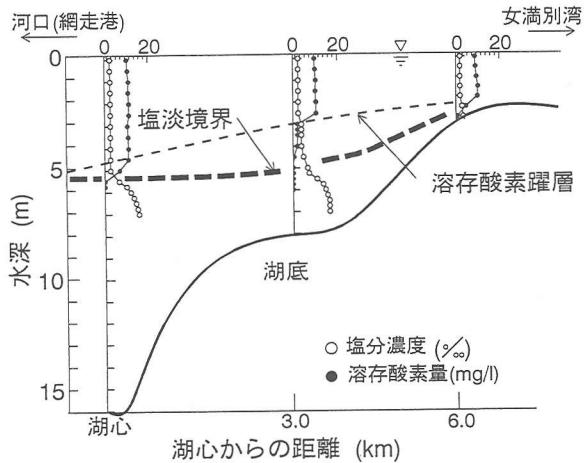


図-11 弱風時の網走湖縦断面の塩分濃度と溶存酸素量の鉛直分布特性 1994年8月6日

(超音波の映像(図-10)において楔状の中間層に対応する部分では、成層の種類(塩分濃度、溶存酸素量、水温等)に応じて塩分濃度と溶存酸素量による躍層厚さやそれぞれの界面水位に違いが見られ、結果的に下層の無酸素水の上昇量が、塩水のそれよりも大きくなっている。)

あることがわかる。観測期間中の風況を概観(表-2)すると、平均して4~5m/sの南風が連吹しており、これは1995年5月2日15:35~16:38の平均風速に相当する(このときは界面が明瞭にであった(図-6参照))。しかしながら、前述の界面明瞭時の風が増加傾向にあるのに対し、界面不明瞭時では、減少傾向にある。このことから、二成層を有する水域では、風の吹き方によっては、各々の界面が分離する場合のあることが予想される。

5. 網走湖における流動特性とその成因

強固に成層化した水域では、密度界面の挙動と流動は密接な関係にあることから、網走湖の流動特性を明らかにすることは青潮の物理的な機構を考察するうえでも重要と考えられる。しかしながら本論文で対象とする界面挙動が数時間から数十時間のタイムスケールで生ずる(青潮の場合、風の吹き始めから下層水が表層に到達するのに3~5時間要する。また、湖長軸方向に発生する内部セイシュの周期は塩淡界面が風上側に楔状の中間層を形成しながら上昇する様子が確認できる。なお、その内部にはすじ状の強い反応が存在する。図-11はこの映像に対応後述のとおり約8時間である。)のに対し、流動、特に風に起因する流れ(吹送流)は時々刻々と変化することが予想されるので、両者の関連付けを行うだけの十分な現地データを取得することは現状では困難である。そこで本章では、風の影響が潮流に及ぶ

表-3 ADCPを用いた観測時の河川流入量、潮汐、風況、観測地点・経路、およびそれから予想される流れの成因

季節	春期(融雪期)	夏期	秋期	夏期	冬期(結氷期)
潮汐			大潮		
河川流入量	多(融雪出水)	普	普	普	少
◎地点で観測した風向風速の時系列	やや強  湖出口部 海水週上 湖水 ADCPの観測経路 女満別湾【移動観測】	微  湖出口部 海水週上 湖水 女満別湾【船を停止させた状態で計測(船上からの定点観測)】	中  湖出口部 海水週上 湖水 女満別湾	中  湖出口部 海水週上 湖水 女満別湾	無 風応力が湖面に作用しない 湖出口部 海水週上 湖水 女満別湾 ① ② 【ADCPを水層に固定】
●:ADCPの観測地点					
観測日時 (←印に対応)	1997.4.26 10:45~12:00	1995.8.26 6:30~10:40	1995.11.10 9:30~12:30	1996.8.26 9:30~15:00	1997.2.8 9:00~8:00
流れの主な成因	風、流入河川(融雪出水)		風		内部セイシュ 海水の逆流入

場合(非結氷期)と及ばない場合(結氷期)の流動観測結果(ADCPによる)に基づき、網走湖の流動特性とその成因・影響因子について考察を行い、風が網走湖の密度界面の挙動と流動の両者に共通する支配的な要因であることを明らかにする。

(1) 風の影響が湖水に及ぶ非結氷期の流動特性

表-3は、観測時の諸条件(河川流入量、潮汐、風況、ADCPによる観測点および観測経路、観測方法)と、それから予想される流れの成因について要約したものである。図-12は二成層閉鎖水域における典型的な吹送循環の概念図を示す。なお、非結氷期の流動観測では、潮汐の影響を排除するため、計測時間は何れも下げ潮時に設定された。また、船上観測では、計測時の流速と船速との大小関係により、測定結果の中に船の揺れや移動による影響が見られたこと(もっとも、これらの多くは、データ処理の段階で消去できる³³⁾ことがわかっている)から、それらを努めて除外し、観測精度を向上させるため、次に示す二通りの方法を併用した。即ち、湖の流速が小さい場合(図-13~18)は、船を停止した状態で定点観測を行い、強風時や出水期のように流速が十分に大きい場合(図-19, 20)は、微速移動(2~3ノット)による移動観測を行った。定点観測では、各観測点において最低でも10分以上計測しており、本論文の流速の表示値は、誤差データを除去した後に計測時間による平均処理を施したものである。従って、湖全域の流動観測を行うには、計測開始からその終了までに早くとも2~3時間を要するため、非定常性の強い流れ場においては瞬間値と見なせない場合のあることは否めない。一方、移動観測では、湖の縦断方向(測線距離約8km)の観測に要する時間は50分

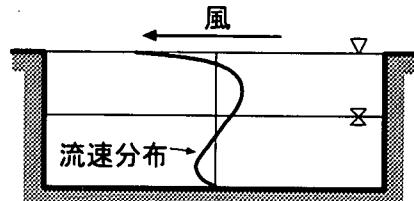


図-12 密度二成層を有する矩形断面水域に一様風が吹いた場合の吹送循環流のパターン

程度であり、結果の表示については、計測方向に1kmごとの空間平均を施している。なお、ここに示す結果の一部は、既に水工学論文集⁴¹⁾に公表された物であるが、データ処理の差異により各層ごとの流速ベクトルの表示が異なっていることに注意されたい。

前報では計測時間内に得られた全てのデータに対して平均処理を施したが、本報ではこのデータを精査し、誤差データを予め除去することにより観測結果の信頼性を高めている。

a) 網走湖の流動の支配要因について

図-13, 14は1996年の夏(8月26日)の観測から得られた水平流速ベクトルの各層(水面下2, 4, 6, 8m)ごとの水平分布と湖長軸・短軸方向流速の縦・横断面分布を示している。同様に、図-15, 16は1995年の秋(11月10日)、図-17, 18は1995年の夏(8月26日)の観測から得られた水平流速ベクトルの各層(水面下2, 4, 6, 8m)ごとの水平分布と湖長軸・短軸方向流速の縦・横断面分布を示している。また、図-19, 20は、1997年の融雪期(4月26日)の流動観測から得られた水平流速ベクトルの各層(水面下2, 4, 6, 8m)ごとの水平分布と湖長軸方向流速の縦断面分布を示している。図-21は、このときの流動観測結果に対応する(1997年の融雪期(4月26日)湖縦断方向の超音波による湖内映像(a)とADCPによる流動観測結果(b)であり、図-22は、密度(a)、塩分濃度(b)、溶存酸素量(c)、

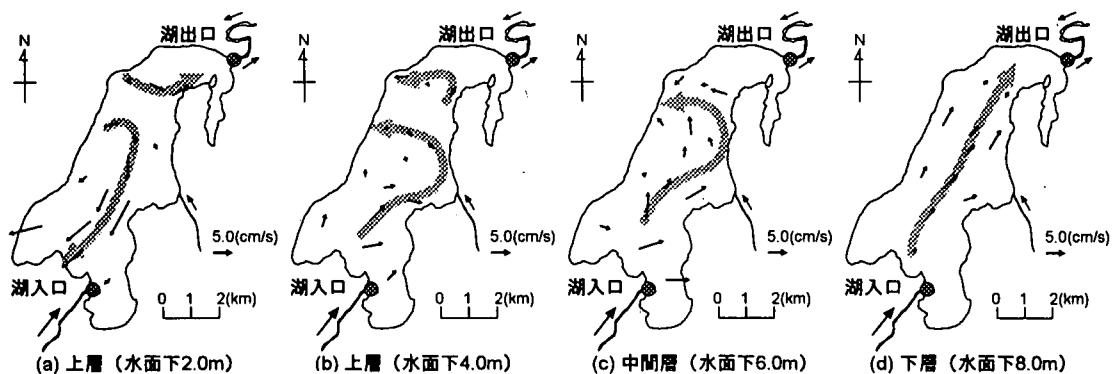


図-13 長軸方向に強風が吹いたときの網走湖のADCPによる流動観測結果（各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布）
1996年8月26日 9:30～15:00（風速3～4m/sの北風）

（表層には、吹送流と見られる北から南に向かう速い流れが確認できる。なお、湖の下流域には一部南から北に向かう流れが存在するが、これは観測直前まで吹き続いている南風の影響によるものと考えられる。）

水温(d), 濁度(e), クロロフィルa(f)の湖内分布をそれぞれ示している。

これらの4回の流動観測結果を相互に比較すると、各観測ごとに流況が全く異なっていることに気付く。しかも風と流れとの関連に着目すると、各計測期間中の風況の違い（表-3参照）が、他の因子（密度成層、流入河川、潮汐等）の変化に比べ最も顕著であることがわかる。また、強風時においては表層の流れがそのときの風向と同一方向に生じており、かつその影響が湖底層部に及んでいるように見える。従って、網走湖の流動特性を理解するには、湖固有の地形特性や網走湖の最大の特徴でもある塩淡二成層や潮汐による海水の逆流入、および流入・流出河川が、吹送流の発達過程にどの様な影響を及ぼすか、という観点からの考察が重要となる。

そこで、観測時の風況について概観する。1997年の融雪期に行った観測では、その期間中5～6m/sのやや強風が湖長軸方向に南から5時間にわたり連吹していた。それに対して1995年の夏期に行った観測では、観測開始の4時間前までに3～4m/s程度の南風が連吹していたが、観測期間中は微風状態であった。1995年の秋期と1996年の夏期に行った観測では、期間中常時3～5m/s程度の風がそれぞれ西（湖短軸方向）および北（湖長軸方向）から継続して吹いていた。なお、両者とも観測開始以前には、4～5m/s程度の南風が確認されている。

b) 湖沼形状が吹送循環流の形成に及ぼす影響

通常、密度二成層を有する矩形断面水域に一様風が連吹する場合は、図-12に示すような3層構造（流向が鉛直方向に3層にわたって変化）の吹送循環流を形成することが実験的に知られている。今回の観測結果の中で、これに最も近い流況を呈しているのが1996年の夏の観測結果（図-14参照）である。この

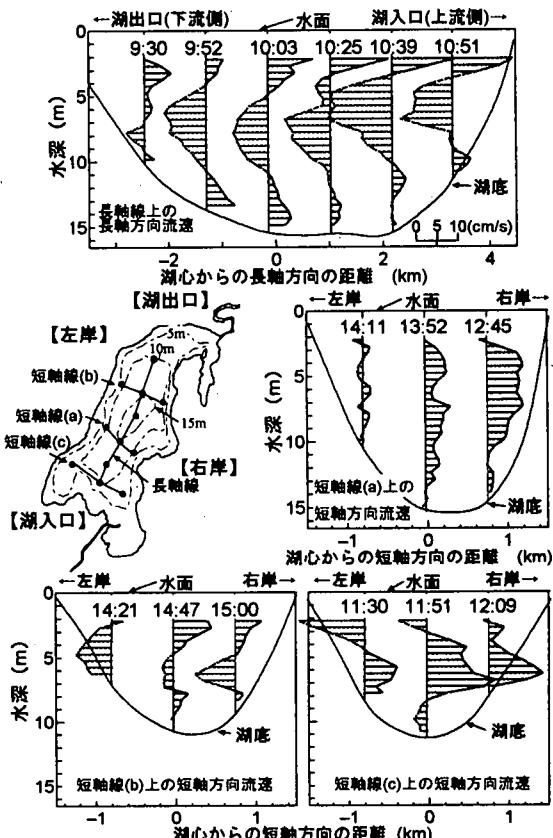


図-14 長軸方向に強風が吹いたときの網走湖のADCPによる流動観測結果（湖縦・横断面における長・短軸方向の水平流速の鉛直分布）

1996年8月26日 9:30～15:00（風速3～4m/sの北風）
(湖長軸方向には、二成層閉鎖水域特有の典型的な3層構造の吹送循環流を形成している。)

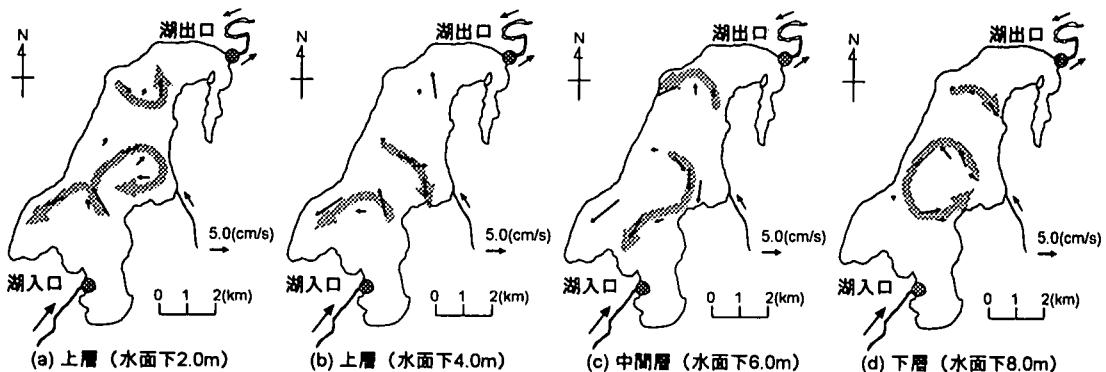


図-15 短軸方向に強風が吹いたときの網走湖のADCPによる流動観測結果（各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布）
1995年11月10日 9:30～12:30（風速3～4m/sの西風）

（表層には、吹送流と見られる西から東に向かう流れが確認できる。しかしながら、湖盆形状の影響（湖心付近の右岸形状は凸状である）により、流れが水平方向に湾曲・分流している。）

ときは、湖長軸方向に北風（3～4m/s）が連吹しており、表層には明らかに吹送流と見られる流れの発生が確認できる。従って、このときの流動は観測期間中の風の影響を直接的に受けていることがわかる。ただし、流速ベクトルの水平分布を見ると、湖の下流側水域において一部上流から下流に向かう流れが確認できる。その要因としては、各点の流速の測定時刻が完全に一致しているわけではないので（このときは、湖下流～上流方向に計測し、観測を全て終了するまでに5時間近くを要している）、下流域には計測開始以前に確認されている南風（表-3参照）の影響が現れていたものと考えられる。

次に、短軸方向に3～5m/sの風が吹いたときの秋期（1995年11月10日）の観測結果（図-15, 16）について注目する。湖短軸方向の流れの構造は、1996年の夏の観測結果（図-13, 14）と同様の（二成層閉鎖水域特有の3層構造の吹送循環流を形成する）傾向を示している。しかしながら、湖長軸方向流速の鉛直分布および流速ベクトルの水平分布を見ると、長軸方向に強風が吹く場合の前出の観測結果に比べ、多様な流況を呈していることがわかる。水面下1m付近の流れに注目すると、湖心部には、風向きと同じ方向（西から東方向）の流れが存在することがわかる。しかしながら、湖盆形状（湖心付近の右岸形状は凸状となっている）の影響により、流れが右岸に達する付近で水平方向に湾曲分流し、湖心から右岸にかけて局所的な水平環流が発生しているように見える。湖長軸方向（この方向の風速成分は小さい）流速の鉛直分布において、流向・流速が4～5層にもわたって変化するのは、このような渦構造の影響によるものと考えられる。

最後に、微風状態の夏期の観測（1995年8月26日）結果について述べる（図-17, 18）。前述の2ケース

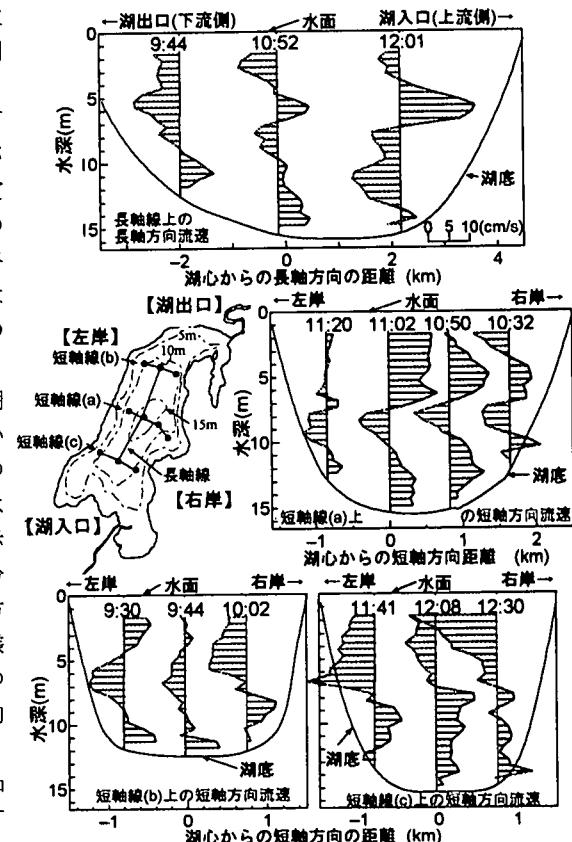


図-16 短軸方向に強風が吹いたときの網走湖のADCPによる流動観測結果（湖縦・横断面における長・短軸方向の水平流速の鉛直分布）

1995年11月10日 9:30～12:30（風速3～4m/sの西風）（湖短軸方向、即ち強風の吹く方向には、二成層閉鎖水域特有の3層構造の吹送循環流を形成するが、長軸方向の流速分布を見ると4～5層にわたって流向が変化している。）

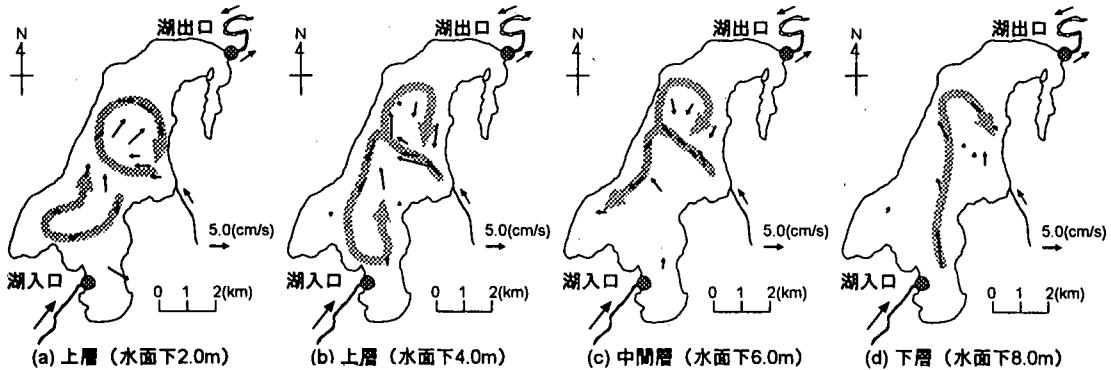


図-17 ほぼ無風状態の網走湖のADCPによる流動観測結果（各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布）

1995年8月26日 6:30～10:40 (風速0～1m/s)

(弱風のため、地形形状の影響が卓越し、湖心付近には、時計回りの地形性の水平循環流が形成されている。)

に比べ、流向が多岐にわたって変化するなど不規則な流動場を形成するように見える。さらに、流速の鉛直分布において、流向が4層にわたって変化する地点や、逆に鉛直方向にほとんど変化しない地点が混在する点は、そのメカニズムの解釈を困難なものとしている。湖心付近には水平還流の発生を予想させる流況や、流れの鉛直構造に内部セイシュや吹送循環流に似た流況が部分的に見られることから、弱風時には、各種の流れが混在することにより流況が多様に変化することが予想される。ただし、計測時間のずれからこれらの流れを特定することは困難であった。

c)融雪出水の流入が吹送循環流の形成に及ぼす影響
融雪出水期（1997年4月26日）に湖長軸方向に強風（南から10m/s）が連吹したときの網走湖の流動特性について明らかにする。融雪期は、台風シーズンを除いて一年の中でも湖内への河川流入量が最も増大する季節である。因みに、この年の平水時流量は15.24 (m^3/s) であったのに対し、融雪期間中（4, 5, 6月）の平均流量は30.5 (m^3/s) にも及んでいる。従って、この時期の湖流の主な成因としては風と上流から河川水が流入することの2つが挙げられる。表層部の流れを見ると（図-19），吹送流によると見られる湖上流から下流方向（強風が吹く方向）の速い流れが確認できる。しかしながら、流れの鉛直構造（図-20）は、通常の吹送循環流には見られない大きな特徴を有している。即ち、流向が鉛直方向に4～5層にもわたって変化するなど、先に示した閉鎖成層水域特有の3層構造の流れとは明らかに異なる流況を呈している。特に、湖上流側の界面付近には、上流から下流方向の非常に速い流れ（この部分の流れが、湖全域の中でも最も卓越している）が存在する。その影響により、吹送循環流が界面を境に上層と下

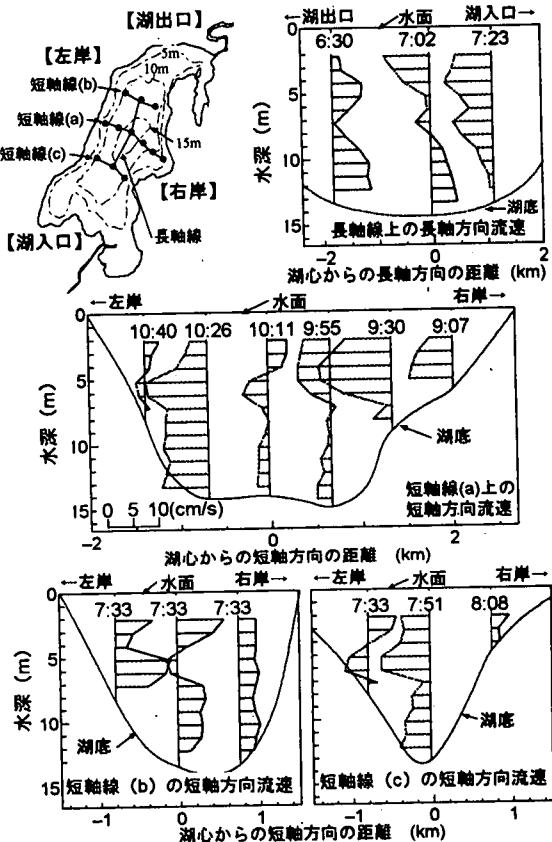


図-18 網走湖のADCPによる流動観測結果（湖縦・横断面における長・短軸方向の水平流速の鉛直分布）

1995年8月26日 6:30～10:40 (風速0～1m/s)

（流向が4層にわたって変化する地点や鉛直方向の変化があまり見られない地点が混在している。このように流れが、多様化・複雑化するのは、地形形状や風向・風速の変化の影響が卓越することにより、地形の影響を受けた吹送循環流や風の急変による内部セイシュが同時に発生することに起因するものと考えられる。）

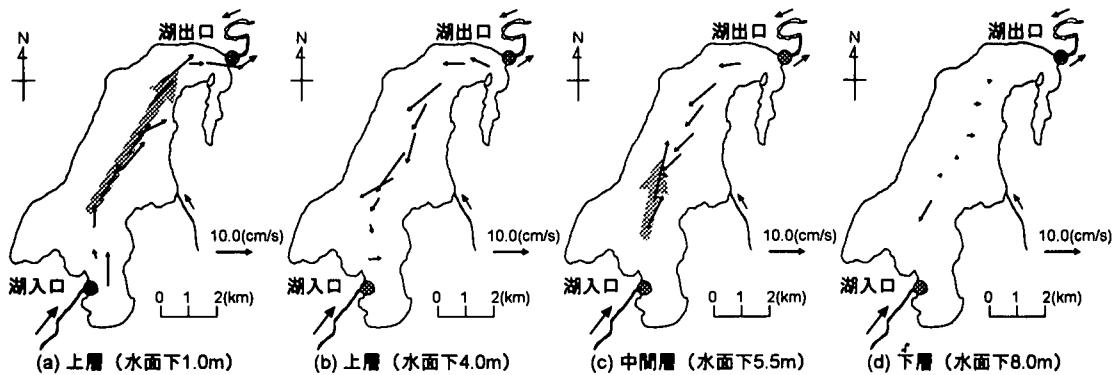


図-19 網走湖のADCPによる流動観測結果（各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布）

1997年4月26日 10:45～12:00 (風速5～6m/sの南風)

(表層には、吹送流によると見られる南から北に向かう速い流れが確認できる。)

層に分断され、鉛直方向に細分化された流れの多層構造が形成されている。そこで、この局所的な流れの要因について明らかにするため、図-21にこれに対応する湖長軸方向の超音波の映像(a)と多少重複するがADCPによる南北方向流速の縦断面分布(b)を示す。これを見ると上流河川からの流入水が、界面に到達するまでは湖底に沿うように、また界面に到達してからは淡水層と塩水層の境界を界面に沿うように楔状に侵入し、その先端が湖心近くにまで及んでいる様子が確認できる。重力密度流の性状は、対象とする流体の密度構造に大きく依存することから、流入水の挙動とそれが湖全域の密度・水質構造に及ぼす影響を明らかにするには、流入水および湖水の水質特性を把握する必要がある。そこで、前出の魚群探知機とADCPによる測定結果に対応する、多項目水質計（クロロテック）を用いて測定された密度、塩分濃度、溶存酸素量、水温、濁度、クロロフィルa濃度の湖内分布について示す（図-22）。これより、超音波の映像に現れた楔の内部では、元々の湖水に比べ、水温が2～3℃程度低く（上層：6.5～7.5℃に対し、流入水：4.5℃）、かつ流入水の濁度が20～30ppm程度大きい（湖水：10～15ppmに対し、流入水：45～50ppm）ことがわかる。ここで、懸濁物質の比重を2.65とすると、30ppmの濁度差による密度差と水温差0.12℃による密度差が同じであることから、濁度差による影響は水温差に比べ小さく、湖内に流入する融雪水と湖水との密度差は、主に湖水との水温差によるものである。また、流入水の密度は上層と下層の密度との中間の値を示していた。なお、流入水中の濁度の原因物質の種類を特定することはできなかつた。同様に、水面にも濁度の強い反応が見られるが、その要多様化因についても特定することができなかつたので湖内に現れる渦水の成因については今後の検討課題としたい。なお、上層の塩分濃度が通常よ

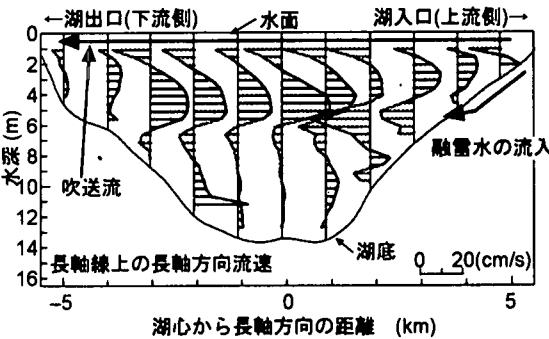


図-20 網走湖のADCPによる流動観測結果（湖縦・横断面における長・短軸方向の水平流速の鉛直分布）

1997年4月26日 10:45～12:00 (風速5～6m/sの南風)

り僅かに高い値（1%程度）を示している（塩分濃度で言えば、通常1‰に対し、融雪期2～3‰）。これは風による乱れの影響か、融雪水の侵入による下層成分（塩分、浮遊物質、栄養塩など）の巻き上げにより上層に供給されたものと考えられる。このときの混合層の厚さは、あたかも流れに平行に置かれた平板に沿って境界層が発達するように流下方向に拡大している。

融雪期を除く他の季節においては、このような流れが見られないことから、河川流入量がさほど多くない平水時には、上流河川の影響が湖全域の流動にほとんど及ばないことがわかる。

図-23は、以上の結果を模式的に要約したものである。網走湖の流動は、強風時にはその方向に（但し、青潮が発生するような強風時を除く）閉鎖成層水域特有の3層構造の吹送循環流を形成するが、弱風時には流速分布が4～5層構造になるなど複雑化・多様化する傾向にある。その要因として、湖盆形状や風向・風速の時空間分布や潮汐により、水平環流や内部セイシューが発生するなど各種の流れが混在することが

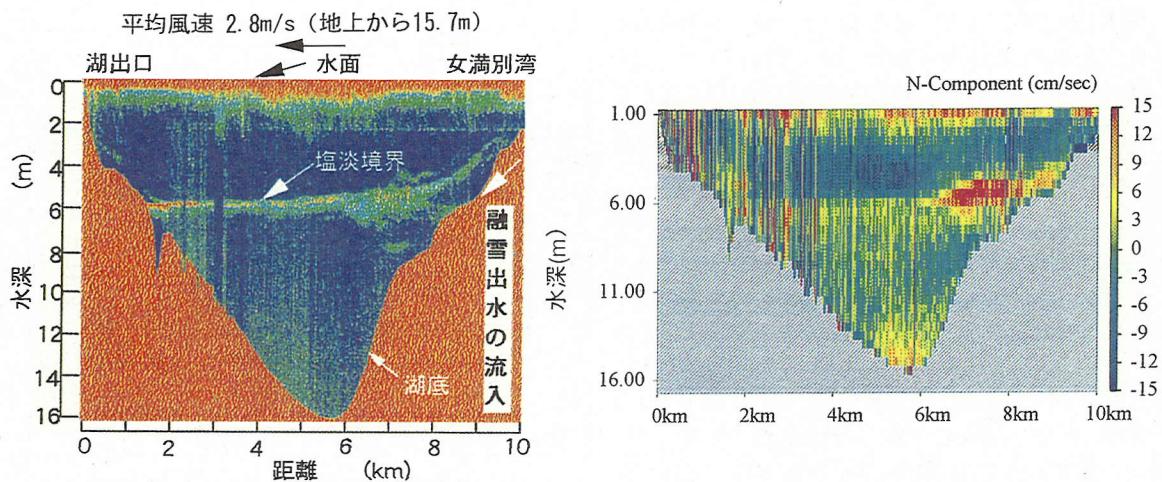


図-21 融雪期の網走湖縦断面の超音波による映像(a)とADCPによる流動観測結果(b)

1997年4月26日 10:45~12:00 (風速5~6m/sの南風)

(融雪出水によると見られる上流河川からの流入水が、界面に到達するまでは湖底に沿って、また界面に到達してからは淡水と塩水の境界を界面に沿うように上流から下流方向に楔状に侵入し、その先端が湖心近くにまで及んでいる様子が確認できる。)

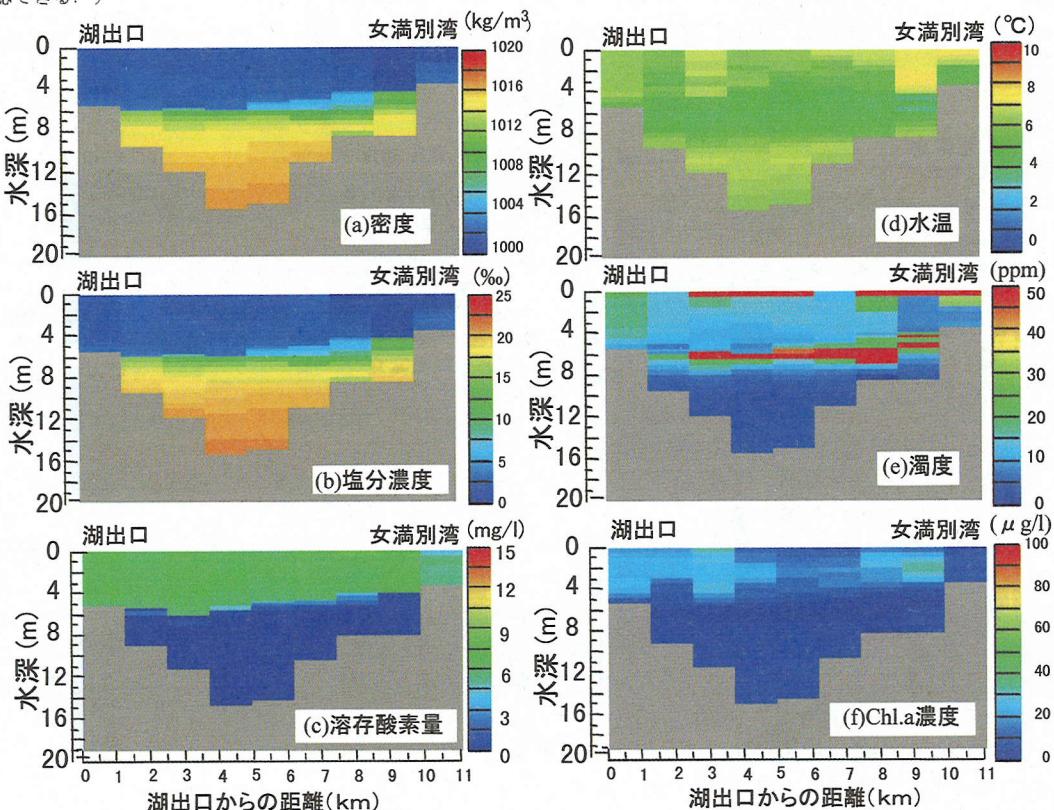


図-22 融雪期の網走湖縦断面の密度(a), 塩分濃度(b), 溶存酸素量(c), 水温(d), 濁度(e),

クロロフィルa濃度(f)の分布 1997年4月26日 12:00~18:00 (風速5~6m/sの南風)

(融雪出水の流入により上流側の界面付近に形成された楔の内部では、水温が低く、かつ濁度の反応が大きいことがわかる。この濁水・濁度差の影響により、湖内に流入する融雪水は上層と下層の界面上を楔上に侵入するものと考えられる。また、融雪水の流入に伴い、湖上層の塩分濃度や濁度が僅かに高い値を示している。)

挙げられよう。また、融雪出水が、淡水と塩水の境界上を楔状に侵入する場合には、それによって上下層の流れが分断され、湖全域の流動は、3層構造から多層構造へと移行する。

(2) 風の影響が湖水に及ばない結氷期の流動特性

自由水面を有する時期の網走湖の流動は、風が成因となり、閉鎖性水域特有の吹送循環流を形成する。その際、密度成層や地形形状といった湖固有の因子の他にも融雪期などの出水期には流入河川水の影響が加わることにより、非常に複雑な流況を呈することがわかった。そこで、風や出水期の流入河川水の影響を排除し、網走湖固有の流動特性とその成因について明らかにするため、結氷期にADCPによる流動観測を行った。この時期は、湖面が厚さ約50cmの氷層に覆われるため、大気と湖水との運動量（風応力等）・熱・物質交換を完全に遮断する。また、少雨期（降水量のほとんどを降雪が占める）でもあることから、結氷期間中に網走湖に流入する網走川の河川流量はほぼ基底流量に近い一定値を示す。従って、結氷期に湖水に作用する非定常な変動成分としては潮汐が主要な成因であると思われる。厳密には、氷層と湖面との摩擦や上下層の水温逆転による熱的循環流の影響、および海水流入量の増大（降雨量が減少し、外海に比べ相対的に湖水位が低下することによる）の影響などを考慮する必要があるが、今回の一連の観測では、そのような流れの存在は確認できなかった。その影響に関しては今後の検討課題とし、明確になり次第別途の論文にて報告する。観測では観測点2ヶ所（湖心部①）及び湖心から下流側に1km離れた地点②において氷層に設けた観測用の穴から、流速（ADCP）、塩分濃度、水温、濁度、クロロフィルaの計測を水深方向に行った。

a) 結氷時の流動特性

図24(a), (b)は、上から網走港潮位、網走川に架かる大曲橋（湖から1km下流）橋脚付近の水位、湖の水位観測値および観測点①②における各水深ごとの水平流速ベクトルの時系列を表している。なお、ここに示す流速データは、5分間の時間平均を施したものである。この図から、結氷期における網走湖の流動は次のような特徴を有していることがわかる。両地点に共通するものとしては、流速は全般的に小さく（平均すると5cm/s程度）、湖長軸方向（ほぼ南北方向）の流れが卓越している。流向・流速は周期的に変動し、その変動成分が定常成分に比べ大きいことから、時間の経過にともない流向が180度逆転している。また、上層と下層の流れを比較すると、常時、流向が逆方向である等が挙げられる。一方、両地点

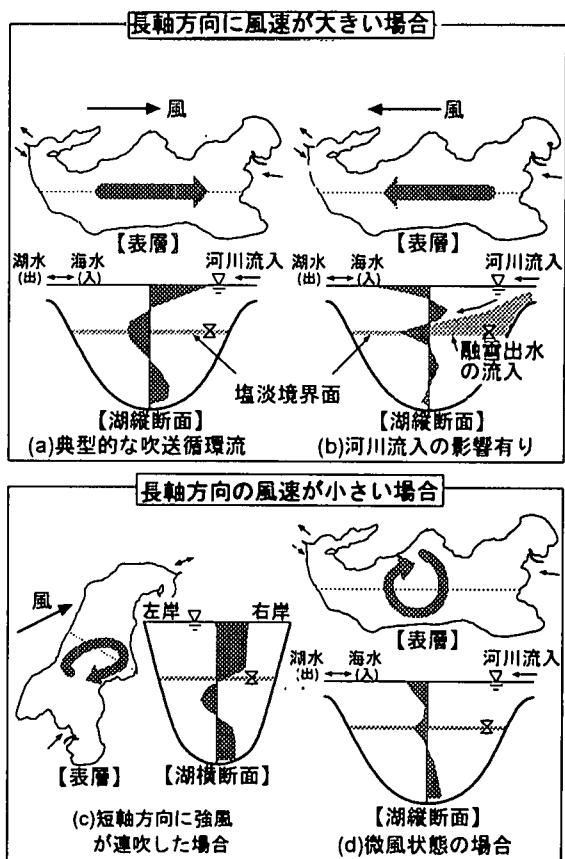


図-23 風の影響が湖水に及ぶ非結氷期における網走湖の流動の模式図

（網走湖の流動は、風の影響が卓越する場合は二層閉鎖水域特有の3層構造の吹送循環流を形成するが、風が弱い場合は流向・流速が4~5層にわたって変化するなど多様な構造を呈する。また、融雪出水が中層密度流を形成する場合は、それによって流れが鉛直方向に分断され、多層構造となる。）

に特有の現象には①地点では、湖の最下層部に10~12時間程度の変動周期を有するかなり速い流れ（最大16cm/s程度）が存在し、②地点では、北から南向き（下流～上流方向）の流れが恒常的に存在する等が挙げられる。従って、結氷期の流動の特徴は、周期性を有する流れが卓越する点にあるので、その変動成分を明らかにすることにより、流れの成因をある程度特定できるものと考えられる。

b) 結氷時の流動の成因について

そこで、流速についてスペクトル解析を行った。図-25(a), (b)は、それぞれ①地点および②地点における各水深ごとの南北方向流速のスペクトルを示す。これより、観測点①, ②における流速変動には、共通して2つの卓越周期が存在することがわかる（これらのピークは、それぞれ2~5時間、7~12時間に相当する）。一般に、潮流の成因としては、河川流、風、熱、気圧、コリオリ力、重力（密度流、地形）、波

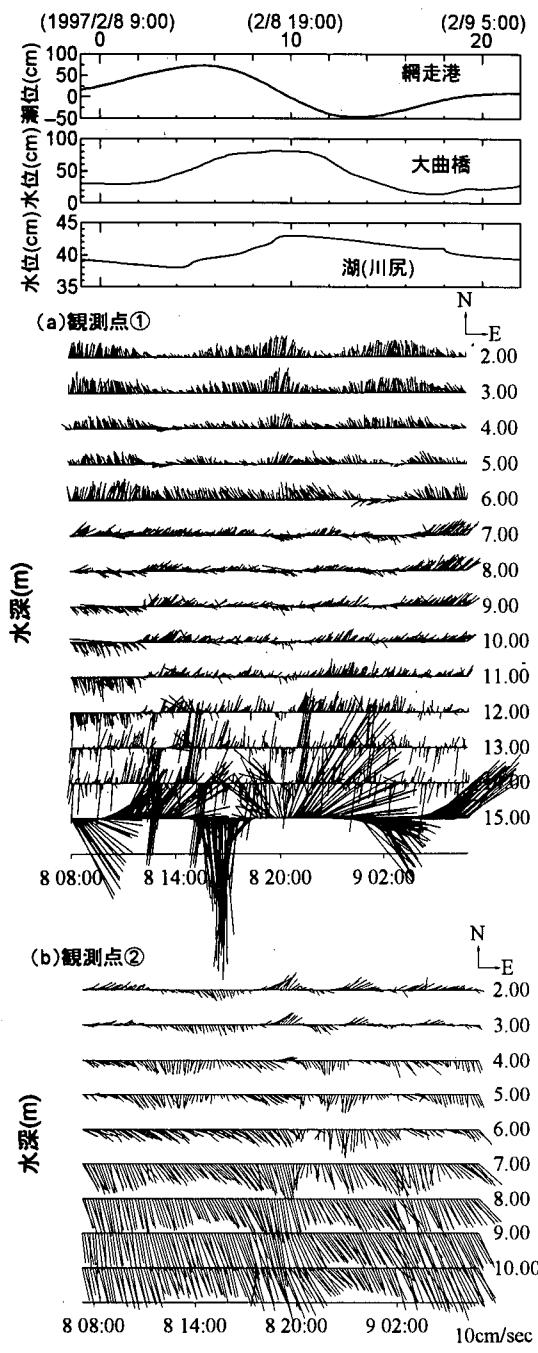


図-24 風の影響が湖水に及ばない結氷期における網走湖の流動特性
1997年2月8日 8:00 ~ 1997年2月9日 8:00

(a) 湖心付近（観測点①）の水平流速ベクトルの時系列
(b) 湖心から1km下流（観測点②）地点の水平流速ベクトルの時系列

((a), (b)は、ともに5分間の移動平均値を示す。流速は全般的に小さく、湖長軸方向の流れが卓越している。また、流向・流速が周期的に変動し、流向が時間的に180度逆転すると同時に上層と下層でも流向が絶えず逆転している。①地点では、湖最下層部に非常に速い流れが見られる。②地点では、下流から上流方向の流れが恒常的に存在する。)

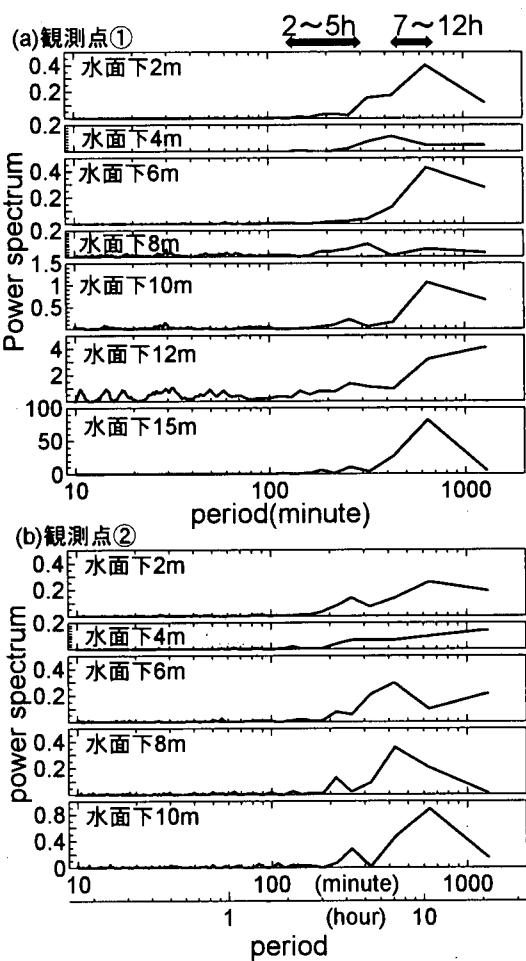


図-25 各水深ごとの①地点(a)および②地点(b)における南北方向流速のスペクトラル

(①, ②地点の南北方向の流速変動には、共通して2つの卓越周期が存在する。それらは、それぞれ2~5時間、7~12時間間に相当し、網走湖の長軸方向に発生する内部セイシュの周期(約8時間)と短軸方向に発生する周期(約4時間)にほぼ一致することから、結氷期における網走湖の流動は内部セイシュに起因して発生していることが予想される。)

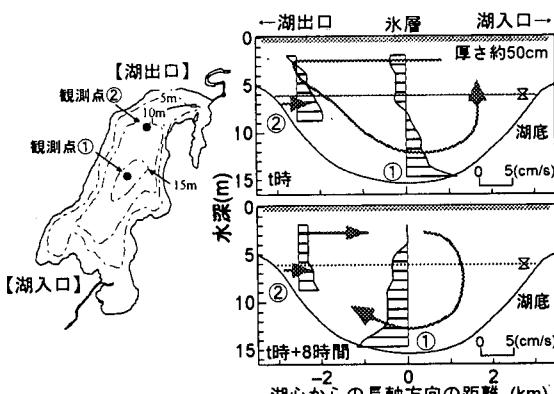


図-26 結氷期のある時刻とその8時間後の①、②地点の南北方向流速の鉛直分布とその模式図

動および感潮域においては潮汐の影響が考えられる。この中で結氷時に周期的な流れ生じさせる主な物理現象には、潮汐と内部セイシューが挙げられよう。ただし、網走湖で確認された2つの卓越周期は、潮汐による半日および1日周期の水位変動成分とは明らかに異なっている。式(1)は最も単純化した定常波に関する線形理論によって導出された内部静振の周期を求める式である。

$$T = \frac{2L}{n} \sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \frac{h_1 + h_2}{gh_1h_2}} \quad (1)$$

ここに、 T は内部静振の周期、 L は湖の長軸・短軸方向スケール (=8000m, 4000m)、 h_1 は上層水深 (=6m)、 h_2 は下層水深 (=10m)、 ρ_1 は上層水の密度 (=1000 kg/m³)、 ρ_2 は下層水の密度 (=1014kg/m³)、 n はモード (=1) である。これより、網走湖で発生する内部セイシューの周期は長軸方向に約8時間、短軸方向に約4時間であり、前述の周期とほぼ一致することがわかった。また、図-26は、①、②地点での上記時系列データの中から任意時間とその8時間後のデータを抽出し、湖長軸方向流速の鉛直分布について表示したものである。上層と下層で流向が逆転する点や周期的に流向が変化する点など内部セイシュー特有の流況を呈していることがわかる。なお、湖心最下層部では、流速が非常に大きな値を示している。その要因として底部における断面縮小の影響などが考えられるが、湖底付近の詳細な地形、流速データが不足していることから内部セイシューと湖底付近の流速増大の関連を特定することはできなかった。内部セイシューの発生要因については、湖水に作用する外力要因からある程度推定するところができる。冬季には、湖面水位が低下することから、潮汐の影響が卓越し、これが内部セイシューの機動力として作用したものと推察される。

6. 結論

網走湖における成層界面の短期的な挙動と流動特性の実態について明らかにするため、主に魚群探知機とADCPを併用した大規模な現地観測を行った。本研究において得られた主要な結論は以下のようである。

(1) 閉鎖成層水域に風が連吹したときの密度界面の挙動は、①成層を明瞭に保持するケースと、②安定成層下にあっても界面を不明瞭にしながら上昇するケースが確認された。何れのケースも界面の変動は、風の吹く方向に基本モードの形態で生じ（界面は、風上側に上昇し、風下側では下降する）、その

ときの変動量（あるいは振幅の大きさ）は風速の大きさに依存する。なお、成層を明瞭に保持するケースでは、風速が増大傾向にあるのに対し、成層を不明瞭にするケースでは風速の減少傾向にあることがわかった。

(2) 網走湖の流動は、強風時には、閉鎖成層水域特有の3層構造の吹送循環流を形成するが、強風時には、流速・流向が鉛直方向に多岐に変化する地点やほとんど変化しない地点が混在するなど、複雑・多様な流動場を形成する傾向にある。その要因として、吹送流・内部セイシューや湖心付近に発生が予想された環流などの各種の流れが共存することが挙げられる。また、完全な無風状態（結氷期）では、潮汐の影響と思われる湖長・短軸方向に生じる内部セイシューが、流れの支配要因であることがわかった。

(4) 融雪出水の上流河川からの流入は、湖水との密度差によって、淡水と塩水の界面上を楔状に侵入する、いわゆる中層密度流の形態で生じていることが、魚群探知機、ADCP、多項目水質計（クロロテック）を併用した同時観測により明らかになった。湖全域の流動は、この融雪水の流入の影響により、鉛直方向に分断され、吹送循環流特有の3層構造から多層構造（4～5層）へと移行することがわかった。

(5) 過去15年間に網走市街地で観測された風向・風速データに基づき、塩淡境界面が現行の水面下5～6mに位置する場合の風に関する青潮発生条件について考察を行った。その結果、網走湖で青潮が発生するには、吹送距離と強風の連吹時間が重要な因子であり、湖長軸方向に風が吹く場合は、10m/s以上の強風が3～5時間吹き続ける必要のあることがわかった。

謝辞：本研究は、文部省科学研究費（試験研究(b) (1) 研究代表者 山田 正）の補助を受けて行われた。北海道開発局網走開発建設部および同開発土木研究所環境水工部河川研究室には、観測に際し多大な支援をいただいた。国際航業（株）久保添恭之氏とエス・イー・エー（株）下田力氏には観測機器の使用に際し便宜を図って戴いた。北海道大学工学部清水康行助教授と北見工業大学工学部早川博助手からは研究全般に対し多くの助言を頂いた。最後に、本研究は、著者らがこれまで行ってきた10年間の研究成果を要約したものであり、本文中に用いた観測データは、極めて厳しい気象条件の中、北見工業大学河川研究室（佐渡教授）、利水研究室（内島助教授）、中央大学水理研究室の多くの学生の多大な努力により取得されたものである。ここに記し、本研究に携わったすべての方々に深甚なる感謝の意を表す。

参考文献

- 1) 桑嶋知哉, 高橋克人, 宮島滋近, 平野道夫, 山田正 : 塩淡二成層を形成している網走湖の塩水の流入出に関する研究, 水工学論文集, 第37巻, pp. 305-312, 1993.
- 2) 北海道開発局網走開発建設部 : 平成7年度網走湖水質保全検討協議会資料(別冊).
- 3) 北海道開発局網走開発建設部 : 昭和62年度網走湖水質保全検討協議会資料(別冊).
- 4) 北海道開発局網走開発建設部 : 網走川治水史.
- 5) 日本海洋学会編 : 海と地球環境, 東京大学出版会, pp. 215-220, 1991.
- 6) 村岡浩爾 : 青潮発生のメカニズム, 遺伝 1988年11月号, 第42巻11号, pp. 39-40, 1988.
- 7) 鬼塚正光, 寒川強, 太田一之, 長岡克明 : 1985年8月の青潮の海象に関する知見, 公害, vol. 23, pp. 81-101, 1988.
- 8) 鬼塚正光, 太田一之, 寒川強, 富永衛, 木村明, 北村博, 平石明 : 東京湾の青潮に関する研究(1)その1青潮発生について, 1987年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, pp. 241-248, 1987.
- 9) 中辻啓二, 長坂誠司, 村岡浩爾 : 東京湾の青潮の発生機構に関する基礎実験, 水工学論文集, 第35巻, pp. 603-608, 1991.
- 10) 中辻啓二, 鐘星, 湯浅泰三, 村岡浩爾 : 東京湾における吹送密度流と青潮発生機構との関連性, 海岸工学論文集, Vol. 42, pp. 1066-1070, 1995.
- 11) Spigel R. H and Imberger, J. : The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size, J. Phys. Oceanogr., Vol. 10, No. 7, pp. 1104-1121, 1980.
- 12) 佐々木淳, 磯部雅彦, 渡辺晃, 五明美智男 : 東京湾における青潮の発生規模に関する考察, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 1, 11-1, 115, 1996.
- 13) 金成誠一 : びわ湖の内部波の研究(II), 京都大学防災研究所年報, 第12号A, pp. 669-680, 1969.
- 14) 村岡浩爾, 平田健正 : 中禅寺湖の内部波(II), 第28回水理講演会論文集, pp. 327-332, 1984. pp. 615-620, 1991.
- 15) 村岡浩爾, 福島武彦 : 霞ヶ浦(西湖)の湖流, 国立公害研究所研究報告書第19号, 1981.
- 16) 古本勝弘, 武政剛弘, 薦田廣章 : 二成層閉鎖水域の風に対する内部静振応答, 土木学会論文集, 第429号/II-15, pp. 37-46, 1991.
- 17) 富所五郎, 赤堀安宏 : 諏訪湖と野尻湖のセイシュの固有周期とその数値モデル, 水工学論文集第35巻, PP. 615-620, 1991
- 18) 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.
- 19) 田中昌宏, 石川忠晴 : 日成層形成時の吹送流の特性について, 土木学会論文集, 第405号/II-11, pp. 63-72, 1989.
- 20) 石川忠晴, 田中昌宏, 小関昌信 : 浅い湖の日成層が水質に及ぼす影響, 土木学会論文集, 第411号/II-12, pp. 247-254, 1989.
- 21) 石川忠晴, 田中昌宏 : DIM型の連行現象に関する理論的研究, 土木学会論文集, 第416号/II-13, pp. 99-108, 1990.
- 22) 田中昌宏, 石川忠晴, 小関昌信 : 浅い湖における日成層の混合モデルの開発, 土木学会論文集第423号/II-14, pp. 91-100, 1990.
- 23) 大久保賛治, 村本嘉雄, 森川浩, 江副哲 : 琵琶湖における水温, 濁度の変動過程, 京都大学防災研究所年報, 第38号B-2, pp. 407~422, 1995.
- 24) 大久保賛治, 長井重威, 大林史典 : 湖の多重拡散対流場における正, 逆水温跳躍層の形成とその界面現象, 水工学論文集, 第41巻, pp. 463~468, 1997.
- 25) 中村由行, 柳町武志, 井上徹教, Fatos Kerciku, 石飛裕, 神谷宏, 嘉藤健二, 山室真澄 : 汽水湖沼における強風下での混合現象の連続観測, 水工学論文集第41巻, pp. 475~480, 1997.
- 26) 道奥康治 : 湖沼, 貯水池における熱, 物質輸送, 1994年度(第30回)水工学に関する夏期研修会講義集Aコース, ppA-7-1~A-7-20, 土木学会水理委員会, 1994.
- 27) 浅枝隆, 玉井信行 : 热的外乱により連続成層場に生ずる対流の特性について, 土木学会論文報告集, 323, pp. 109-119, 1982.
- 28) 道奥康治, 神田徹, 伊藤達平, 西川孝晴, 石川勝久, 東野誠 : 底部に逆転水温層を有する部分循環貯水池の水質構成に関する研究, 土木学会論文集, No. 572 / II-40, pp. 33-48, 1997.
- 29) 福岡捷二, 松本直也, 潤山勇, 山根伸之 : 汽水湖における閉鎖性水域の流動観測と流動モデルの適合性, 水工学論文集, 第39巻, PP. 243~248, 1995
- 30) 日比野忠史, 池内幸二, 福岡捷二 : 閉鎖性汽水湖における流れ場の観測, 水工学論文集, 40巻, PP. 461~466, 1996
- 31) 道上正規, 桧谷治, 山本真一 : 湖山池における溶存酸素濃度の変動特性, 水工学論文集第41巻, pp. 445~450, 1997.
- 32) 平井幸弘 : 湖の環境学, 古今書院, 1995.
- 33) 若岡圭子, 横山勝英, 石川忠晴 : 湖沼, 貯水池におけるADCP観測の問題点と誤差補正に関する研究, 水

- 工学論文集第41巻, pp. 1041~1047. 1997.
- 34) 気象庁編 : 海洋観測指針, 日本海洋学会, 1985.
- 35) 池永均, 山田正, 向山公人, 三沢大輔, 内島邦秀, 平野道夫, 宮島滋近 : 網走湖における青潮, アオコ発生に関する現地観測, 第5回水資源に関するシンポジウム論文集, pp. 575-580, 1997.
- 36) 玉井信行 : 連行概念の統一化と連行係数の評価法, 土木学会論文集第, 381号/II-7, pp. 1-11. 1987.
- 37) 西田修三, 吉田静男, 大谷守正, 中道陽文 : 石狩川下流部の塩分拡散に関する現地観測, 水工学論文集, 第40巻, pp. 487-492. 1996.
- 38) 宇野木早苗 : 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1995.
- 39) 岩佐義朗 : 湖沼工学, 山海堂, 1992.
- 40) 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.
- 41) 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二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.
- 42) 佐々木淳, 磯部雅彦, 渡辺晃, 五明美智男 : 東京湾における貧酸素化現象および水温, 溶存酸素の季節変動モデル, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 1051-1055. 1993.
- 43) 柿野純, 松村皐月, 佐藤善徳, 加藤信明 : 風による流れと青潮との関係, Nippon Suisan Gakkaishi, 53(8), pp. 1475-1481, 1987.
- 44) 藤原建起, 高杉由夫, 肥後竹彦 : 風による成層崩壊現象の発生頻度と発生限界風速, 沿岸海洋研究ノート, 第27巻, 第1号, pp. 70-75. 1989.
- 45) 道奥康治, 神田徹, 重村誠一 : 成層型貯水池に生起する内部変動の観測とその解析, 土木学会論文集, No. 485/II-26, pp. 65-73, 1994.
- 46) 長尾正之, 石川忠晴, 長島伸介 : 小川原町に発生する傾斜ブルームの現地観測と連行係数の推算, 土木学会論文集, No. 579/II-41, pp. 105-114, 1997.

(1998.3.30 受付)

STUDY ON THE SHORT TERM BEHAVIORS OF THE DENSITY INTERFACE AND THE FORMATION OF WIND-DRIVEN CURRENT IN A BRACKISH LAKE

Hitoshi IKENAGA, Kimihito MUKOUYAMA,
Shinsuke OSHIMA, Kunihide UCHIJIMA and Tadashi YAMADA

In order to make clear the physical mechanism of aoshio in Lake Abashiri, the present authors carried out field observations in which flow characteristics and the behaviors of density interface were focused on. We found that the density interface oscillates in the first mode of internal seiche, and wind-driven current that form two vertical circulation occurs, when strong wind is blowing on the lake for long time.

Furthermore, the influences of the topography of the lake, the inflow discharge from the upstream rivers, and internal seiche on wind driven current in this lake are made clear.