

# 海跡湖に注ぐ河川流域の土砂動態に関する研究(2)

## A Study on Sediment Transportation over the River Basin which drains into Inland Sea-Lake(Lagoon) (2)

早川 博  
Hiroshi HAYAKAWA

北見工業大学工学部土木開発工学科助教授

### 要 旨

オホーツク海沿岸には網走湖，サロマ湖に代表される海跡湖が数多くみられる。その多くは塩水と淡水が混在する汽水湖であり，ワカサギ，シジミなどの漁業が盛んである。また，沿岸域にある海跡湖は多様な動・植物の生態系がみられ，風光明媚な景観と相まって貴重な観光資源にもなっている。

海跡湖においては，河川流域から流入する浮遊土砂が湖内の塩水と接触して凝集・沈殿が促進される。さらに富栄養塩類の流入とも相まって湖の富栄養化が進んでおり，流域としての環境負荷因子の低減対策が求められている。

本研究の対象とした網走市近郊の藻琴湖も藻琴川流域から流入してくる浮遊土砂が湖底にヘドロ状に堆積し，藻琴湖の水環境にとって良好な環境とは言い難い。本研究では，流域の土砂動態が海跡湖である藻琴湖の水環境に与えるインパクトを明らかにすることを目的として，2004年から現地調査を開始している。本報告は，2005年4月の融雪期と9月に現地調査から，現状における藻琴湖の水環境を報告する。

藻琴湖では融雪期に明瞭な塩淡水境界が形成されているが，海水の流入に伴って淡水層が消滅し夏季にはほぼ塩水湖になっていることが現地調査から明らかとなった。この藻琴湖の塩水化は近年の海面上昇と関連があり，今後の地球温暖化による海面上昇によって，さらに塩水化が促進されるという数値シミュレーション結果が得られた。

《キーワード：海跡湖；汽水湖；浮流土砂；湖沼環境；海面上昇；塩水化》

## 1. はじめに

オホーツク海沿岸には網走湖，サロマ湖に代表される海跡湖が数多くみられる．その多くは塩水と淡水が混在する汽水湖であり，ワカサギ，シジミなどの漁業が盛んである．また，沿岸域にある海跡湖は多様な動・植物の生態系がみられ，風光明媚な景観と相まって観光資源にもなっている．オホーツク海沿岸の海跡湖では道北のクッチャロ湖について網走市近郊の濤沸湖が2005年11月にラムサール条約湿地に登録されたところである．

近年，地球温暖化の影響が色々なところで顕在化してきている．海面水位の上昇もその一つであり，オホーツク海においても図-1に示すように，網走ではここ30年間で年平均潮位<sup>1)</sup>が約15(cm)上昇している．更に最近10年間は最大潮位と最小潮位の差が広がる傾向もみられ，海跡湖への海水の流入・流出を活発化させている．本研究の調査対象である網走市近郊にある海跡湖の一つである藻琴湖では，夏季の8月末において湖水は全層が海水にほぼ等しい約30(‰)の塩分濃度を観測している<sup>2)</sup>．地元漁業者への聞き取り調査によると，この塩分濃度の上昇に伴って，汽水湖特有のシジミやワカサギの漁獲量が激減し，そのため，漁業者は牡蠣の養殖に転換せざるを得なかった，と聞いている．

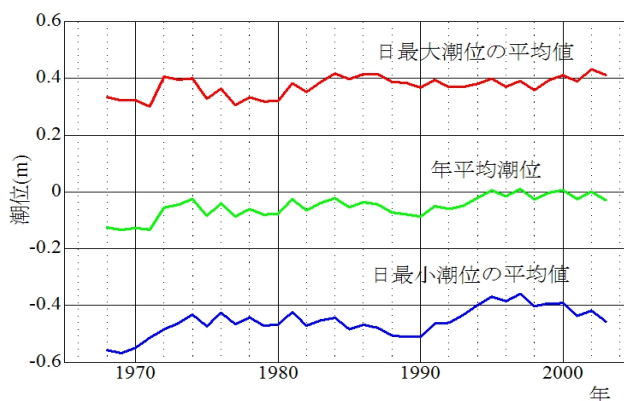


図-1 潮位の経年変化(網走)

このように汽水湖の塩水化は生態系を変化させ，湖沼環境にとって大きなインパクトファクターとなる．藻琴湖では以前から流入河川である藻琴川流域からの土砂流入による堆積が活発で，沈砂池などの土砂抑止対策がとられている．しかしながら，湖の塩水化が進むと，流入してきた微細な浮遊土砂の凝集沈降・沈殿によって，湖底の堆積が進むことになる．現況においても，藻琴湖は湖底がヘドロ状の底泥に覆われ<sup>2)</sup>，湖沼環境にとっても好ましい状況ではない．

したがって本研究は，海面上昇に伴うオホーツク海沿岸に位置する海跡湖の塩水化の現状と，それに伴って促進される浮遊土砂の堆砂機構の並びに湖沼環境への影響の解明を目的とし，本報告では藻琴湖における2005年4月の融雪期と9月の調査結果を報告する．

## 2. 藻琴湖観測の概要

### (1) 2005年融雪出水期の観測

融雪出水は北海道の湖沼環境にとって毎年繰り返される重要なイベントであり，今回の調査は融雪出水が流入してきた場合の藻琴湖の流況把握とそれに伴う水質変動の解明を目的とした．しかし，観測期間の2005年4月21日～23日は季節外れの大雪に見舞われ，網走で約20(cm)の降雪を記録した状況での観測であった．

流況観測(4月22日)はRD-Instruments社製Work Horse ADCP 1200kHz(ボトムトラックオプション)を専用小型ボート(写真-1(a))に載せ，船外機付ゴムボートで曳航しながら図-2に示す各測線沿いに計測した．

次に，湖出口部の流量観測(4月23日)は，写真-1(b)にあるStream Pro - ADCP (RD -

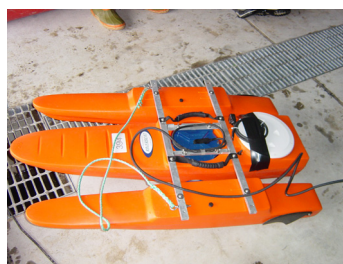


写真-1 ADCP (a) Work Horse (b)Stream Pro

Instruments社製)を使用した。このADCPは測定範囲が水深2(m)までの小型ADCPで、水面下12(cm)から計測可能であり、湖出口部河道部の河床高、横断流速分布、流量観測が同時に行うことができる。

一方、水質項目(4月21, 22日)は図-2に示す観測地点で計測したが、悪天候のため計測できたのは各測線の中央地点の濁度、塩分濃度、水温、DOだけである。なお、計測機器はアレック電子の多項目水質計AAQ1180とTOAの多項目水質チェッカーWQC-22Aである。

### (2) 2005年9月期の観測

観測は2005年9月20日～22日に実施し、湖出口部では流量・水質項目の24時間観測(9月21日～22日)と、湖内の各観測地点の水質観測(9月20日)を行った。水質項目は融雪出水期と同様で、クロロフィル濃度を追加した。また、出口部の流速測定にはアレック電子の2次元電磁流速計ACM-210を使用した。

## 3. 藻琴湖観測の結果と考察

### (1) 湖面水位・潮位と流入出流量

図-3, 4は融雪出水期と9月期の観測期間中の湖面水位と潮位の関係、湖と海の間を出入りする流量の経時変化である。両図において流量を表示している期間が湖出口部での流量・水質観測期間であり、湖内の流況ならびに水質調査期間も図中に表記してある。

観測期間中の融雪流量は図-5のように融雪最盛期を迎える前で約 $2(m^3/s)$ と少なく、湖出口部の流入出流量の約1/3程度であった。その後観測された融雪流量の最大値は $3.2(m^3/s)$ (4月27日)であった。一方、9月期の流域からの流入流量は図-4に記載していないが約 $1(m^3/s)$ 程度であり、湖出口部での流入出流量と比較すると1/20程度であり、湖内の流動にほとんど寄与していない。

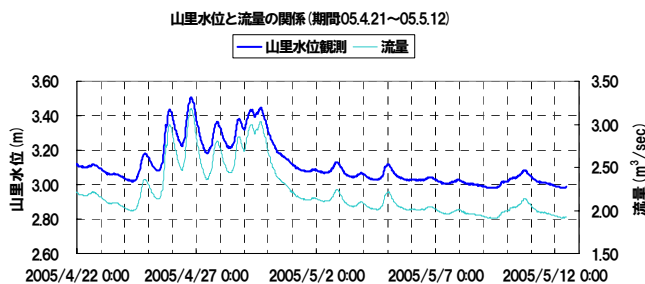


図-5 藻琴川流入流量(山里観測所)

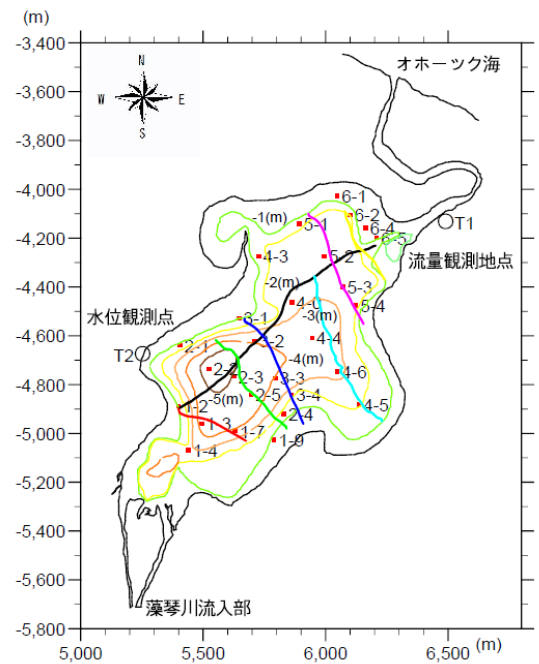


図-2 藻琴湖の観測地点とADCP航路

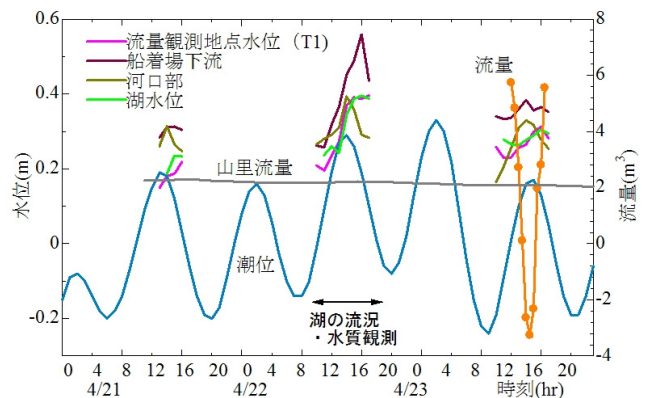


図-3 融雪出水観測期間中の流入出流量, 水位の経時変化

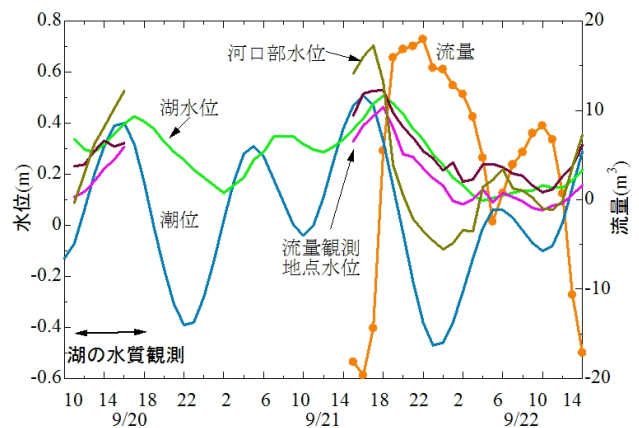


図-4 9月の観測期間中の流入出流量, 水位の経時変化

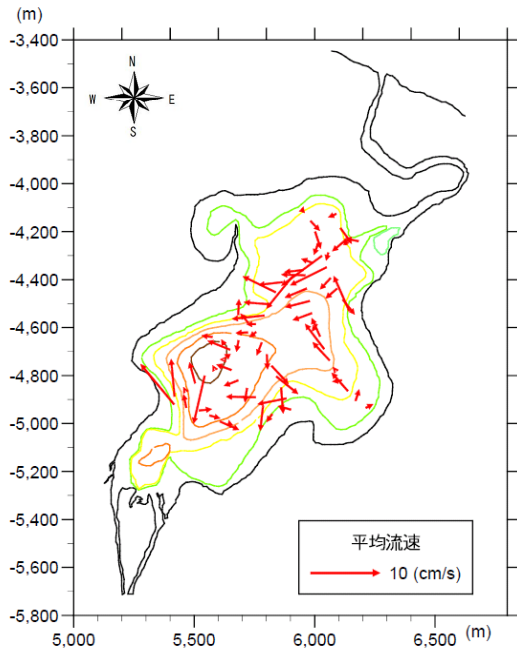


図-6 融雪期における湖内流況(水深平均)

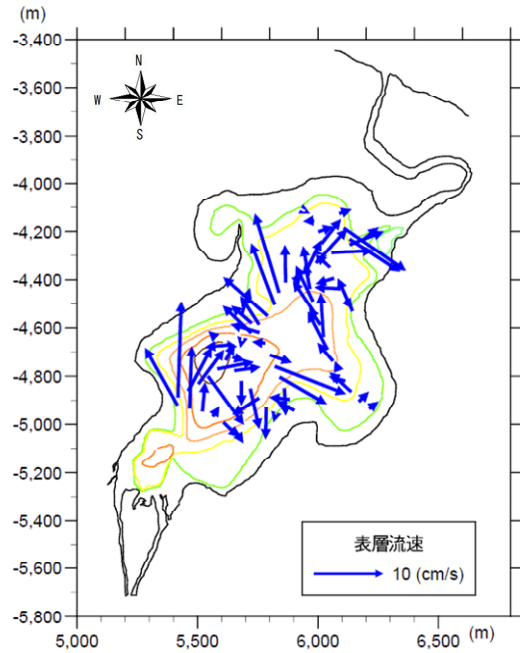


図-7 融雪期における湖内流況(表層)

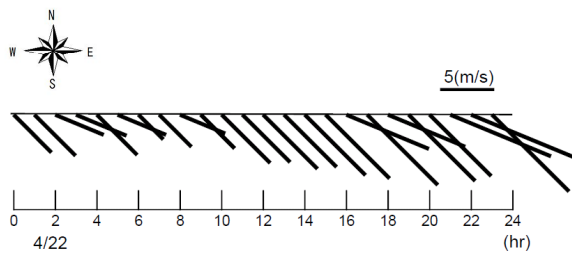


図-9 2005年4月22日の風向・風速<sup>3)</sup>  
(網走測候所)

## (2) 融雪出水期の湖内の流況

融雪出水期に大量の融雪水(淡水)が湖に流入する場合の湖内流動を把握することは、藻琴湖の塩分濃度等の水質環境の空間変動を理解する上で重要である。図-6～8は4月22日14時20分から15時40分に観測されたADCPによる水深平均、表層(水深60cm)、底層(底面から60cm)の流速ベクトル図である。この時間帯は図-3から分かるように潮位がピークから低下している途中で、海水の流入がピークを迎えた直後と考えられる。湖の出口部分で海からの流入流速が大きく、上流の湖入口付近では逆に出口部下流へ向かう流れが見られる。その流れが湖中央部で衝突している様相を呈している。表層部は全体的に出口部へ向かう流れが卓越し、底層部は逆に上流へ向かう流れが卓越する循環流の様相を呈している。

今回のADCPによる流速観測はボートを走行させながらの計測であるため、観測された流速、流向の変動が激しく、図-6～8は50(m)毎の空間的に平均した値である。藻琴湖のように海水が出入りする湖沼における面的な流況を短時間で観測するには、この観測方法を選択せざるを得ないが、図-9に示すように観測日は風が強く北西の風速10(m/s)の風が観測されていた。観測された流速が約5(cm/s)と微流速であり、そのため、牽引したADCPボート自体が風波でローリングした影響を考慮しなければな

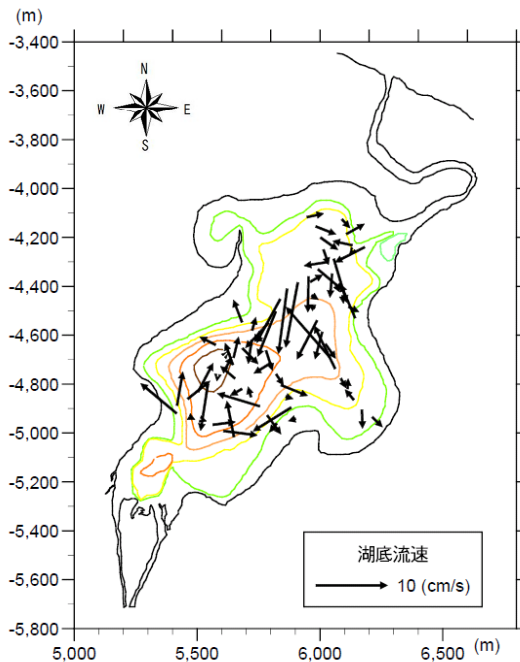
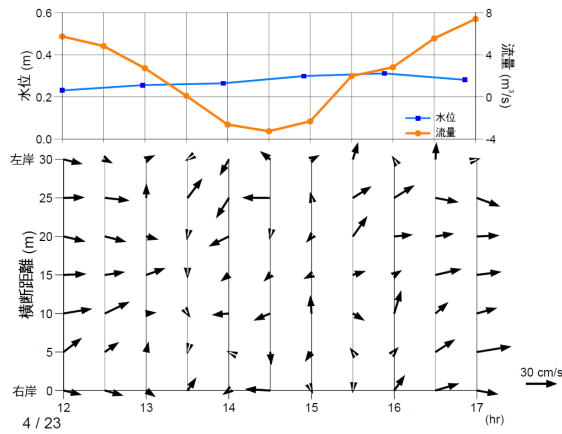
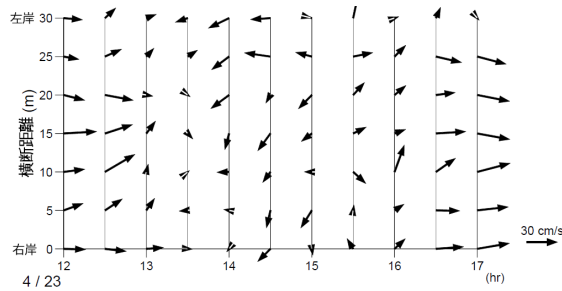


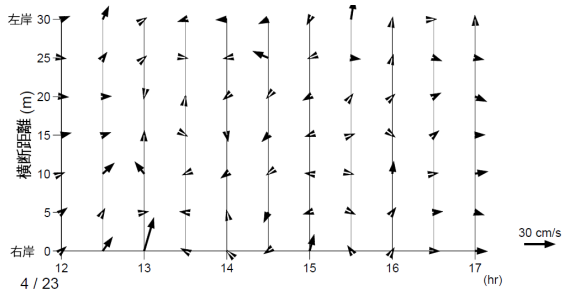
図-8 融雪期における湖内流況(底層)



(a)表層(12cm)

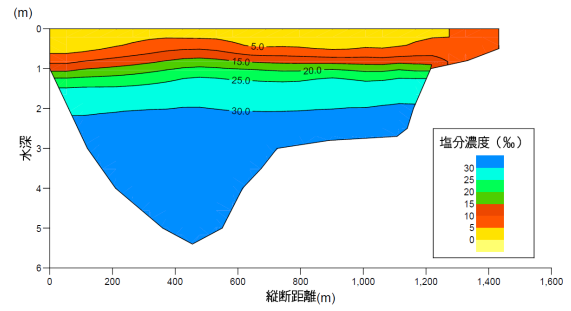


(b)水深平均

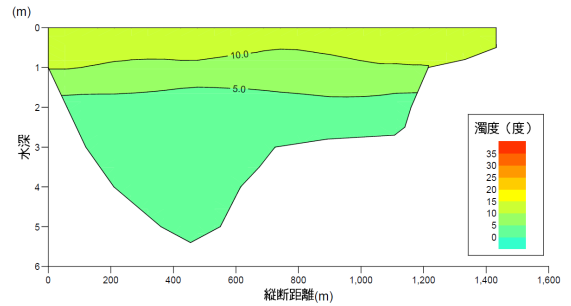


(c)底層(底面から12cm)

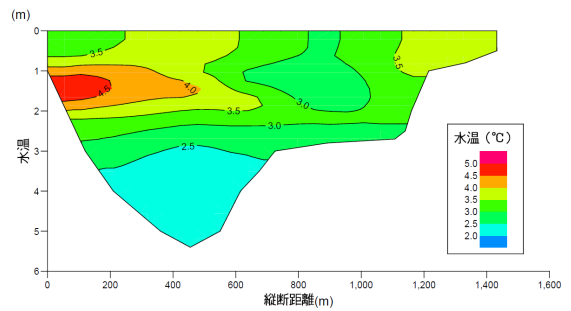
図-10 T1地点における流速ベクトルの経時変化



(a)塩分濃度の縦断変化



(b)濁度の縦断変化



(c)水温の縦断変化

図-11 融雪出水期の湖の水質(2005年4月22)

らない。この点は今後の課題であり、湖内流動の定量的な解明には更なる観測結果を積み重ねる必要がある。

### (3) 融雪出水期の湖出口部の流況

図-10(a)~(c)は融雪出水期における湖出口部の河道区間 T1 地点での表層、水深平均、底層各々の流速ベクトルの経時変化を示したものである。なお、図の上部には水位と流量の経時変化が併記されている。

これらの図から、流量の経時変化に対応し、まず 12 時の強い流下方向の流れが左岸方向へ向きを変えながら減少し、13 時 30 分に流れがなくなる。その後は右岸方向に流れを変えながら上流に逆流し、16 時以降には再び左岸方向に向きながら流下方向への流れを強めていく様相を呈している。順流時には左岸側、逆流時には右岸側の流向を示すのは、図-2 に示すように T1 地点のすぐ下流側で左岸側に蛇行する河道平面形状による影響であると考えられる。なお、底層部は微流速である。

### (4) 融雪出水期の湖内の水質

図-11(a)~(c)は図-2に示す湖の中央部を縦断する測点における観測結果をバイリニア(双線形)補間して作成した水質各項目の縦断面分布図である。ここで、図の左端が湖流入部の上流で、右端が湖出



口部の下流である。塩分濃度は水面がほぼ淡水で、水深1(m)付近から15(‰)と急激に増加し、湖底では海水に近い30(‰)になっている。塩淡境界はこの急変する1(m)付近であると考えられる。このとき水面の淡水層は濁度が高く、水深が深くなるほど濁度は低い。また、水温分布は水の比重が最も大きくなる4(°C)の水塊が水深1~2(m)付近に見られるが、湖底に比重の大きな塩水があるためにその位置で停滞しているものと考えられる。

### (5) 融雪出水期の湖出口部の水質

融雪出水期に流域から流入する融雪水は湖水面の淡水層を形成し、その淡水層が湖水位と潮位との関係から入・退出を繰り返している。図-12は4月23日の11時から17時までの6時間の流量と水質の経時変化である。ここで、水質は河道中央部の水深の約5割である深さ75(cm)の地点の観測値である。

一般に湖へ流量が逆流するときは海水が流入してくると考えられるが、この観測期間中の塩分濃度に変化がほとんどなく、ほぼ淡水になっている。この理由として、逆流の期間が2時間と短いために、観測地点を流下した淡水が海に到達する前に押し戻されてきたものと考えられる。

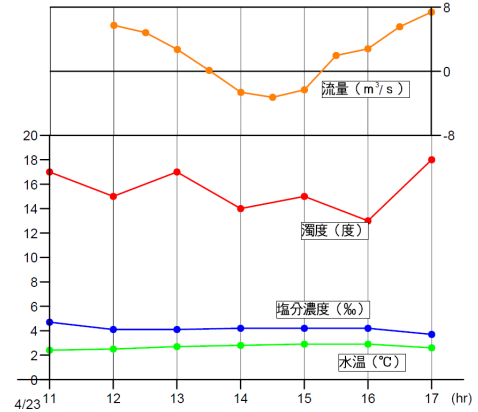
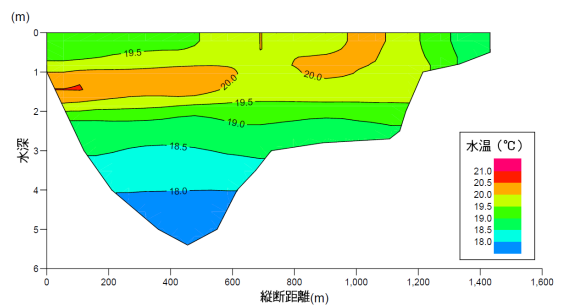


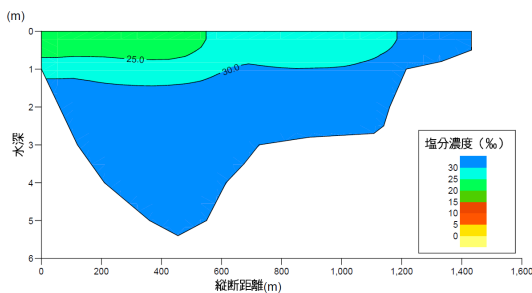
図-12 融雪出水期の湖出口部の流況と水質

### (6) 9月期の湖の水質

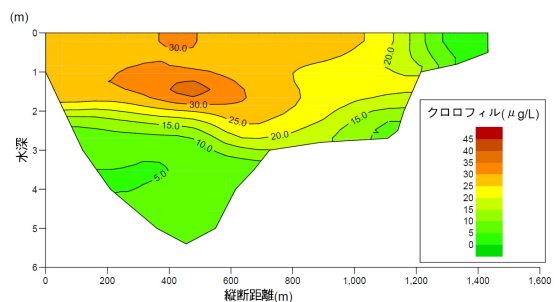
9月期は湖内流況の観測を実施していないので、水質だけの観測結果を示す。塩淡境界が明確に形成されていた融雪出水期から約4ヶ月を経た湖の状況は、図-13(a)~(e)に示す通りである。塩分濃度は湖全層にわたって高く、海水に近い値を示している。濁度もほぼ



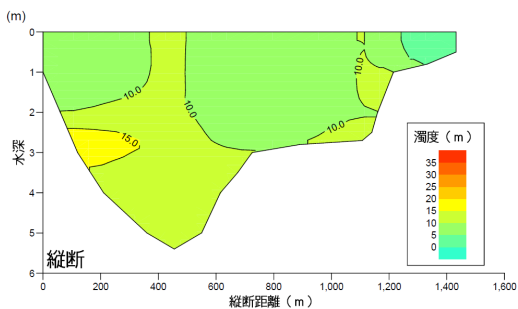
(c)水温の縦断変化



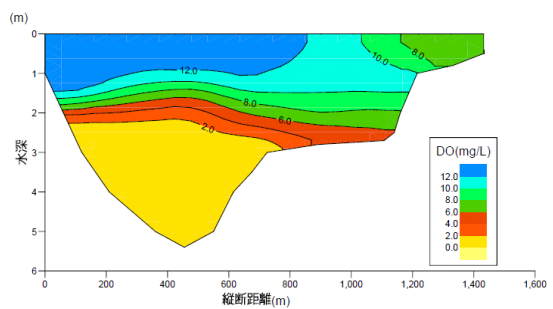
(a)塩分濃度の縦断変化



(d)クロロフィル濃度の縦断変化



(b)濁度の縦断変化



(e)DOの縦断変化

図-13 9月期の湖の水質(2005年9月20日)

一様に分布している。また、水温分布は湖底が低く表層ほど高くなっているが、途中の水深1~2(m)付近に水温の高い水塊が見られる。

一方、クロロフィルの濃度は湖の最深部の水深1.5(m)付近が最大で、日射の届かない湖底部や海水が入り出す湖の出口部は低い値を示している。溶存酸素 (DO) は水温分布と同様に表層ほど高くなっており、水深2.5(m)以下ではほとんど酸素がない状態である。

この観測結果は図-4に示す潮位の経時変化から判断すると、海水が流入しているときで、かつ、流域からの流入流量も少ない時期である。このように、夏季において湖は塩水湖の様相を呈していることがわかる。

### (7) 9月期の湖出口部の流況と水質

湖が塩水湖の様相を呈している時期の湖出口部における流況と水質を図-14に示す。観測は図-4に示すように潮位が満潮の海水流入が卓越している時期から始め、干潮を経て小さな満・干潮を繰り返して満潮に向かう期間までの24時間観測である。なお、水質は河道中央部の水深の6割地点の計測結果である。

9月22日16時からの急激な潮位低下に伴い、湖出口部の流況も逆流のピークから約3時間で順流のピークへ一気に移行する。この影響により、図-13(a)に示す湖上流の表層部分の比較的塩分濃度の低い水塊が、流入してきた河川水とともに湖下流側の塩分濃度の高い湖水と混合しながら湖出口部へ流れ出すことで、18時からの塩分濃度の低下を引き起こしていると考えられる。しかしこの現象は、図-4に示す山里流量を考慮すると一時的な現象であると考えられ、9月23日13時からの逆流の影響により塩分濃度は再び上昇することが予想される。濁度は融雪出水期と比較すると低い値を示しており、観測期間中に目立った変化は見られない。また、水温は外気温の変化に伴って変化していると考えられる。

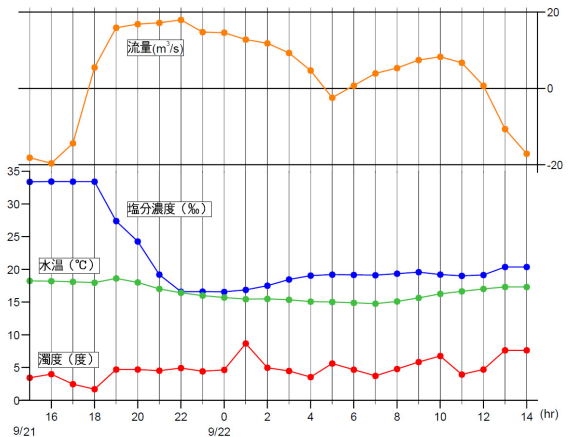


図-14 9月期の湖出口部の流況と水質

## 4. 海面上昇が藻琴湖に与える影響の検討

オホーツク海沿岸に位置する海跡湖は地球温暖化に伴う海面上昇によって海水の流入が促進され、汽水湖が塩水湖に変化しつつあることが藻琴湖における現地調査結果から推測できる。ここでは図-15に示す藻琴湖とオホーツク海とを繋ぐ狭水路区間を対象に河道流解析ソフト HEC-RAS を用いた一次元不定流解析を行い、将来の海面上昇に伴う湖出口部における流入出流量の変動を検討する。

### (1) 解析方法

解析に用いた河道流解析ソフト HEC-RAS<sup>4)</sup>は米国陸軍工兵隊 (The US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center)が開発した米国では標準的な水文・水理モデルである。HEC-RAS は河道の一次元定常流(不等流)、あるいは非定常流(不定流)解析をベースとして、合流点・分流点を含む河道網計算や、河川構造物や橋脚周りの洗掘、結氷河川などの各種水理計算が可能で、河道断面データ入

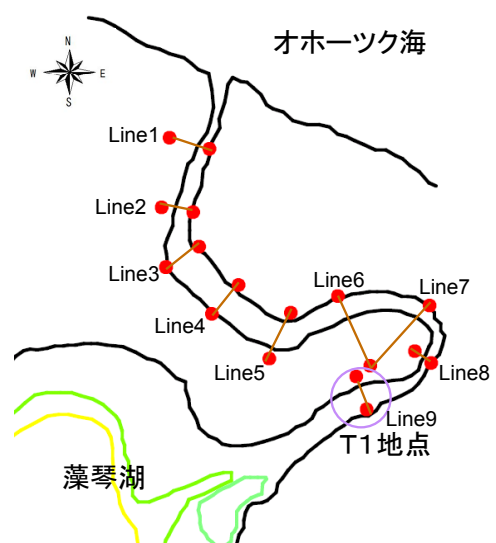


図-15 藻琴湖とオホーツク海を繋ぐ狭水路区間

力や計算結果の表示に優れた GUI を有する統合水理解析ソフトである。

## (2) 狭水路区間のモデル化

図-15には解析対象とした藻琴湖とオホーツク海とを繋ぐ狭水路区間において実施した横断測量測線Line 1~Line 9を示している。ここで、Line 9がT1地点の流量観測線である。

この測量結果を基に対象範囲をモデル化したのが図-16である。解析範囲は図-2に示す湖内の測線4から外海1km沖合までとし、湖内の測線4~6は藻琴湖の湖沼図を基に横断図を作成した。また、Line 1から外海1km沖合までの区間は、藻琴湖と同じくオホーツク海沿岸に位置する能取湖の湖口周辺深浅図<sup>5)</sup>を参考にモデル化し、外海においては横断方向に2kmの範囲とし、海底勾配は0.01と設定した。狭水路区間のRTK-GPSによる横断面測量から左岸・右岸の座標値が得られているので、横断面間距離を算出することが出来る。この座標値と横断面間距離をHEC-RASに入力すると、図-16に示すモデル化した解析対象区間が得られる。なお、河道断面が急拡、急縮する場合には、計算時にその断面間に適宜補間した横断面を追加して計算を実行している。

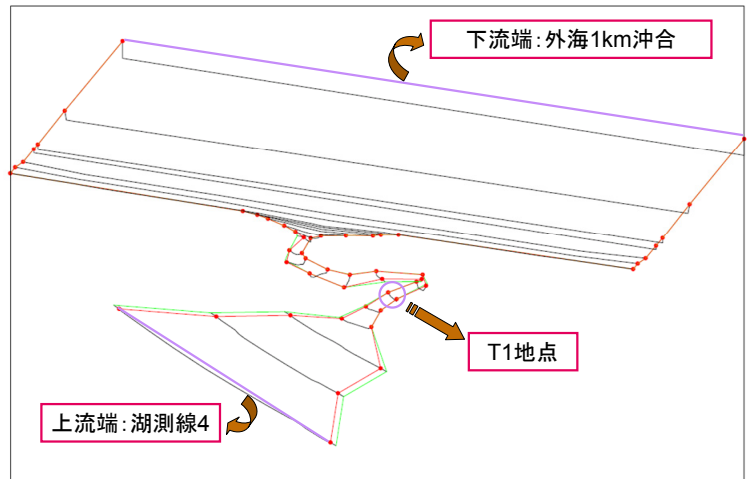


図-16 モデル化した解析対象区間

## (3) モデルパラメータの設定

計算に与えた境界条件と初期条件は以下の通りである。

上流端の境界条件は観測期間中に測定した湖の水位を与え、下流端の境界条件は網走の潮位と測定した河口部の水位差を考慮して、網走の潮位に12(cm)加えた値を外海1km沖合の潮位と設定した。また、初期条件は9月期における24時間連続観測開始時のT1地点の流量を解析対象区間の全断面に与え、上・下流端の境界条件を固定して不定流計算し、各断面の流量が定常状態に落ち着いた3時間後の流量とした。なお、粗度係数は狭水路区間に $n=0.03$ 、湖・外海区間に $n=0.01$ を与えた。

この計算条件の下で計算したT1地点(Line 9)の計算流量と実測流量を比較・検証したのが図-17であり、そのときの水位について比較したのが図-18である。まずT1地点の流量を比較すると、9月21日19時~9月22日3時の海への流出流量が最大となる時間帯においてやや誤差が見られる。しかし、誤差の値が $2\sim 3(\text{m}^3/\text{s})$ と小さく許容範囲内であると考えられ、全体的な流

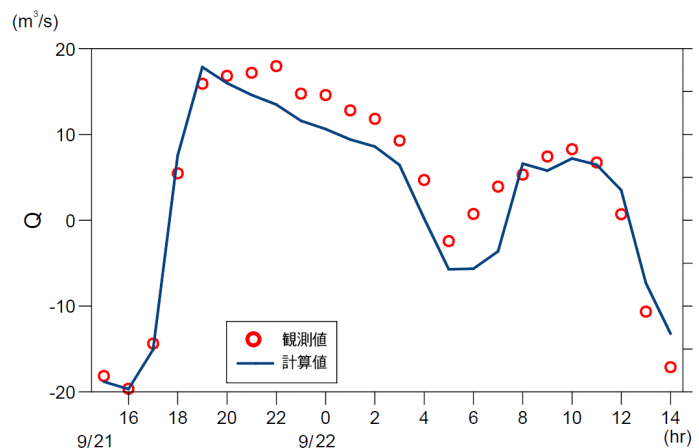


図-17 T1地点の流量の観測値と計算値

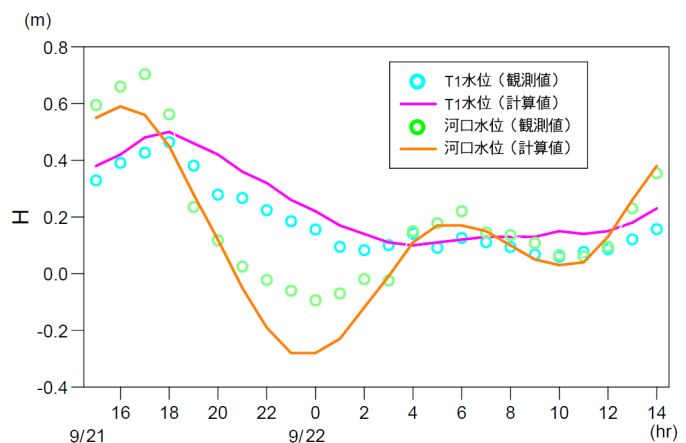


図-18 T1地点と河口部水位の観測値と計算値



量の変動傾向を再現出来ている。次にT1地点と河口部における水位の観測値と計算値を見ると、T1地点の計算値はほぼ観測値を再現できている。しかし河口部では水位上昇時と下降時において、誤差が大きくなる傾向にある。これはHEC-RASによる計算において、下流端境界条件として波の影響を考慮していないためと考えられる。河口部地点の水位は、波と河道流が衝突する区間にあり、本研究で使用したHEC-RASの適用範囲外である。

#### (4) 海面上昇に伴う流入出流量の予測

最後にこのモデルを用い、海面上昇に伴う流入出流量の推定を行った。ここ30年間で外海面が約15(cm)上昇している<sup>1)</sup>事実を踏まえ、将来的に現在より外海面が10(cm)、あるいは15(cm)上昇すると想定した場合の流量変動を計算した。具体的には、下流端の境界条件である潮位に海面上昇分の10(cm)、あるいは15(cm)を加えてT1地点(Line 9)の断面流量を計算した。その計算結果を図-19に示す。

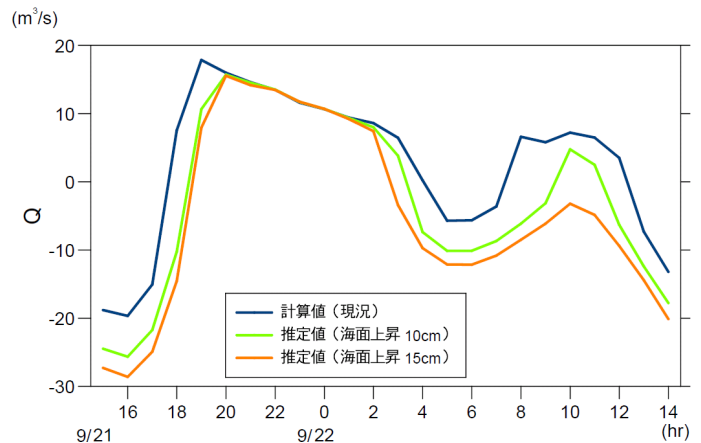


図-19 海面上昇に伴うT1地点の流量の推定値

この図を見て分かるように、海面上昇に伴い海水の湖への流入量は増大するものの、湖から外海へ流出する水量にはほぼ変化が見られないという結果が得られた。これより地球温暖化に伴う海面上昇が藻琴湖に与える影響として、海水の流入量増加により、湖の塩水化が現在よりも進行することが予想される。しかし、今回のシミュレーションでは海水の流入量増加に伴う湖の水位上昇を上流端境界条件に反映していないため、湖から外海への流出量は、実際の流出量より多少少なく算出されていることが考えられる。

### 5. おわりに

2005年度の現地観測によって、藻琴湖の融雪出水期と平常時の流況と水質、湖面水位と流入出量の関係を明らかにすることができた。藻琴川からの流入流量が増加する融雪出水期においても、潮位変動に伴う影響が湖出口部の流動に顕著に現れているため、藻琴湖の水位、流動は湖と海を繋ぐ河川部を通過する潮流流量に支配されているといえる。そのため藻琴湖内の水質、流動の挙動を把握するためには連続的な測定が要求される。

また、9月の平常時においても湖内の塩分濃度が海水と同じ値を示していることから、融雪出水期に形成された塩淡水境界は海水の流入により徐々に上昇し、ある時期において藻琴湖が塩水湖となることが明らかとなった。また、近年の地球温暖化に伴う海面上昇傾向は、海水の流入を増加させることが数値シミュレーションからも示唆される。

一方、図-20は藻琴湖への流入河川である藻琴川下流部に位置する山里水位観測所で計測した濁度と水位の関係を示してい

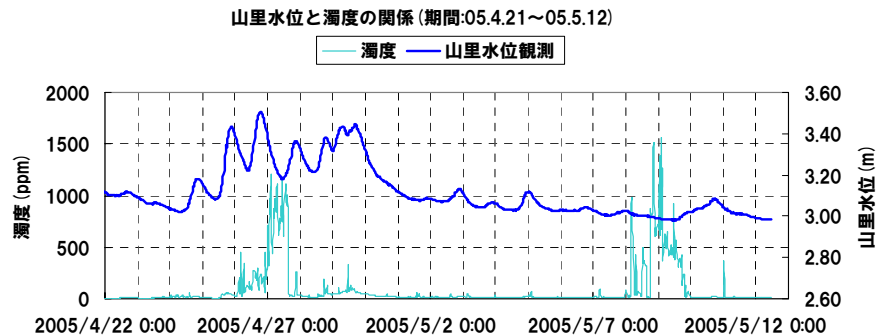


図-20 藻琴川山里流量観測所における水位と濁度

る。融雪の最盛期は4月25日頃から5月1日の1週間程度であり、その期間で濁度が急激に増加していることが分かる。その一方で5月8日から9日にかけて流量は減少しているのにも拘らず濁度が急増する現象が観測されている。この原因について藻琴川流域の土砂動態シミュレーションモデルの結果がこの現象を解明するまでに至っていないので、今後の課題としたい。

最後に、藻琴湖における湖沼環境を保全するためには、定期的かつ連続的な観測により藻琴湖内の塩分濃度、流動の挙動を把握するとともに、藻琴川流域から流入してくる浮遊土砂海面上昇に伴う湖沼環境への影響を検討し、その対策を考える必要がある。

**謝辞：**本研究の湖内流況観測に用いたADCPは(株)SEAから借用し、その他の観測機器等も(株)アルファ水工コンサルタンツ河川環境室、(株)北開水工コンサルタント各位にご支援をいただいた。記して謝意を表す。

## 参考文献

- 1) 日本海洋データセンター (J-DOSS) : 潮汐データ URL: [http://www.jodc.go.jp/service\\_j.htm](http://www.jodc.go.jp/service_j.htm)
- 2) 早川博 : 海跡湖に注ぐ河川流域の土砂動態に関する研究, (財)北海道河川防災研究センター・研究所紀要, XVI, pp.147-158, 2005.
- 3) 気象庁 : 気象観測(電子閲覧室)
- 4) HEC-RAS User's Manual, Hydrologic Engineering Center, US Army Corps of Engineers, 2002.
- 5) 近藤俊郎 : 海面上昇に伴う感潮狭口の流積変化予測, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp.868-872, 1990.