

風蓮湖の海水交流について

萩野 静也* 林 忠志** 大須賀公郎***

目 次

1. ま え が き
 2. 調査およびその解析方法
 3. 調査結果およびその考察
 4. 簡易モデルによる海水交流の解析
 5. あ と が き
- 参 考 文 献

1. ま え が き

風蓮湖は根室湾のほぼ中央部に位置し、周囲 64.5 km、面積約 50.4 km² の東西に細長い閉鎖性の内湾である(図-1 参照)。この湖は元海浜であった所が沈降し、その後砂州が発達して生れた湖で、東と西の二つの湖盆からなる。湖口は東の湖盆のほぼ中央部にあり、平均水深 5.4 m、通水断面積 2,300 m² である。この湖口のほかに湖の東端にも小さい開口部を有するが、この開口部は通水断面積が小さいため、湖内の海水交流にはほとんど影響を与えていない。湖内の水深は湖口付近の幅 300 m 位のみお筋で 6~11 m、東西の湖盆を結ぶ水道部で最大 5.1 m (平均水深 2.4 m)、湖奥のみお筋で 4~5 m である。これらのみお筋を除いた水域は深い所でもほとんど 1~2 m で、アマモ類が密生し、干潮時には大部分干あがる。

湖内の夏期の水温は湖口域で低く、湖奥にいくに従い高くなる。一方ヤウシベツ川、風蓮川、別当賀川などの小河川が湖内に流入しているため、塩分は湖口部で高く、湖奥部にかけて漸減している。底質は湖口およびみお筋付近が粗砂であるほかは大部分腐植性の泥質である。この湖の栄養塩類はほかの湖に比べ必ずしも多いとはいえず、生産力の小さい湖である。

湖内の水産資源は汽水性のシジミを除いてすべて海産性で、その主なものはしろざけ、わかさぎ、にしん、ちか、こまい、ほっかいえび、あさりなどである。総漁獲量は昭和 52 年度で 487 ton、生産金額 119 百万円で、このうち大部分は魚類生産である。

前述のとおり風蓮湖は浅い閉鎖性の内湾で、外海水との海水交流・交換は不活発で、その水産的利用度は低

い。このため、北海道開発局は 54 年度からこの地区の漁場生産環境等の調査と合わせて、最近の水産増養殖技術および漁場造成技術の導入をはかり、風蓮湖の水産資源の増産を推進しようとしている。そのために現在の風蓮湖に関する海水交流・交換、すなわち現在の湖口水路を通して一潮汐間に流出入する水量、湖内の流れ環境、水温分布、塩分分布などを明らかにし、さらに風蓮湖の生産性を向上させるための可能な漁場開発方式について検討する必要がある。

著者らは昭和 54 年 6 月に風蓮湖内で行われた潮汐、潮流、水温、塩分および河川流拡散調査データを整理、解析し、それをもとに湖内の潮汐、流況を推算する簡易モデルを作製した。さらにそのモデルを用い現在の水理現象および湖奥開削後の海水交流を推定した。その結果、これまでほとんど調べられていなかった湖内の水理についていくつかの結果が得られたので報告する。

2. 調査およびその解析方法

風蓮湖内の漁場環境を明らかにするために、昭和 54 年 6 月に図-1 に示す地点で調査を行った。調査は北海道水産資源技術開発協会が担当し、調査の方法は次のとおりである。

① 流向・流速調査

流出入流速と潮位との関係を明らかにするために、6 月 14 日 13 時から 15 日 14 時まで CM-2 型流速計を用いて測流を行った。調査地点は図-1 の黒丸印(●)の 2 地点(湖口、走古丹水道部)で、鉛直方向には水面直下 0.2 m から 1 m 間隔に海底まで行った。この流速調査と同時に同地点で水温、塩分調査を行った。

② 潮位観測

湖内の潮汐特性を明らかにするために、6 月 14 日 10 時から 15 日 14 時までリシャル検潮儀および検潮柱を用いて潮位観測を行った。調査地点は図-1 の三角印(▲)の 4 点(風蓮湖湖口内外、走古丹、湖奥)で 1 時間間隔で検潮を行った。

③ 水温・塩分調査

風蓮湖内の水温・塩分調査は 6 月 9 日と 10 日にヤウシベツ川および風蓮川河口域、風蓮湖口水域 41 点でサ

*水産土木研究室長 **同室主任研究員 ***同室員

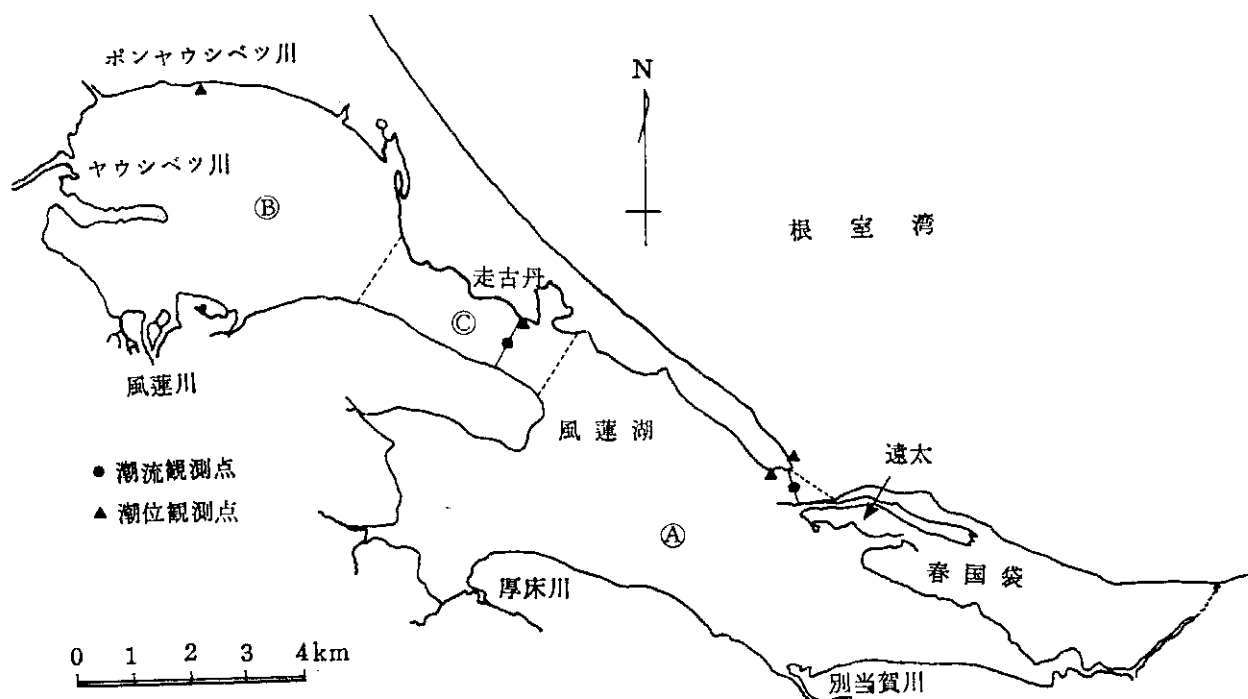


図-1 風蓮湖および調査地点

ーミスタ水温計およびMC-5型塩分計を用いて行った。この調査と同時に風蓮湖に流入する各河川の流量観測も行った。

このほかに昭和54年6月に建設省国土地理院が走古丹で実施した検潮記録および釧路開発建設部根室港建設事業所が実施している根室港の検潮記録を使った。

次にそれらのデータの整理、解析方法について述べる。

① 潮汐データ

湖内4点の観測期間一昼夜程度の潮汐データ(6月14日～15日)は次の作業手順で解析を行った。

- (i) 潮位観測値の潮候曲線を描く。
- (ii) その潮候曲線の周期を調べる。
- (iii) 調和分解に必要なデータを潮候曲線より読取る。周期が24時間ならば毎時のデータを、周期が25時間ならば30分ごとのデータを読取る。

(iv) 調和分解の計算を行う。調和分解の方法は潮候曲線を三角級数の和で近似的に置き換えて、通常のフーリエ係数(調和常数)を求める方法で行う。

(v) 調和常数を表にする。

根室港、走古丹の15日間連続観測潮汐データは次の方法で解析した。

- (i) 15日間の毎時のデータを読取る。
- (ii) ダーウィン法により調和分解の計算を行う。調和分解法は基本的に前述の一昼夜程度の解析と同じであるが、ダーウィン法は毎時の潮汐データより各分潮を分離し、その分離した分潮について調和分解を行う方法で

ある。

(iii) 各分潮の調和常数を表にする。

(iv) 調和常数を使い大潮差、小潮差、平均高潮間隙などの計算を行う。

② 潮流データ

潮流データは次の手順で解析を行った。

- (i) 測得した潮流データを東西、南北成分に分ける。
- (ii) 水深方向の平均流速を計算する。
- (iii) 各成分ごとに平均流速のグラフを書く。
- (iv) 以下、観測期間が一昼夜程度の潮汐データと同じ解析方法で、調和分解の計算をする。

(v) 各成分ごとに恒流、日周潮流、半日周潮流の調和常数を表にする。

(vi) 各成分を合成し、日周潮流、半日周潮流ごとに潮流楕円を描く。

3. 調査結果およびその考察

(1) 潮 汐

風蓮湖内の潮位観測結果を図-2に示す。観測は大潮時で、日潮不等が顕著である。最大潮差は湖口外海側で120 cm、走古丹で98 cm、湖奥で71 cmであり、湖口部の潮差を1とした場合、走古丹、湖奥の潮差はそれぞれ0.82、0.59となる。一方、湖口部に対する最大の位相遅れは走古丹で約2時間、湖奥で約3.5時間である。また潮候曲線は湖奥にいくに従い次第に変形している。これは風蓮湖の水深が浅いためである。

さらに風蓮湖の潮汐特性を明確にするために、潮汐の調和分解を行った。その結果は表-1のとおりである。これより、この時期は日周潮と半日周潮の振幅はほぼ同じで、湖口外海側で35 cm、湖内側で33~35 cm、走古丹で27~29 cm、湖奥で20 cmであった。

湖口からの距離と潮汐振幅の関係を調べたのが図-3である。同図に示すように、振幅は湖口からの距離の増加とともにほぼ直線的に減少する。一方、位相差と湖口からの距離の関係は図-4である。この図より位相差は距離の増加とともにほぼ直線的に増加し、その増加の割合は日周潮の方が大きい。そして外海との位相差は湖奥で約3.5時間である。

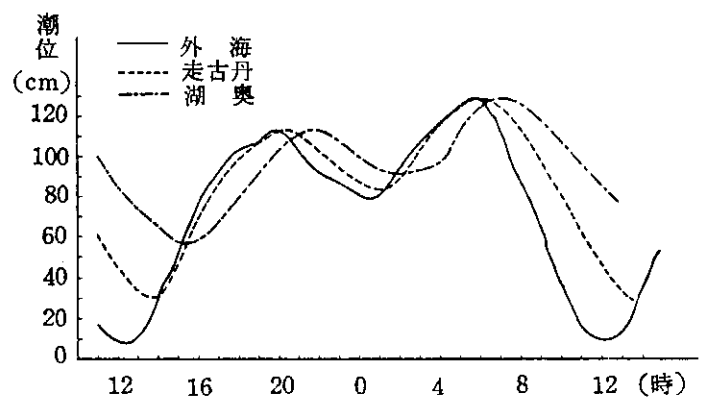


図-2 風蓮湖内の潮候曲線 (6月14日~6月15日)

表-1 湖内潮汐の調和常数

検潮場所		湖口外海側	湖口湖内側	走古丹	湖奥
日周潮	振 幅 (cm)	35.0	33.3	26.7	20.2
	位 相 角 (°)	208.4	213.0	229.1	262.5
半日周潮	振 幅 (cm)	35.4	34.5	29.0	20.3
	位 相 角 (°)	215.0	219.0	242.4	291.7
1/4 日周潮	振 幅 (cm)	1.2	1.6	2.5	1.5
	位 相 角 (°)	265.9	270.0	336.6	97.8

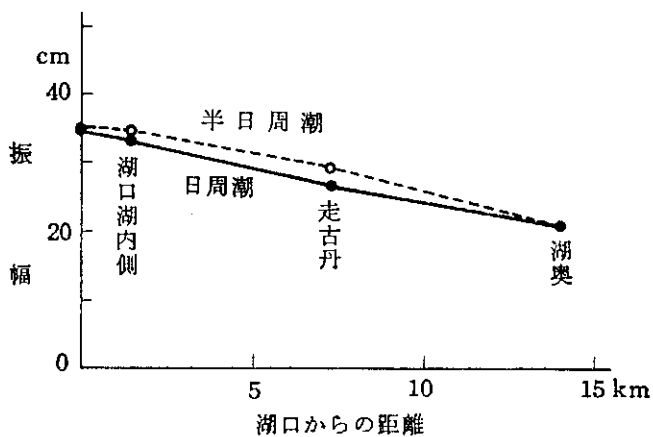


図-3 潮汐振幅の距離的变化

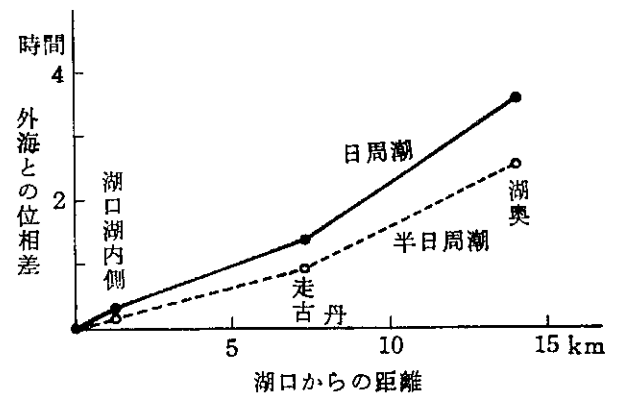


図-4 位相差の距離的变化

次に走古丹と根室港の昭和54年6月8日から22日までの15日間の潮汐データを用い、ダーウィン法により調和分解を行った¹⁾。その結果は表-2のとおりである。この表で主要4分潮である M_2 、 S_2 、 O_1 、 K_1 分潮および MS_4 分潮以外は簡便法により求めた。また平均水面は東京湾中等潮位からの値である。この表から走古丹の半日周潮、日周潮の振幅は根室港よりいずれも小さくなっていることがわかる。走古丹と根室港の振幅の比は半日

周潮が0.78、日周潮が0.71で、表-1の走古丹と湖口外海側の振幅の比とほぼ同じである。一方、走古丹の遅角は根室港に比べいずれも大きくなっており、走古丹の位相は根室港に比べ、日周潮で約1.8時間、半日周潮で約1.5時間遅れる。表-2の調和常数より計算した根室港、走古丹の大潮差は82.2 cm、60.2 cm、小潮差は26.6 cm、24.6 cm、平均高潮間隙はそれぞれ3.6時間、4.9時間となる。

(2) 潮 流

湖口と走古丹水道部における潮流観測結果を表-3、

表-2 根室港, 走古丹の調和常数

分潮名	St 調和常数	根 室 港		走 古 丹	
		振 幅 (cm)	遅 角 (°)	振 幅 (cm)	遅 角 (°)
半 日 周 潮	K ₂	3.8	163.0	2.4	211.3
	M ₂	27.2	104.1	21.2	142.1
	N ₂	5.3	74.9	4.1	107.8
	S ₂	13.9	158.6	8.9	206.1
日 周 潮	O ₁	17.7	140.4	13.6	168.9
	Q ₁	3.4	123.1	2.6	152.7
	P ₁	7.2	172.6	5.7	199.2
	K ₁	21.9	175.2	17.1	201.6
	MS ₄	1.2	156.0	1.8	195.6
平 均 水 面		10.0 (cm)		8.1 (cm)	

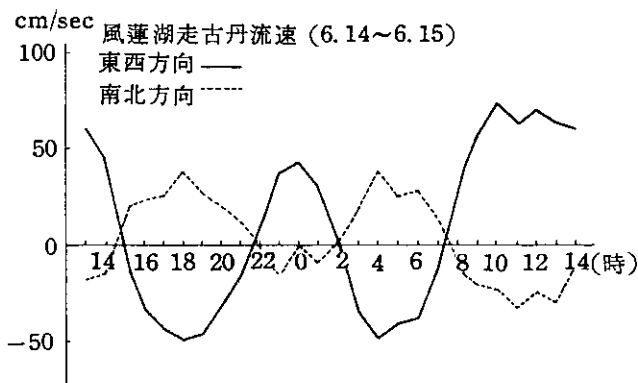
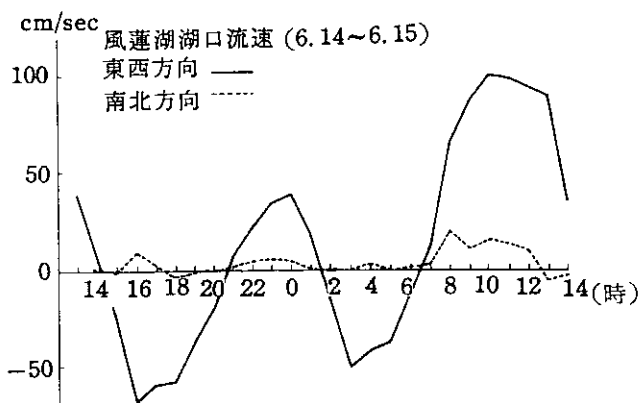
図-5に示す。図-5で実線は潮流の東西成分, 点線は南北成分で, 正の値はそれぞれ東および北の方向への流れである。したがって, 東西成分の正の値は湖内から外海へ向う流出流で, 負の値は外海から湖内へ向う流入流である。湖口部の流入最大流速は 68 cm/sec, 流出最大流速は 100 cm/sec である。一方, 走古丹の流入最大流速は 61 cm/sec, 流出最大流速は 79 cm/sec である。両地点とも流出時の流速が流入時より大きくなっている。

潮流と潮位の関係を調べてみる。湖口部の流れが転流する時刻は走古丹の潮汐のほぼ満潮, 干潮時にあたり, 最強流速は満潮と干潮のほぼ中間位の時刻に起こる。そして, 干潮から満潮にかけては流入で, 満潮から干潮にかけては流出である。走古丹の潮流と湖奥の潮汐についても同じことがいえる。

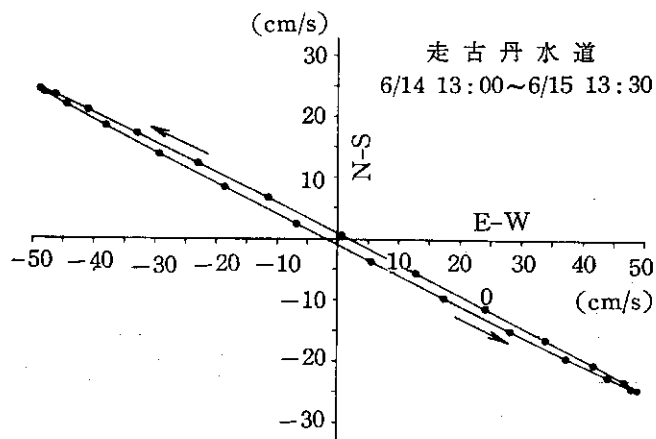
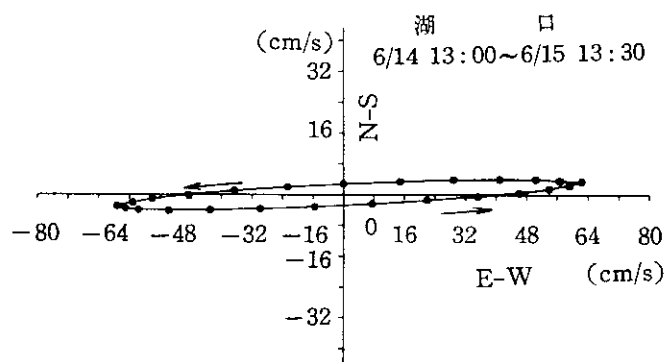
次に表-3の潮流観測結果を用いて潮流の調和分解を

表-3 湖口および走古丹の潮流観測結果 (6月14日~15日)

湖 口					走古丹				
時 刻 (時)	水 温 (°C)	塩 分 (‰)	流 速 (cm/sec)		時 刻 (時)	水 温 (°C)	塩 分 (‰)	流 速 (cm/sec)	
			N-S	E-W				N-S	E-W
13	15.3	25.5	0	38.6	13	14.8	20.8	-17.7	60.4
14	15.8	25.7	0	4.7	14	15.6	19.3	-14.6	43.8
15	15.9	25.4	- 1.0	-25.3	15:15	15.9	18.7	19.8	-13.6
16	14.1	28.0	9.2	-68.0	16	15.6	20.6	23.0	-32.8
17	12.0	30.2	2.3	-59.0	17	15.0	23.5	24.9	-43.5
18	11.3	30.8	- 3.4	-57.5	18	14.2	26.5	37.3	-48.9
19	10.8	31.0	- 0.9	-37.5	19	12.3	28.6	26.6	-46.1
20	10.8	31.0	- 0.4	-19.7	20	—	—	—	—
21	10.6	31.0	1.9	7.2	21	10.9	29.9	12.0	-16.0
22	11.0	30.8	4.1	21.5	22	11.2	29.9	- 0.1	8.9
23	11.5	30.4	5.1	33.3	23	11.2	29.6	-16.6	36.6
0	11.7	30.1	4.5	38.0	0:05	12.0	28.1	- 0.5	42.3
1	11.9	29.8	0.5	18.0	1	12.9	26.7	- 9.3	30.3
2	—	—	—	—	2	13.1	26.1	1.1	1.8
3	11.3	30.3	0	-49.9	3	13.0	26.5	18.7	-34.6
4	10.9	30.7	3.3	-41.4	4	11.3	29.3	37.8	-48.5
5	10.9	30.7	0.1	-36.8	5	10.9	29.6	25.1	-40.4
6:30	10.7	31.0	1.9	0.1	6	10.2	30.3	27.9	-37.6
7	10.8	30.9	3.2	11.7	7	10.6	30.1	13.3	-12.6
8	11.7	30.4	19.9	64.8	8:20	—	—	-14.9	38.9
9	12.6	29.8	11.1	86.7	9	11.1	29.5	-20.4	55.8
10	13.7	29.2	15.5	100.3	10	12.7	27.4	-22.9	72.7
11	14.7	28.4	13.4	98.4	11:10	14.1	25.5	-31.9	62.3
12	15.7	27.5	10.2	93.8	12	15.1	24.0	-24.5	69.3
13	15.3	26.2	- 5.0	89.2	13	16.1	22.0	-29.2	63.2
14	16.5	25.9	- 2.5	34.4	14	16.8	20.1	-10.4	60.0



図—5 潮流観測結果



図—6 潮流楕円 (半周日潮流)

表—4 潮流の調和分解の結果

風 蓮 湖 湖 口						
	E-W 成 分		N-S 成 分		潮 流 楕 円 の 長 軸	
	最大流速 (cm/s)	位 相 角 (°)	最大流速 (cm/s)	位 相 角 (°)	最大流速 (cm/s)	位 相 角 (°)
恒 流	11.3		3.8		11.9	71.4
日 周 潮 流	42.2	301.0	4.2	287.8	42.4	86
半 日 周 潮 流	59.5	277.2	4.1	234.6	59.6	87

走 古 丹 水 道 部						
	E-W 成 分		N-S 成 分		潮 流 楕 円 の 長 軸	
	最大流速 (cm/s)	位 相 角 (°)	最大流速 (cm/s)	位 相 角 (°)	最大流速 (cm/s)	位 相 角 (°)
恒 流	7.2		3.4		8.0	64.7
日 周 潮 流	30.3	318.2	14.3	137.9	33.5	115
半 日 周 潮 流	49.0	299.6	24.5	117.4	54.8	116

行った。その結果は表-4のとおりである。またこの結果を用いて湖口と走古丹の半日周潮流の潮流楕円を描いたのが図-6である。これより半日周潮流の最大流速は湖口で約 60 cm/sec、走古丹で 55 cm/sec である。半日周潮流のそれぞれの潮流楕円はほぼ水道部の軸に沿った

直線に近い楕円で、回転方向は湖口で時計まわり、走古丹で反時計まわりである。日周潮流の最大流速は半日周潮流よりいくぶん小さいが、潮流楕円の長軸の方向は半日周潮流とはほぼ同じである。

4. 簡易モデルによる海水交流の解析

(1) モデルおよび計算式

風蓮湖の海水交流特性を把握するために図-7のような簡易モデルを考える。すなわち、有効水面積 S_1 の東側の湖盆（以下これを湖盆①と呼ぶ）が湖口通水断面積 A_1 で外海と接しており、さらに湖盆①は有効水面積 S_2 の西側の湖盆（以下これを湖盆②と呼ぶ）と通水断面積 A_2 の走古丹水道で結ばれていると考える。そしてそれぞれの湖盆には流量 q_{r1} , q_{r2} の河川が流入するとした。また、新水道開削後のモデルは図-7の点線のように、通水断面積 A_3 の水道で湖盆②と外海が接続するものとする。

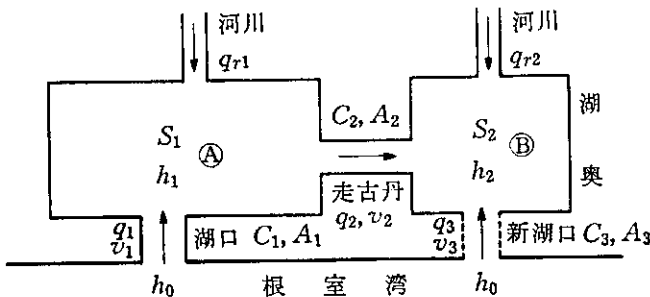


図-7 簡易モデル

風蓮湖の場合、湖が大きい割合に水深が浅いので図-2でわかるとおり湖内の水面が一様に上下していない。そこでこの計算では次式で示されるように、実際の水面積 S_n に補正係数 α_n を掛けて修正した有効水面積 S_n という考えを導入して、湖内の水面変動が一様になるように仮定した。すなわち、有効水面積を用いることにより平均的な議論として水位の低下は水道部のみで起こり、湖内の水面は一様に上下することとした。

$$Q_n = \alpha_n S_n \zeta_n = S_n \zeta_n \quad (1)$$

ここに

Q_n ; 水道部 n から一潮汐間に流出入する海水交流量

α_n ; 補正係数

S_n ; 実際の水面積

ζ_n ; 湖内潮差

S_n ; 有効水面積

このように仮定することにより(5), (6)式の連続方程式を満足することができる。この点は問題として残るので、今後現地調査および数値シミュレーションによって検討していきたい。なお、補正係数は中村ら²⁾の湖内水面に単節のセイシュが重なったとしてだした補正式も考慮し、それぞれ湖盆①で0.85, 湖盆②で0.95とした。この仮定の下で各水道での流出入流量 q は次式によって

表わされる。

$$q_1 = \pm A_1 C_1 \sqrt{2g|h_0 - h_1|} \quad (2)$$

$$q_2 = \pm A_2 C_2 \sqrt{2g|h_1 - h_2|} \quad (3)$$

$$q_3 = \pm A_3 C_3 \sqrt{2g|h_2 - h_0|} \quad (4)$$

ここに

q_1, q_2, q_3 ; 現湖口, 走古丹水道, 新湖口の流出入流量
 h_0, h_1, h_2 ; 外海, 湖盆①, ②の水位

A_1, A_2, A_3 ; 現湖口, 走古丹水道, 新湖口の通水断面積

C_1, C_2, C_3 ; 現湖口, 走古丹水道, 新湖口の流量係数
 g ; 重力加速度

湖内への流出入流量の連続方程式は、次式で与えられる。

$$S_1 \frac{dh_1}{dt} = q_1 - q_2 + q_{r1} \quad (5)$$

$$S_2 \frac{dh_2}{dt} = q_2 + q_3 + q_{r2} \quad (6)$$

ここに

S_1, S_2 ; 湖盆①, ②の有効水面積

q_{r1}, q_{r2} ; 湖盆①, ②に流入する河川流量

t ; 時間

外海水位変動は(7)式のように与える。

$$h_0 = \frac{\zeta}{2} \cos \frac{2\pi t}{T} \quad (7)$$

ここに

ζ ; 外海潮差

T ; 潮汐周期

(2)~(7)式を用いて Runge-Kutta 法により数値計算し、 h_1, h_2, q_1, q_2, q_3 の値を求めた。さらにそれらの値をもとに、湖盆①, ②の潮差 ζ_1, ζ_2 , 現湖口, 走古丹水道部, 新湖口の流速 v_1, v_2, v_3 および一潮当たりの流出入海水交流量 Q_1, Q_2, Q_3 などを求めた。なお、流速と海水交流量は次式で与えられる。

$$v_i = \frac{q_i}{A_i} \quad (8)$$

$$Q_i = \int_{t_e}^{t_e + \frac{T}{2}} q_i dt \quad (9)$$

ここに

t_e ; 転流の時刻, $i = 1, 2, 3$

(2) 計算条件

計算条件は次のとおりである。

有効水面積 湖盆① $S_1 = 2.47 \times 10^7 \text{ m}^2$

湖盆 ② $S_2=1.83 \times 10^7 \text{ m}^2$
 通水断面積 現湖口 $A_1=2.26 \times 10^3 \text{ m}^2$
 走古丹 $A_2=1.46 \times 10^3 \text{ m}^2$
 外海潮差 $\zeta=0.7 \text{ m}$
 潮汐周期 $T=12 \text{ hr}$
 河川流量 湖盆 ④ $q_{r1}=1.2 \text{ m}^3/\text{sec}$
 湖盆 ③ $q_{r2}=21.7 \text{ m}^3/\text{sec}$

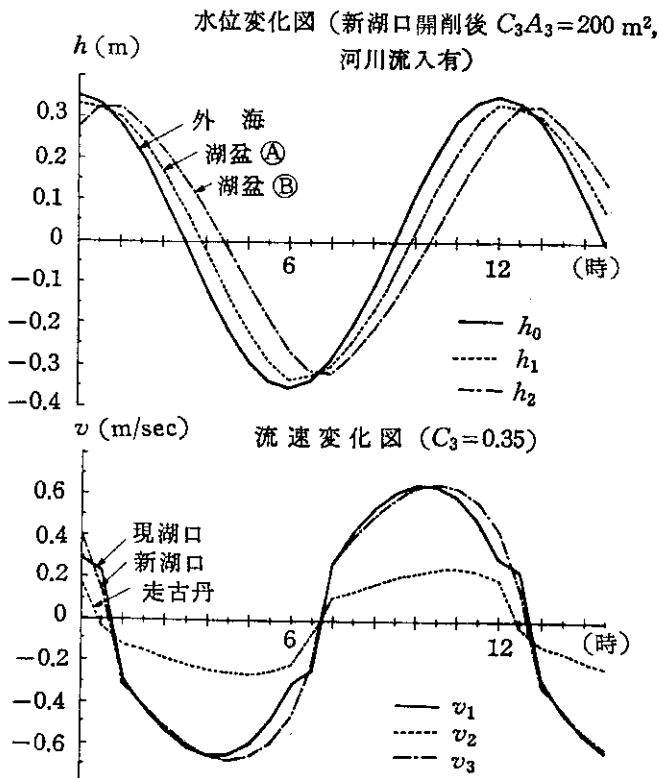
外海潮差は表-2の湖口外海側の半日周潮の値を用いた。また、現湖口、走古丹水道部の流量係数 C_1, C_2 は観測値より計算されるが、この計算ではパラメータとして取扱い、現況を再現する流量係数を採用した。

(3) 現況の計算結果

前節の計算条件の下で数値計算した結果は表-5のとおりである。また現況の水位と流速の時間的変化は図-8

表-5 現況の計算結果

		観 測 値 (半日周潮)	計 算 値
潮 差 比	ζ_1/ζ	0.91	0.909
	ζ_2/ζ	0.70	0.689
最大流速 (m/sec)	$v_{1\text{max}}$	0.60	0.689
	$v_{2\text{max}}$	0.55	0.374



のとおりである。表-5の湖盆 ④の潮差 ζ_1 は湖口湖内側と走古丹の潮差の平均値、湖盆 ③の潮差 ζ_2 は走古丹と湖奥の潮差の平均値である。外海と湖内の潮差比については観測値と計算値とはほぼ一致している。しかし、最大流速については、観測値と計算値とは一致しない。特に走古丹水道部での差が大きい。これは計算値が断面平均の最大流速であるのに対し、観測値は水路内の一点での水深平均最大流速であるためと考えられる。したがって、このモデルは、ほぼ現況を再現していると考えてよいだろう。なお、この時の流量係数は $C_1=0.5, C_2=0.18$ である。

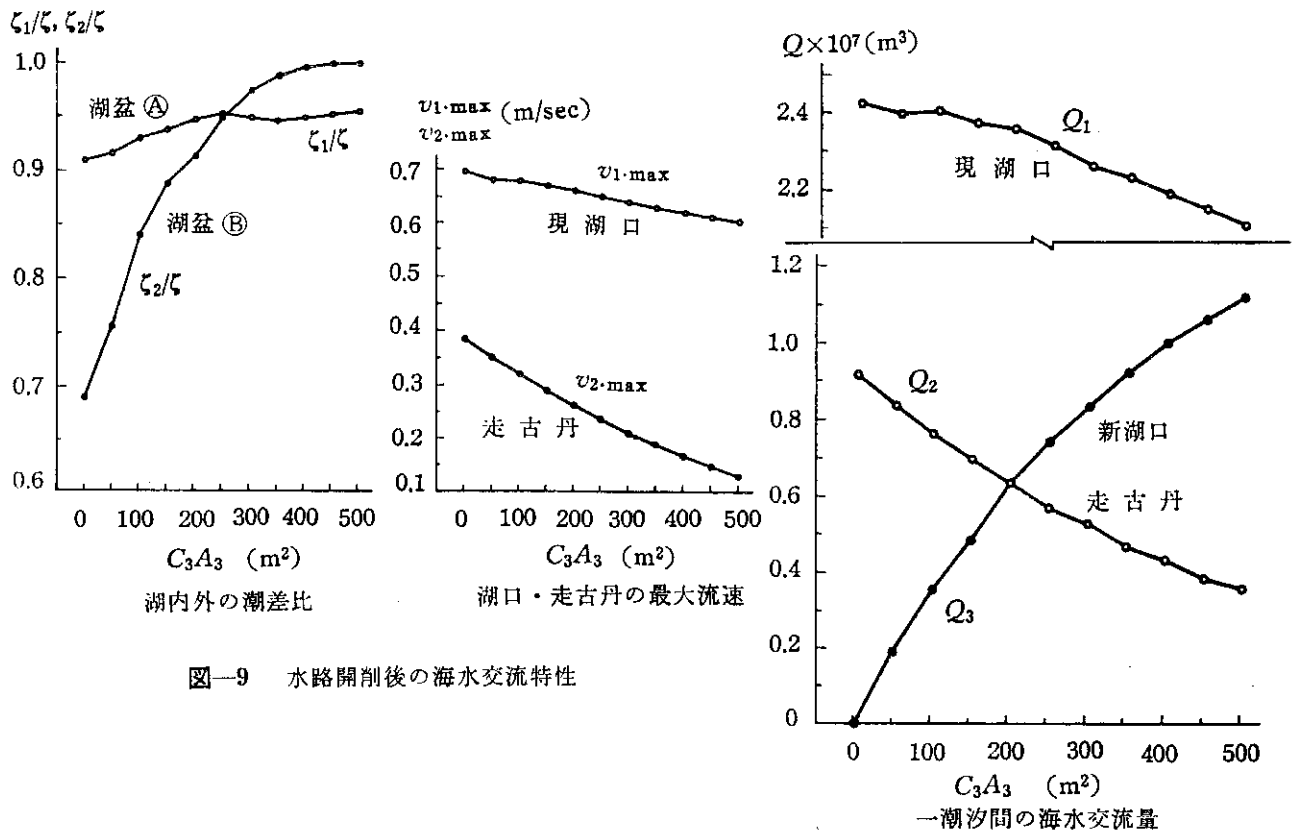
(4) 湖奥開削後の海水交流

湖奥の滞流水域の水質改善をはかるために、湖奥に新湖口を開削した場合、種々の有効通水断面積 C_3A_3 によって湖内の海水交流がどのように変化するかを調べてみる。計算方法は現況と同じで (4) 式と (6) 式の q_3 が新たに加わるだけである。新水道開削後の湖内の海水交流特性は図-9である。この図より外海と湖盆 ④の潮差比 ζ_1/ζ は C_3A_3 の増加にしたがいわずかに大きくなるが、湖盆 ③の潮差比 ζ_2/ζ は C_3A_3 が約 300 m^2 まで急激に増加し、それ以降 C_3A_3 が増加しても ζ_2/ζ はそれほど大きくなることがわかる。次に現況で約 0.7 m/sec であった現湖口の最大流速は C_3A_3 の増加にしたがい漸減する。一方、走古丹の最大流速は現況で 0.37 m/sec であったものが、 $C_3A_3=500 \text{ m}^2$ では約 0.1 m/sec までほぼ直線的に減少する。現湖口の一潮汐間の海水交流量は現況で約 $2.42 \times 10^7 \text{ m}^3$ であるが、これは C_3A_3 の増加にしたがい次第に減少し、 $C_3A_3=500 \text{ m}^2$ で約 $2.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ になる。また走古丹水道部の海水交流量は現況で約 $0.92 \times 10^7 \text{ m}^3$ であるが、これも C_3A_3 の増加とともに減少し、 $C_3A_3=500 \text{ m}^2$ で約 $0.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ に減少する。一方、新湖口の海水交流量は現湖口、走古丹とは逆に C_3A_3 の増加とともに急激に増加し、 $C_3A_3=500 \text{ m}^2$ で約 $1.15 \times 10^7 \text{ m}^3$ になる。

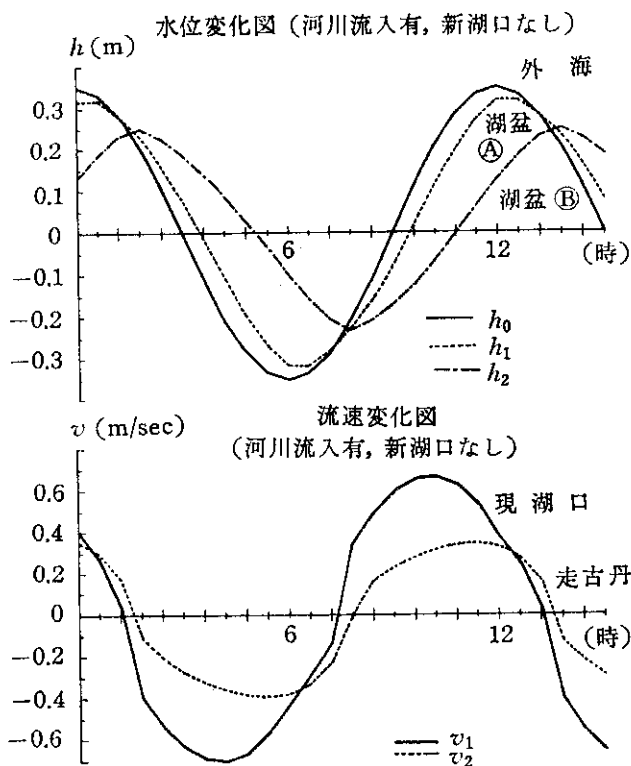
これらの図より新湖口の流量係数 C_3 が決まれば、湖奥に新湖口を開削した後の湖内の潮汐・流況などが決定できる。いま水理的な面からのみ議論すれば、最適な湖口規模は海水交流量が比較的多く、同時に湖口流速が大きくなるような規模といえる。図-9よりその湖口規模は $C_3A_3=200 \sim 300 \text{ m}^2$ と考えられる。そこで開削する水道の長さを $l=1,500 \text{ m}$ 、水深 $D=3 \text{ m}$ とすれば新湖口の流量係数 C_3 はほぼ次式によって近似できる²⁾。

$$C_3 = \left[1.4 + \frac{0.02 l}{D^{4/3}} \right]^{-1/2} \quad (10)$$

(10) 式により流量係数を計算すると $C_3=0.35$ となる。



図—9 水路開削後の海水交流特性



図—10 水路開削後の水位、流速変化

いま $C_3A_3 = 200$ m² の場合、 $A_3 = 570$ m² (幅 190 m) となり、この時の湖内の水位および流速の時間的変化は図-10 のようになる。これより湖盆 ① の水位変化は現況

とはほぼ同じであるが、湖盆 ② の潮差は大きくなり、位相の遅れも小さくなり、湖盆 ① の水位変化に近づく。また新水道の流速はほぼ現湖口の流速と一致する。

5. あとがき

この報告は、昭和 54 年 6 月に風蓮湖内で行われた潮汐、潮流などの現地データを解析し、湖内の水理現象の概要を述べた。さらにそれらのデータをもとに湖内の潮汐、潮流を推算する簡易モデルを作製し、現在の水理現象の再現および湖奥開削後の海水交流を推定した。しかし、この報告で述べた結果は風蓮湖の可能な漁場開発方式について検討するための手がかりにすぎず、まだまだ不十分である。特に今後は海水交換、漁場内の水質について議論する必要がある。そのためにはさらに現地における調査を充実させるとともに、水質・海水交換を検討する数理モデルの開発を進めていかなばならない。

最後にこの報告を取りまとめるにあたり、現地の潮汐データを提供していただいた建設省国土地理院、釧路開発建設部根室港建設事業所ならびに現地調査にあたり数々の便宜をはかって下さった根室支庁、根室市、別海町および関係漁業協同組合の皆様方に対し深甚な謝意を表する。

なお、この研究は根室湾海域総合開発調査の一部であ

ることを付記する。

参 考 文 献

- 1) 萩野静也；潮セキの調和分解，農業土木試験場技

報，第6号，p. 97~118，昭和46年3月。

- 2) 中村 充，萩野静也；海水交流に関する研究，農業土木試験場報告，第15号，p. 99~109，昭和52年3月。

*

*

*