HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	塩淡境界における懸濁物の集積機構
Author(s)	中尾, 欣四郎; 松原, 三喜; 石井, 吉之 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 42, 1-14
Issue Date	1983-10-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.42.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14100
Type	departmental bulletin paper
File Information	42_p1-14.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
Vol. 42. October, 1983, p. 1－14

塩淡境界における懸濁物の集積機構

中尾欣四郎・松原　三喜*・石井　吉之・知北　和久
北海道大学理学部地球物理学教室
（昭和58年3月19日受理）

Accumulation Mechanism of Suspended Matter on the Interface Between a Freshwater and a Saline-water Layer in a Meromictic Lake

By Kinshiro NAKAO, Mitsuki MATSUBARA*, Yoshiyuki ISHII and Kazuhisa CHIKITA
Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University
(Received March 19, 1983)

Lake Abashiri is a maritime coastal lake with the mean altitude of 0.35m above sea level. It is situated 7.2km upstream from the estuary of the River Abashiri, which discharges to the Okhotsk Sea. Its morphometric features are : 32.8km^2 in area, 16.4m in maximum depth and 6.1m in mean depth.

The salinity contents of the lake water have been increasing since around 1935, as shown by values of Cl^- in g/l of bottom water ; namely, 0.1－0.3 (1916－1927) ; 8－10 (1936－1938) ; 9.2－10 (1947－1950) ; 9－10 (1958－1960) ; 10－11.5 (1963－1967). As the lake water has become brackish increasingly, animal and plant organisms have been transformed from the freshwater to the oligosaline type year after year.

It is observed at present that the saline water of a high salinity which has intruded into the hypolimnion of this lake is stagnated in a high degree of meromictic stability during the summer.

Abundant observation data collected all the year around include the vertical profile of contents of suspended matter. It is found from them that the markedly obvious maximum contents appear at a depth of about 10m, at which an interface between a freshwater and a saline-water layer exists during the season when both layers are formed.

Let us examine the following three possibilities of physical mechanisms causing the accumulation of the suspended matter on the interface : 1) intrusion of a turbid current into the interface, 2) a rapid decrease in settling velocity of grain particles into it, 3) retention of settling particles by a shear stress which acts on it.

First, the suspended matter in the turbid current may very possibly be uplifted

*現在，出光石油開発株式会社勤務
* Now with, Idemitsu Oil Development CO., LTD. Chiyoda-ku, Tokyo, Japan.

sediments from the bottom of shallow Memanbetsu bay during a period of severe wind waves. But it becomes obvious that observed values of bulk density of turbid water from the bottom are far from attaining those of the interface water.

Secondly, the depth where the settling velocity decreases rapidly does not always coincide with that of the interface. So, it also leads to a negative judgment as a cause of the mechanism.

Thirdly, as a result of an examination of a shear stress on the interface, it is concluded clearly that the friction velocity is sufficient to keep the settling particles on the interface. In this connection, it is often pointed out that a thermocline in a fresh lake is capable of accumulating suspended matter. The same mechanism may be developed for the elucidation of the mechanism in question, because the shear stress acts on the thermocline under a turbulent layer.

I. 緒　　言

安定した成分成層を形成している汽水湖の網走湖では，塩淡境界に顕著な懸濁物の集積が見られる．この様な現象は汽水湖の成分躍層のみならず，しばしば，淡水湖の水温躍層にも程度の差はあるが観測されている（中尾ら，1978）．

筆者らは，これまで，塩淡境界への懸濁物の集積について，次の3つの物理的要因を検討した．それは，1）塩淡境界層への乱泥流の貫入，2）粒子沈降速度の境界層での急変，3）境界面における摩擦応力による沈降粒子の保持である．

夏季に，安定した塩淡境界を持つ網走湖は上記の集積機構を探るには最適の湖であった．

II. 水温，電気伝導度，消散係数の分布

網走川は網走湖の南西から流入し，北東に流出する．湖は河に沿って，北東方向に長く延び，川が低地に胚らんだ湖盆形状を成している．また，湖からの流出河川は7.2 kmの河道を経てオホーツク海に注いでいる．湖の深度は等深図（Fig. 1）に見られる如く，流出口に向って急激に浅くなり，流出口付近で水深は約1.5 mである．この浅部は網走川を通じて遡上する海水に対して敷居の役割を果すが，一旦，渇水期に大潮で湖に入った海水は，深部に永く停滞し安定な密度成層を形成している．

然し，現在の如く，網走湖の深部に高塩水が安定して存在し始めたのは比較的近年である．湊ら(1955)，黒萩(1970)によれば，深層水のCl^-濃度は1916～1927年，0.1～0.3 g/l，1936～1938年，8～10 g/l，1947～1950年，9.2～10.1 g/l，1958～1960年，9.0～10 g/l，1963～1967年には，10～11.5 g/lとなり，原因は不明であるが，1935年頃を境に急激に塩分濃度が増加している．

湖の流入口から流出口まで湖の中央軸に沿った水温，電気伝導度，消散係数の夏季（1980年7月）および冬季（1981年3月）の分布を，Fig. 2, 3にそれぞれ示した．なお，電気伝導度とCl^-濃度との関係はFig. 4に示した如く良い相関が認められるので，塩分濃度分布の指標として測定の容易な電気伝導度によった．また，懸濁物濃度の指標としては消散係数によった．懸濁物濃度

Table 1. Morphometric parameters of Lake Abashiri

Area	32.8km^2
Maximum depth	16.4m
Mean depth	6.1m
Length	12.0km
Maximum breadth	4.0km
Development of shore line	2.18
Altitude	0.35m

と消散係数との関係は Fig. 5 に示した如く，かなりのばらつきがある．恐らく，懸濁物が光学的特性を異にする不定形の種々の粒子の集合であるためであろう．懸濁物濃度の測定は 0.45 μ のミリポアフィルター (HAWP47mm 径) で吸引濾過を行った．なお，濾過水は 1979 年 7 月の採水は 1 l，1981 年 10 月は 0.2 l を使った．

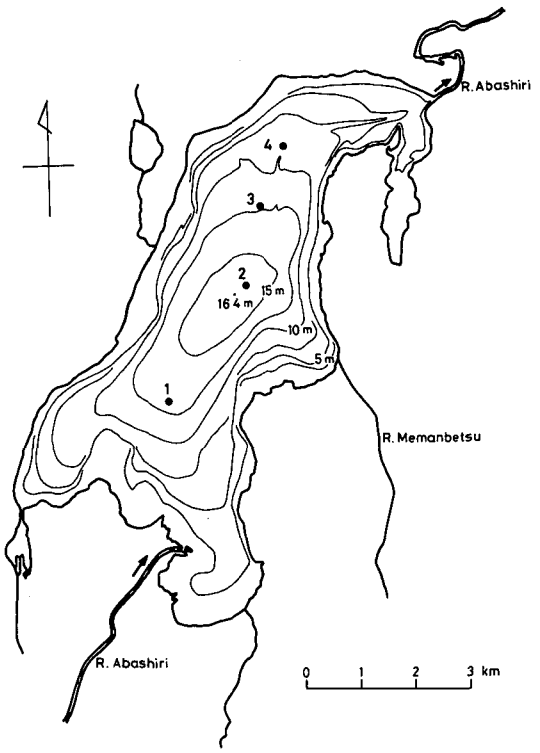

Fig. 1. Outline and bathymetric map of Lake Abashiri. Water depth in meters is contoured with fine lines and solid circles indicate measuring sites of temperature, electric conductivity and extinction coefficient.

1．夏季の分布

この時期，表水層の水温は約 20℃で，水温躍層の中心深度は，ほぼ，10 m で約 6 ℃の深水層へと急激に変化している．水温躍層の水温鉛直傾度は 1 m につき平均 4 ℃と極めて大きく，深水層の高塩水の存在が安定度を増大させた結果である．

塩分濃度の分布を電気伝導度で見ると，水温躍層と同様に，10 m を境に急激に増大し，成分躍層を形成している．表水層では流入口の近くで，Cl^- 濃度 0.35 g/l で流出口に向いじょじょに増加し，流出河川で 0.55 g/l であった．なお，流入する網走川の値は 0.08 g/l である．底水層では，Cl^- 濃度 10.5 g/l に相当する 25.8×10^3 μmhos/cm の電導度を示した．

また，懸濁物濃度の分布を消散係数で見ると，10～12 m 深度に消散係数が 15 m^{-1} 以上(懸濁物濃度 10 mg/l 以上に相当)と，著しく懸濁物濃度が増大する層が存在し，その下層で減少する．

さらに，1979 年 8 月に調査した湖の中央軸に沿う測点 1 ～ 4 (Fig. 1) の垂直分布を Fig. 6 に示した．この時，使用した電気伝導度計は以後の測定で使用した測器に比べ，高塩分領域の精度で劣るが，10 m 以上の水深の測点では，塩淡境界に著しい懸濁物濃度の極大が見られるが，水深が 10 m 程度に浅くなった処では，懸濁物濃度は湖底で最大になる．

夏季，網走湖では，水深 10 m を中心に安定した水温躍層および成分躍層が形成され，上層の淡

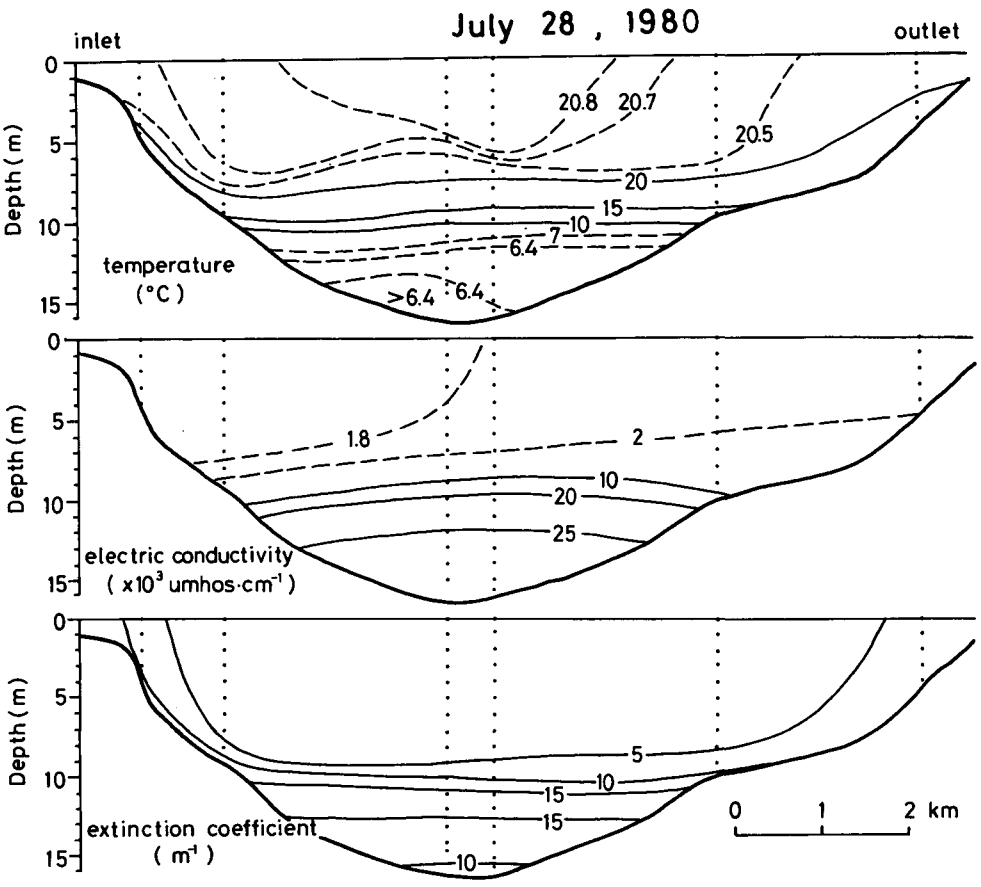

Fig. 2. Vertical profiles of temperature, electric conductivity and extinction coefficient on the cross section along central line in Lake Abashiri (July 28, 1980).

水層と下層の塩水層とを境する明瞭な塩淡境界層が存在することが，1979年以来の数度の調査で確かめられている．また，懸濁物濃度はこの境界層の下面において極大を示している．

2．冬季結氷下の分布

湖が結氷状態にある1981年3月18～19日に，氷厚41～45 cmの氷を割って，水温，電気伝導度，消散係数を測定した．この時期，網走川は融雪期直前にあたり，冬季の最渇水期である．従って，湖からの河川流出量も少く，7.2 kmの河道を通じての活発な海水遡上が予想される．

このため，底層水の塩分濃度は夏季に較べて高く，電気伝導度，$41.4\times10^3\,\mu$ mhos/cm (Cl^- 濃度 16.9 g/l に相当）を示すが，拡散が大きく，明瞭な塩淡境界は存在しない．

一般に，結氷した湖沼は，風波による擾乱が少く，極微細懸濁粒子をも沈降させる．消散係数は全般に，夏季に比べて値は小さく，湖水は澄んでいる．なお，塩淡境界の不在を反映し，中層に懸濁物濃度の顕著な増大は認められない．然し，底層水に海水が網走川を遡上する際に，連行して来たと考えられる消散係数 10 m^{-1} の水塊が存在する．

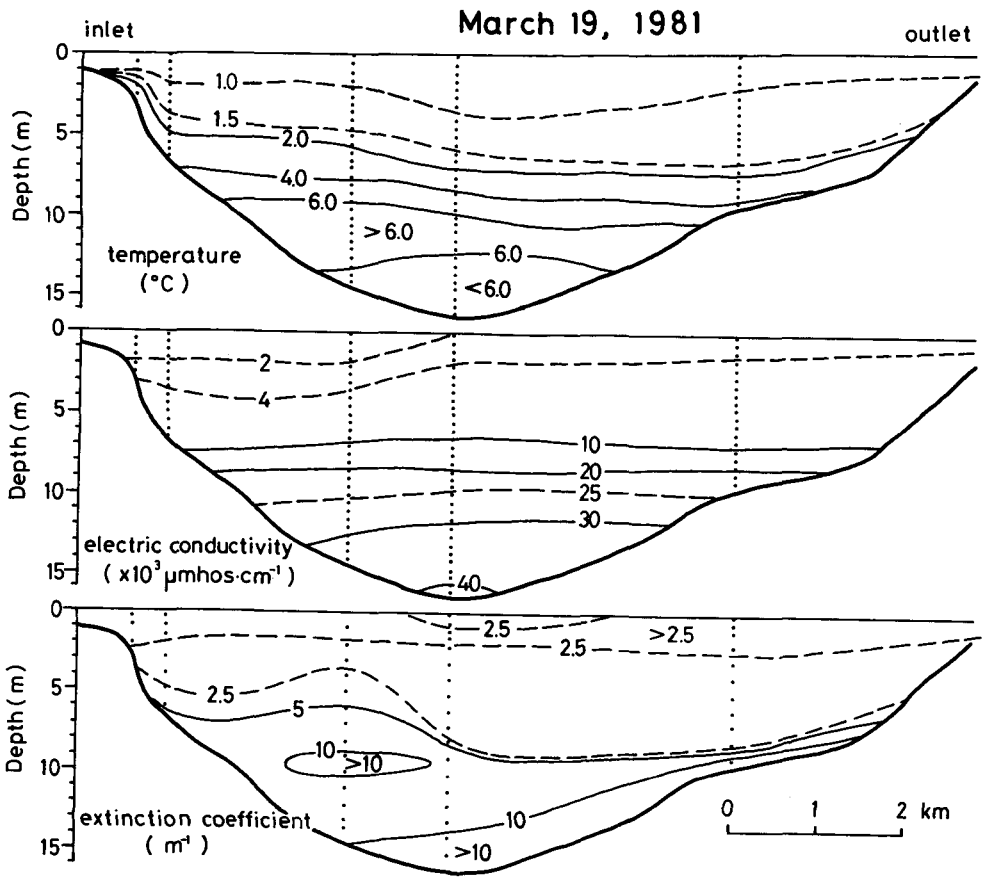

Fig. 3. Vertical profiles of temperature, electric conductivity and extinction coefficient on the cross section along central line in Lake Abashiri (March 19, 1981).

3．湖心部における垂直分布

夏季および冬季の塩淡二層構造の差異をさらに明確にするため，1979年以来行って来た湖心での水温，電気伝導度，消散係数の垂直分布をFig. 7に示した．夏季の7，8月は，1979，80年の両年とも約10 m深度に，水温および塩分の顕著な躍層とともに，急激な懸濁物濃度の極大が認められる．また，1981年10月末の測定では，ほとんど，温度躍層は消失しているが，顕著な成分躍層が存在し，10 m深の塩淡境界に懸濁物濃度の極大が認められる．

一方，網走湖が全面結氷している融雪期直前の3月には，底層水の塩分濃度は17g/lと夏季の約10 g/lに比べて高く，また，成分躍層は形成されず，拡散状態にある．また，懸濁物濃度の極大も認められず，むしろ，湖底付近にやや増大傾向が見られる．河川が一年中で最も渇水流量となるこの時期，海水遡上が頻繁に起るため顕著な二層構造は形成されず，また，湖底近くの懸濁物の増大は遡上途中底質を連行懸濁したと考えられる．

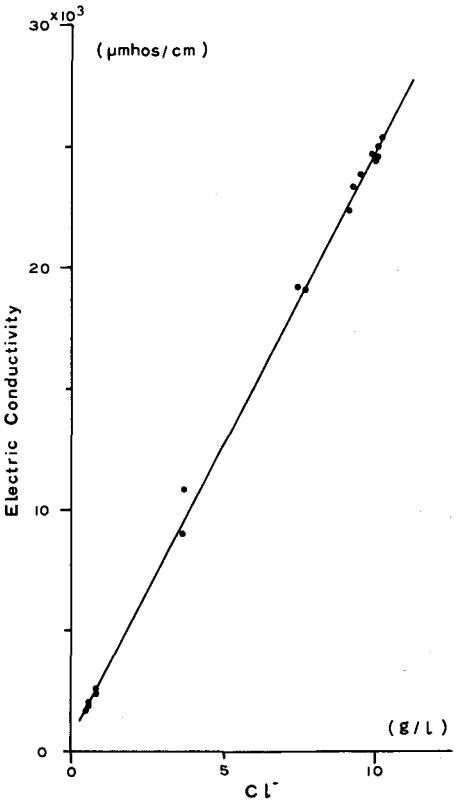

Fig. 4. Relation between Cl^- content and electric conductivity.

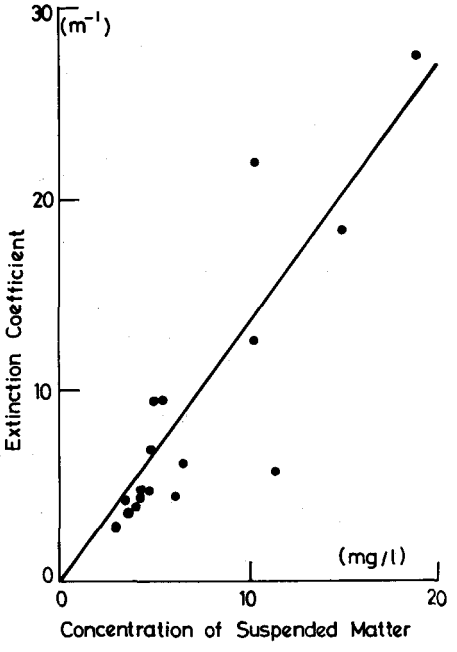

Fig. 5. Relation between concentration of suspended matter and extinction coefficient.

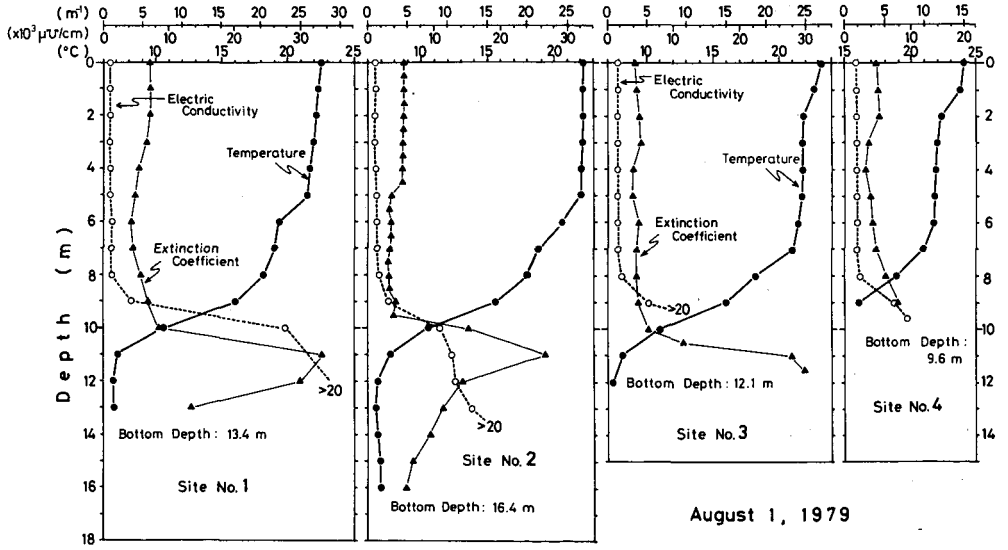

Fig. 6. Vertical profiles of temperature, electric conductivity and extinction coefficient at sites of No. 1– 4 (August 1, 1979).

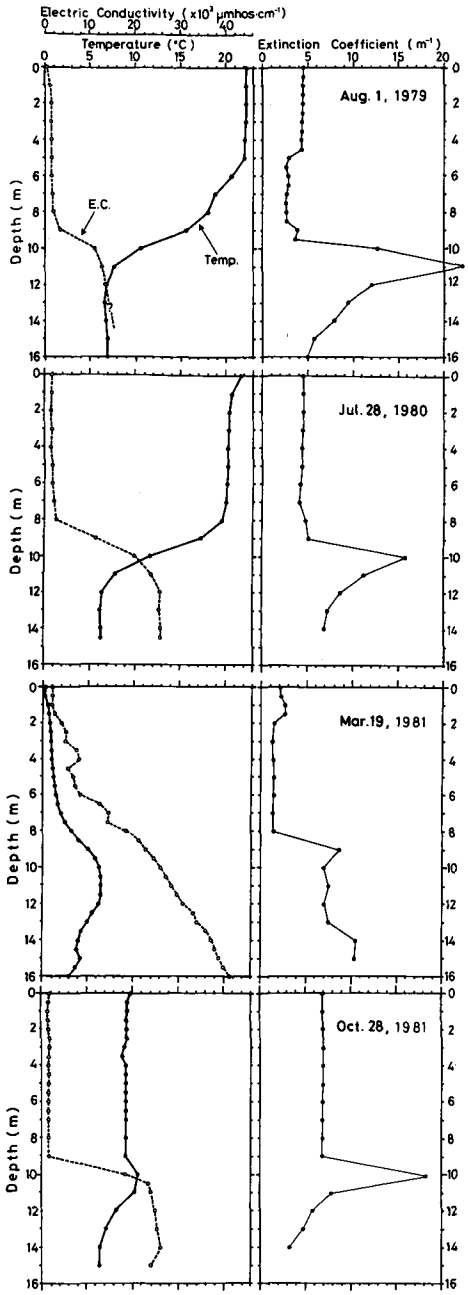

Fig. 7. Vertical profiles of temperature, electric conductivity and extinction coefficient at site of maximum depth measured on August 1, 1979, July 28, 1980, March 19, 1981, October 28, 1981.

III. 塩淡境界における懸濁物の性状

これまでの調査で，夏季に形成された約 10 m深の塩淡境界には著しい懸濁物濃度の極大が見られる．この懸濁物の集積する機構を考察する前に，懸濁物の物性を調べることにする．1981 年 10 月について，懸濁物濃度（S. S.）と電気炉で灼熱後の懸濁物濃度（S. S.−I. L.）との垂直分布を Fig. 8 に示した．境界層での灼熱減量（I. L.）が大きく，ここでの有機質懸濁物の占める割合が大きいことを予想させる．

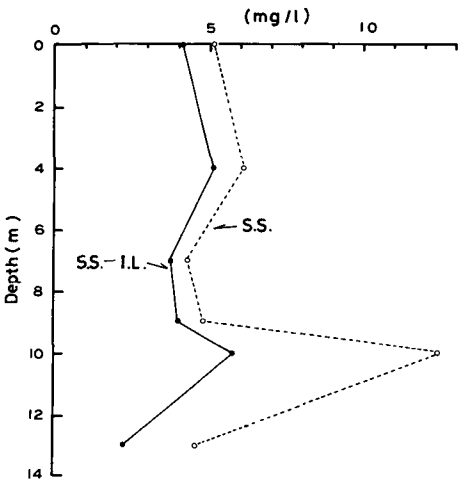

Fig. 8. Vertical profiles on concentration of suspended matter (S.S.) and inorganic matter (S. S.−ignition loss (I. L.)) on October 28, 1981.

1．懸濁物粒子の粒径分布

懸濁物の極大が見られた 10 m深で採取した水を光透過式粒度分析器により，粒径分布を測定するが，試水をそのまま分析するには懸濁物濃度が希薄過ぎる．このため試水を 0.45 μ のミリポァフィルターで濾過し，超音波洗浄器で水中に再び懸濁させ，適当な濃度の試水を作った．分析器は粗粒子については自然沈降，細粒子では遠心分離を併用する方式であ

Table 2. Parameters on grain-size distributions of suspended matter at site of maximum depth in phi scale

Sampling date	Sampling depth(m)	ϕ_{16}	ϕ_{50}	ϕ_{84}	Mϕ	σ_ϕ	Granulometric analyzer
July 1979	10	6.1	7.0	8.7	7.4(5.9μ)	1.3	Light Transmissometer
Oct. 1981	10	6.7	8.7	11.3	9.0(2.0)	2.3	〃
Oct. 1981	10	7.0	8.1	8.6	7.8(4.5)	0.8	Coulter Counter
Oct. 1981	13	7.3	8.4	8.7	8.0(3.9)	0.7	〃

る．粒度分析の結果はTable 2 に示した．分布特性は，平均粒径；$M\phi=\frac{1}{2}(\phi_{16}+\phi_{84})$，中央粒径；$Md\phi=\phi_{50}$，分散度；$\sigma_\phi=\frac{1}{2}(\phi_{84}-\phi_{16})$ で求め，ϕ_m は累加値m%の phi scale(ϕ) の粒径である．1979年7月の平均粒径5.9μ（7.4ϕ）に比べ，1981年10月は，2.0μ（9.0ϕ）と，かなり細粒となり，淘汰も悪い．年は異るが，夏から秋にかけて細粒化の傾向が示される．然し，この様な光透過法による分析では，濾過したフィルター上の懸濁物を超音波にかけて，水に戻す手順を経るため，凝集粒子を破壊した可能性が残る．

そこで，1981年10月，最深点で採取した試水について，比較的低い懸濁物濃度でも粒度分析が可能である北海道大学水産学部北洋水産研究施設の Coulter Counter 粒度分析器により，再度，粒度分析を実施した．試水は0.3lで，採取直後に，プランクトン活動を抑えるため，約1%になる様にクロロホルムを添加した．

10 m深の懸濁粒子の平均粒径は Coulter Counter 法によれば4.5μとなり，光透過法では，試水作成の段階で凝集粒子が破壊され，細粒化したと考えられる．

2．懸濁物の鉱物同定

1981年10月に採水した最深点における4 mおよび10 m水深の試水をミリポアフィルターで濾過し，その懸濁物粒子について，X線回折による鉱物同定を行った．X線回折装置は東京理学電機製，Geigerflex D−9C で，東海大学札幌校舎・石井研究室の装置を使用させていただいた．

その結果，4 m深については，Quartz が強く，次いで，Illite, Halloysite，さらに，Gmelinite の存在も認められる．また，10 m深では，Sulfer の反応が顕著で，次いで，Quartz，さらに，Talc の存在が認められる．

網走湖流域は屈斜路火山に起因する石英安山岩質の軽石や Tuff が支配的で，Qurtz はこれに由来する．4 m深に存在する Illite, Halloysite についても，石英安山岩に由来すると考えられるが，然し，これらの粘土鉱物は10 m深には認められない．Illite, Halloysite の凝集作用は，塩分濃度に敏感で，Cl^- 濃度2 g/lで急に凝集作用が増大することが知られている．

網走湖の淡水層では Cl^- 濃度は0.5 g/l程度であるが，約10 mの境界層では，Cl^- 濃度は7～8 g/lとなり，これらの粘土鉱物粒子は境界層で凝集し，大粒子となり急速に沈降したと考えられる．

また，10 m深の Sulfer は水中に溶解した硫化水素が，境界層に於て溶存酸素を含む表層水と接触するか，あるいは濾過中に空気中の酸素と反応して析出したものと考えられる．

網走湖の底層水は無酸素状態にあり，多量の硫化水素が含まれる．なお，Talc は農薬の増量剤に使われる滑石粉に由来する可能性が強い．

IV. 懸濁物粒子の集積機構

これまで，10 m深の塩淡境界に於て，夏季，懸濁物濃度の著しい極大が安定して存在することが明らかになった．然し，この深度における溶存酸素は極めて少なく，生物活動の特に活発な層とは考え難く，次の3つの物理的集積機構を検討する．

1．塩淡境界への乱泥流貫入の可能性

網走湖の南端，網走川流入口付近の2.5 m以浅の女満別内湾では，強い波浪によって底質の巻き上げがよく見られる．塩淡境界層の懸濁物濃度を増大させる一因として，内湾で巻き上げられた濁水が乱泥流として境界層へ貫入する場合が考えられる．

そこで，濁水の境界層への貫入の可能性を検討することにする．湖心部において，懸濁物濃度の極大を示す10 m深の密度は1.0105 g/cm³である．1979年8月2日，これまでの調査中で最強の風波により，内湾に底質の著しい巻き上げが起り，懸濁物濃度は最大50 mg/lに達した．この時の湖水の bulk density ρ_fは次式で求められる．

$$\rho_f=(1-C\cdot10^{-6}/\rho_s)\rho_{f\theta}+C\cdot10^{-6}, \tag{1}$$

ここで，C：懸濁物濃度 (mg/l)，ρ_s：懸濁粒子密度 (g/cm³)，$\rho_{f\theta}$：θ ℃の流体密度 (g/cm³)．

底質巻き上げ時の内湾の状態として，C＝50 mg/l，ρ_s＝2.5 g/cm³として，10 m深の水温11.7 ℃を与えると，ρ_f＝0.9996 g/cm³となる．従って，この密度では10 m深の境界層への直接的濁水貫入は起り難く，著しい懸濁物濃度の極大を説明することは出来ない．逆に，境界層への貫入が起るためには，C＝1.8×10^4 mg/l程度の高濁水となり，網走湖では融雪洪水を別にすれば，考え難い．

2．粒子沈降速度に起因する懸濁物の集積

定常的な粒子沈降が起っているとき，ある水層間で沈降速度が減少すると，この深度の水層に懸濁物粒子の集積が起ることになる．

水中における粒子沈降速度wは，Gibbs et al. (1971) によれば，0.1 μから6 mm直径の粒子に広く適用される次式で求められる．

$$w=\frac{-3\eta+\sqrt{9\eta^2+gr^2\rho_f(\rho_s-\rho_f)(0.015476+0.19841r)}}{\rho_f(0.011607+0.14881r)}, \tag{2}$$

ここで，η：流体の粘性係数 (Poise)，g：重力加速度 (cm/sec²)，r：粒子半径 (cm)，ρ_f：流体密度 (g/cm³)，ρ_s：粒子密度 (g/cm³)．

なお，g＝980 cm/sec²，ρ_s＝2.5 g/cm³を与えた．また，流体の粘性係数は，海水の場合，水

温および塩分濃度によって決り，Krümmel (1907) によれば次式で示される．

$$\eta=\eta_0/(1+\alpha\theta+\beta\theta^2), \tag{3}$$

η_0：0℃における粘性係数，α，β：それぞれ塩分濃度で変化する常数，θ：水温．

Miyake & Koizumi (1948) は実験的に，η_0，α，β の値を定め，温度と塩分濃度を変数とする粘性係数の算出表を提出しているので，この表によって粘性係数を求めた．

また，海水の密度は水温，塩分，水圧の関数である．ここでは，水圧の効果を無視し，σ を，

$$\sigma=(\rho_f-1)\times10^3, \tag{4}$$

と定義する．σ_θ を θ℃における σ とすると，

$$\sigma_\theta=\sum_\theta+(\sigma_0+0.31324)[1-A_\theta+B_\theta(\sigma_0-0.1324)], \tag{5}$$

塩分濃度 Cl (‰) と σ_0 との間には次の関係がある．

$$\sigma_0=-0.069+1.4708\,Cl-0.001570\,Cl^2+0.0000398\,Cl^3, \tag{6}$$

また，$\sum_\theta$，A_θ，B_θ はそれぞれ温度のみの関数で，

$$\sum_\theta=-\frac{(\theta-3.98)^2}{503.570}\cdot\frac{\theta+283}{\theta+67.26},$$

$$A_\theta=\theta(4.7867-0.098185\,\theta+0.0010843\,\theta^2)\times10^{-3},$$

$$B_\theta=\theta(18.030-0.8164\,\theta+0.01667\,\theta^2)\times10^{-6}.$$

ρ_f は上記の式により，水温と塩分濃度から算出した．

この結果，粘性係数と密度の垂直分布を 1980 年 7 月の例について Fig. 9 に示した．粘性係数は表面から湖底まで，$9.75\sim15.1\times10^{-3}$ poises，流体密度は 0.999～1.015 g/cm³ 程度迄増大する．

最深点付近の 10 m 深での懸濁物粒子の平均粒径は，ほぼ，4 μ 程度である．直径 4 μ 粒子について，粘性係数，密度変化に伴う沈降速度の垂直変化を，Gibbs の式 ((2)式) から求め，Fig. 10 に示した．

粒子沈降速度の垂直分布は，成分躍

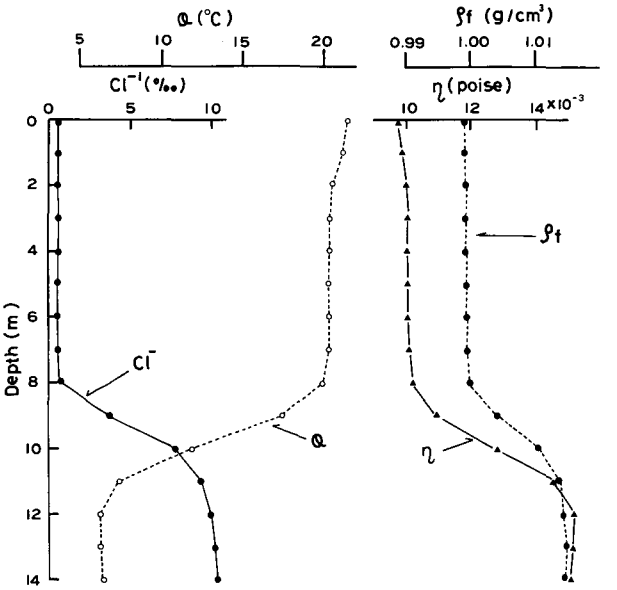

Fig. 9. Vertical profiles of fluid density and viscosity estimated from Cl^- contents and Water temperature (July 1980).

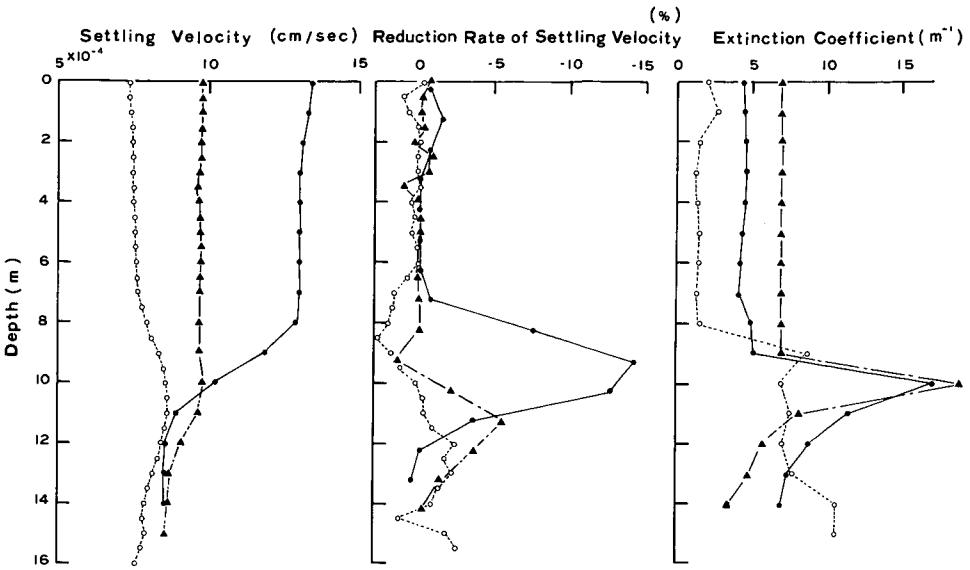

Fig. 10. Relation between reduction rate of settling velocity and extinction coefficient, solid circles (●), open circles (○) and triangular marks (▲) indicate the values estimated and measured respectively in July 1980, March 1981 and October 1981.

層および水温躍層がともに良く発達した1980年7月の例で見ると，沈降速度は淡水層の下面の8m深から湖底まで急激に減少し，各層間の減少率（%）の最大は懸濁物濃度が極大となる10m深に，ほぼ，一致しており，一見して，10m深での懸濁物粒子の集積を説明出来る様に見える．

然し，7月と同様に，10m深に顕著な懸濁物濃度の極大が見られる1981年10月には，湖は放熱期に当り，明瞭な塩淡境界を持つ二層構造は存在するが，粘性係数に最も影響を与える水温変化，すなわち，水温躍層はほとんど消失している．さらに，沈降速度には主として粘性係数が影響し，密度変化の影響は僅かである．

従って，10m深から湖底に向って，4℃程度の水温低下しかない10月末の観測例では，沈降速度の減少率も小さく，減少率の最大となる深度は10mの懸濁物濃度が極大となる深度と一致せず，やや深い．また，3月の例では，成分躍層，水温躍層のいずれも発達せず，沈降速度変化と懸濁物濃度の垂直分布との間に有意な関係は認め難い．

以上の検討結果から判断して，沈降速度の垂直変化によって境界層への懸濁物粒子の著しい極大傾向を説明することは難しい．

3．塩淡境界面における摩擦応力による沈降粒子の保持

沈降に抗して粒子を保持する条件として，Middleton (1976) らは，実験的に，

$$w/u_* \simeq 1.0, \tag{7}$$

を得た．ここで，u_*：摩擦速度．

また，静止した塩水層上を流れる淡水層との境界面の u_* は Manning の粗度係数 n との間に次の関係が成立する．

$$n=h^{\frac{1}{6}}/\sqrt{g}\,(\bar{u}/u_*), \tag{8}$$

ただし，h: 淡水層厚，$\bar{u}$: 淡水層の平均流速．

網走湖では，u_* あるいは n を直接求めることが出来なかった．そこで，Otsubo & Fukushima (1960) による石狩川下流の塩水楔の観測結果から，塩淡境界面での n を求めた (Table 3)．平水時，石狩川では河口から 3 km 程度上流になると，約 3 m層厚の淡水層とその下の塩水層とが明瞭な塩淡境界によって境いされている．

網走湖の塩淡境界面の粗度係数として，石狩川の平均値 $n=1.57\times10^{-3}$sec/cm$^{1/3}$ を用いた．また，淡水層の厚さを，$h=950$ cm に与え，単位を c. g. s. とすると，

$$u_*=1.57\times10^{-2}\,\bar{u}, \tag{9}$$

となる．

淡水層の平均流速の見積りには，湖の流出口のすぐ下流にある大曲測水所（流域面積 1,352 km^2）の流量を使うべきであるが，ここまで潮汐の影響が及んでいて正確な流量値は期待出来ない．そこで，湖から約 10 km 上流の美幌測水所（流域面積 824 km^2）の流量を面積比の 1.64 倍して用いた．

また，湖心部における淡水層の流積は，厚さ 9.5 mで，幅は湾入部や湖岸近くの浅部を除き，2.25 km として求めた．

1981 年 10 月の観測時に，$\bar{u}=0.14$ cm/sec で，(9)式より，$u_*=2.20\times10^{-3}$cm/sec となる．この

Table 3. Estimation of roughness coefficients in Manning formula on boundary between fresh water of upper layer and saline water of lower layer (Data from Otsubo and Fukushima, 1960).

Upstream from river mouth	h	$\bar{u}$	u_*	n
(km)	(cm)	(cm/sec)	(cm/sec)	(sec/cm$^{\frac{1}{3}}$)
6.0	273	55.7	0.812	1.19×10^{-3}
6.5	283	46.7	1.105	1.94 〃
7.0	288	34.8	0.812	1.92 〃
7.5	293	29.8	0.917	2.53 〃
8.0	299	25.7	0.424	1.36 〃
8.5	305	20.2	0.424	1.74 〃
9.0	310	24.2	0.714	2.45 〃
9.5	315	37.7	0.500	1.11 〃
10.0	320	30.7	0.400	1.09 〃
10.5	325	34.8	0.480	1.16 〃
11.0	326	39.6	0.387	0.82 〃

摩擦速度と同じ沈降速度を持つ粒子までが保持される．

(2)式を r について表記すれば (Gibbs et al., 1971)，

$$r=\frac{0.055804\,w^2\rho_f+\sqrt{0.003114\,w^4\rho_f^2+g(\rho_s-\rho_f)[4.5\,\eta w+0.008705\,w^2\rho_s]}}{g(\rho_s-\rho_f)}, \tag{10}$$

となる．

この時，9.5 mの境界面の $\rho_f=1.006\ \mathrm{g/cm^3}$，$\eta=13.29\times10^{-3}$poises，$\rho_s=2.5\mathrm{g/cm^3}$ で，(10)式から，$w=2.20\times10^{-3}\mathrm{cm/sec}$ に対する粒子半径が求められる．この摩擦応力によって保持される限界粒子直径は 6.0 μ である．

一方，Coulter Counter 法により，境界層における懸濁物の粒径分布を正規確率紙上 (Fig. 11) に示した．これによれば，懸濁粒子中で，6.0 μ の限界粒子直径以下の粒子比率は 72%を占め，ほぼ，摩擦応力による保持条件を満足している．

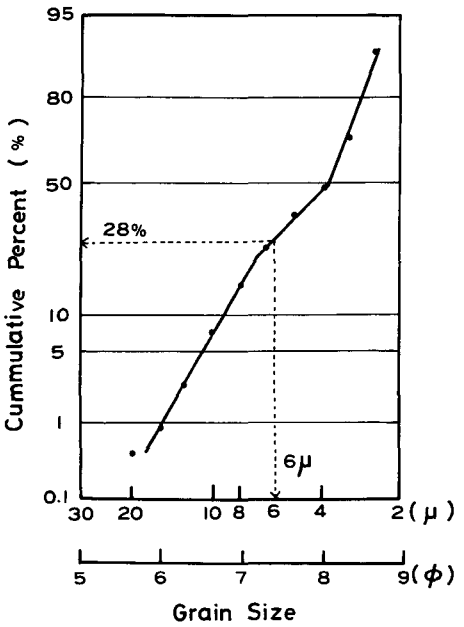

Fig. 11. Grain-size distribution of suspended matter in interface between fresh and saline layer (10m depth) in October 1981.

V. 結　　論

網走湖では，夏季には，約 10 m深を境として，下層に高塩分の塩水が停滞し，上層の淡水と明瞭な境界を成している．この塩淡境界に著しい懸濁物濃度の極大が観測される．

この様な塩淡境界面に懸濁物粒子が集積する物理機構として，次の 3 つの物理的要因が考えられる．1）塩淡境界への乱泥流の貫入，2）塩淡境界における粒子沈降速度の急激な減少，3）塩淡境界面に働く摩擦応力による沈降粒子の保持である．

乱泥流貫入の可能性については，乱泥流を発生させる濁水の恒常的供給源として，強風時における女満別湾での底質の巻き上げが考えられる．然し，塩淡境界における相当密度は大きく，風波による底質巻き上げによって生じる濁水の濃度程度では，直接的な境界への貫入は起り得ず，夏季に安定して存在する塩淡境界の懸濁物濃度の極大を説明することは出来ない．

また，粒子沈降速度が塩淡境界で急激に減少し，ここに，沈降粒子の集積を生じる点を検討した．明瞭な水温躍層，成分躍層が共に発達する 7 月の測定例では，粒子沈降速度減少率の極大とが良く一致しているが，湖の放熱期に当る 10 月末の測定では，塩淡二層構造は明瞭で，境界には懸濁物濃度の著しい極大が存在するにもかかわらず，水温躍層が深くなり，ほとんど消失していることに起因し，粒子沈降速度減少率も小さく，また，極大となる深度も塩淡境界より深い．このことから判断して，沈降速度の塩水層における減少傾向は塩水層の懸濁物濃度を増大させる働

きはあっても，境界面に懸濁物濃度の極大を作る主要因では無い．

そこで，停滞した塩水層上を流下する淡水層との境界面に働く摩擦応力を見積ると，その摩擦応力は，境界面に集積した懸濁物粒子の粒径分布から見て，境界面に存在するほとんどの粒子を，沈降に抗して保持出来ることが明らかとなった．従って，塩淡境界に急激な懸濁物粒子の集積を生じる主要因は境界面に働く摩擦応力であると結論した．

なお，淡水湖に於ても，水温躍層下の深水層に比べて，擾乱の大きな表水層との間での摩擦応力を考えれば，水温躍層における懸濁物集積にも充分拡張出来る．

謝辞　調査の際，御協力いただいた北海道大学理学部地球物理学教室の大学院生および学部学生，大泉享子(旧姓谷沢)，瀬戸口泰史，長島義人，原田俊平，萩原英司の諸氏ならびに，旭川工業高等専門学校，田上龍一氏と，当時，滝川高校教諭の故飯作梵氏に深く感謝致します．

また，懸濁物粒子の Coulter Counter による粒度分析および X線回折による鉱物同定に際しては，北海道大学水産学部北洋水産研究施設の梶原昌弘博士および東海大学札幌校舎の石井次郎教授に機器を使用させていただいた上に，機器の操作も御教授いただいた．網走開発建設部治水課には調査船の使用など多くの便宜を計っていただいた．これらの方々に深く感謝致します．なお，研究の一部は科学研究費（部分循環水域の維持機構と物質代謝，研究代表者，新井　正）と北海道開発局受託研究費（河川の機能に関する基礎的研究）によった．

おわりに，作図を手伝っていただいた鷲見史子さんに感謝致します．

文　献

GIBBS, R, J., M. D. MATTHEWS and D. A. LINK,　1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Jour. Sedimentary Petrology*, **41**, No.1, 7−18.

KRÜMMEL, O., 1907. *Handbuch der Ozeanographie*. Die räumlichen, chemischen und physikalischen Verhältnisse des Meeres. **1**, 526.

黒萩　尚，1970．網走湖におけるプランクトンの遷移．北海道さけ・ますふ化場研究報告，**24**，101−124．

MIDDLETON, G. V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Jour. Geology*, **84**, 405−426.

湊　正雄・北川芳男，1955．海岸湖の鹹度の変化．陸水学雑誌，**17**，No. 1，1 − 3．

MIYAKE, Y. and M. KOIZUMI, 1948. The measurement of the viscosity coefficient of sea water. *Jour. Marine Research,* **VII**, No. 2, 63−66.

中尾欣四郎他，1978．有珠山噴火の降灰で齎らされた洞爺湖水中懸濁物の沈降過程．有珠山噴火と環境変動，北海道大学，257−273.

OTSUBO, K. and H. FUKUSHIMA, 1960. Density current in river mouth with small tidal range. *Memoirs of the Faculty of Engineering,* Hokkaido University, **11**, No. 1, 85−101.