

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

On thermal staircases formed in process of multiple-diffusive convection in lakes

大久保賢治*・長井重威**・大林史典***

By Kenji OKUBO, Sigetake NAGAI and Fuminori OBAYASHI

Thermal step structure bounded by stable/unstable interface is formed in lakes due to saline or turbid intrusion. Both thermal and solutal/turbid Rayleigh numbers were estimated for field and experimental staircases, among which, minor difference between silt and salt fingers was noticed as long as the particle size was less than ten microns. Rapid fingers forming a staircase with larger temperature jumps observed in a lake were found to be in the regime of salt fingers in deep oceans. Unstable staircase with thermal oscillation, moved downward in thermo-turbid diffusive regime with a settling rate, while it was static in thermo-solutal case. Turbidity Rayleigh number is usually smaller than salinity one, but strong thermohaline also moved down at the marginal stability.

Keywords: multiple (double)-diffusive convection, thermal staircase, fingering, diffusive regime, Rayleigh number

1. はじめに

淡水湖には水温が主成層、濁質濃度を副成層として相互作用する二重成層があつて、これが海洋の熱塩二重拡散対流と類似な微細対流の場となるのは湖水中の懸濁物の沈降速度がこの小規模対流の強度を上回らない場合であることがわかった。例えば水温躍層の昇降速度を 10^{-4} m/s にとると、これを沈降速度とする鉱物粒子の粒径として $10\ \mu\text{m}$ という目安を得る。したがって、これより微細な鉱物粒子や比重の小さな浮遊生物では、一般の湖流やここで考える対流により実質沈降速度が著しく変化する。すなわち、湖心部でみられる数 μm のシルトの沈降は決して一様でなく流れにより長時間浮遊し続ける。とくに深水湖で季節躍層が発達する夏から秋にかけてこの傾向が強く、海洋熱塩対流と類似な微細対流が淡水湖では懸濁物を媒介として発生している。本研究では、水温および溶存・懸濁物濃度がともに湖水密度に影響する多重成層場にも熱塩対流と同様な界面過程がみられることを、淡水湖の温濁対流と汽水湖の熱塩対流に関する現地観測と室内実験から明らかにしている。まず温濁対流の証拠となる観測値を収集してその発生条件を吟味するとともに、熱塩対流との類似性や相違点を検討した。実験では、懸濁物質をシルト、溶存物質は塩分に代表させ、各々、二重拡散対流系に限定しているが、湖におけるフィンガー・拡散領域の存在と現象が明らかになった。二重成層は各密度影響因子が安定・不安定いずれかの成層をなすとき、各々の鉛直勾配の符号に応じて4通りの場合があるが、水温・濁度ともに不安定な場合は直ちに鉛直混合し、ともに安定であれば成層は過安定な状態にまで強化される。

二重拡散対流特有の界面現象が現れるのは、安定水温成層(強)と不安定濃度成層(弱)のフィンガー領域(finger regime)ならびに安定濃度成層(強)と不安定水温成層(弱)の拡散領域(diffusive regime)である。表-1に以下で考える熱塩・温濁拡散対流の領域の分類と特徴を示す。

* 正会員	工博	岡山大学環境理工学部環境デザイン工学科助教授 (〒700 岡山市津島中 2-1-1)
** 学生員		岡山大学大学院工学研究科土木工学専攻
*** 学生員		岡山大学工学部土木工学科

表-1 熱塩および温濁二重拡散対流の分類

領域区分	熱塩二重拡散対流	温濁二重拡散対流
フィンガー領域 密度影響因子 対流フラックス 水温跳躍層	海洋 $T>S>>C$ 下向き 安定・深水性・微弱	淡水 $T>C>>S$ 下向き+沈降 安定・浅水性・明確
拡散領域 密度影響因子 対流フラックス 水温跳躍層	汽水 $S>T>>C$ 上向き 逆転・浅水性・明瞭・静的	浮遊 $C>T>>S$ 上向き-沈降 逆転・浅水性・微弱・移動性

S 塩分； T 水温； C 濁度 の大小関係は総浮力への寄与の程度を表す

2. 研究の背景

熱的に成層した貯水池の水温躍層内への濁水貫入は中層密度流として取扱われてきたが、浅枝・玉井(1982)は、そこに拡散領域の温濁二重拡散対流現象が顕在する可能性を指摘し実験的にその基本特性を示した。一方、実現象では、松本(1996)、神田ら(1996)が貯水池底部の化学高濃度層に水温逆転層が持続することを見出した。山田(1996)は網走湖での長期観測から汽水湖の塩淡水界面と貧酸素化の動向を報告しており、大久保ら(1993)は琵琶湖南湖の水温成層の形成・破壊サイクルで濁度も同時に変動しており、また北湖では稀に持続的な水温逆転層も見出される二重成層場であることを示した。これらは広義には拡散領域の現象であって、淡水湖でも季節によってこの形式の二重拡散対流現象が存在することは確実といえよう。一方、フィンガー領域の現象を流れ場で捉えることは困難であるが、琵琶湖北湖でも貯水池と同様に、出水後や巻上げに伴って濁水貫入層が頻繁に発生しており、1993年夏の隔離水塊実験(直径 10 m・深さ 30 m の水柱、ただし水深は 50 m)では季節躍層に貫入した濁水層を捉え、その直下に特徴的な水温振動が見出された。このとき水温・濁度による密度差の比は海洋の salt finger 発生範囲にはいっており、湖にもフィンガー領域が潜在する可能性が示された。

3. 二重拡散対流の現地観測と水槽実験

3.1 躍層上部に貫入する濁水層下半部のフィンガー領域

夏の季節躍層に貫入した濁水の濃度ピーク下方にフィンガー領域が現れる。実際に finger が明瞭となったのはその時点で水塊を隔離し水平流と濁質供給を遮断した結果である。大久保ら(1995)がカオリンを用いたランダウン型 silt finger 実験では水温と濁度が単に二重成層をなすだけでなく、フィンガー領域の安定密度比 $R_p = \alpha \Delta T / \beta \Delta S$ に対する浮力束比 $F = B_T / B_s$ の依存も salt finger と同じになった。シルトの弱い沈降性により濃度浮力束 B_s は対流効果を含む実質沈降速度 $w_a = 5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (7 μm 相当)で評価し、熱浮力束 B_T に水面冷却量も含められた。ここに、 α, β はそれぞれ熱膨張係数と濃度収縮係数、 $\Delta T, \Delta S$: 層間温度差及び濃度差である。濁度差にシルトの体積濃度差 ΔC を用いる場合は $\beta = \alpha(\text{鉱物粒子の水中比重})$ とする。図-1 は厚さ d の対流層を挟む塩分差または濁質濃度差 ΔS に基づく $R_s = \beta g \Delta S d^3 / \kappa \nu$ と水温差による $R_a = \alpha g \Delta T d^3 / \kappa \nu$ の Rayleigh 数の領域区分図(第3象限；フィンガー領域)であり、内径 9 cm の円筒水槽実験 FA~FC シリーズの各 Run について 20 分毎に評価した実験値(R_a と R_s)が、時間の経過とともに右下の曲線 $R_a = \tau^{-1} R_s$ に近づくことからシルト・水温の拡散係数比は塩分・水温拡散係数比 $\tau = \kappa_s / \kappa = 10^{-2}$ とほぼ同じであることがわかった。一部の実験は比較のために初期の温・塩水の重量濃度をカオリンと同範囲に設定した salt finger 実験であり、また、フィンガー領域を外れた実験 FB1 は初期上層温水に微量の蛍光染料のみ加え 1 mg/l とした熱の純拡散過程である。

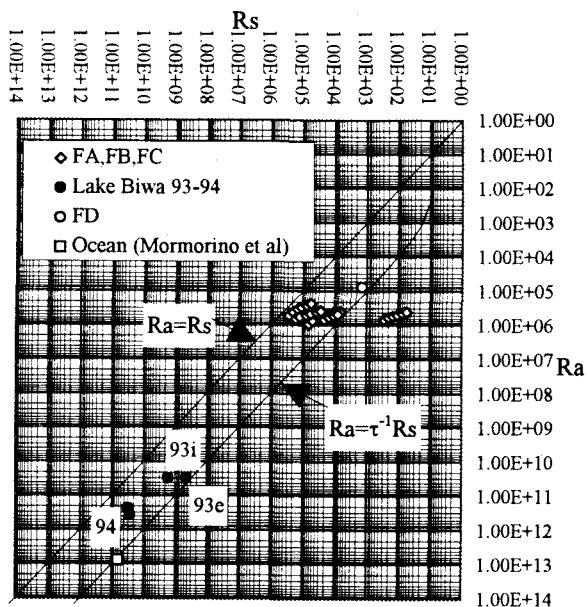


図-1 Rayleigh 数の領域区分図(第3象限、フィンガー領域)

トレーサーに第三因子の蛍光染料を加えた実験 FB, FC では相対濃度の減少がシルトのそれと等しく、発生した懸濁態フィンガーが溶存態水質まで下向きに運ぶことがわかった。FA~FC の密度比 $R\rho$ の範囲はそれぞれ 1.3~4.2, 3.4~ ∞ , 2.8~30 であり典型的な finger が観察された FC の実験後半の水温分布を図-2(a)に示す。いずれも実験時間は約 100 分であり、その終了時に初期界面下方には水温跳躍層の兆候が認められるが、断面 21×25 cm の矩形水槽実験 FD では finger 発生から 16~20 時間経過後に図-2(b)に示す深水性の微弱な水温跳躍層の形成が確認でき、実験 FD はフィンガー最終段階に近づいていたことが図-1 から確認される。一方、琵琶湖の隔離水塊内の濁水層直下で水温振動がみられた時点

LB93i では $\Delta S = 60 \text{ mg/l}$ あったが、6 時間後の LB93e で ΔS は半減し、 $R\rho = Ra/Rs = \tau^{-1}$ に近づいている。比較のため、Mormorino ら(1987)が salt finger 観測で得た 250 m 深度、厚さ 8 m の定温層のデータも示す。

3.2 定温層と安定跳躍層から成るステップ構造

湖岸境界部の湖底近傍では風や小規模内部波により瞬間的に 10^{-2} m/s オーダーの鉛直流が発生するが、この境界混合過程では 100 μm 程度の底質を巻上げる場合がある。細砂は速やかに沈降するが躍層下部の水温分布にその痕跡として定温層が残り、その下部にシルトが残留して数 mg/l の濁水貫入層を形成することがある。琵琶湖の 1994 年 9 月観測では図-3 のような定温層(0.7m 厚)が約 1 時間で形成され(大久保ら, 1995)、濁りが底質を起源とすることは同日・同水域の濁水試料の懸濁態化学成分分析からも知られた(杉山ら, 1995)。この跳躍層の観測値 LB94 も図-1 に示した。定温層の形成された 16 m 深度及び湖底に近い 17 m 以深では、水温が上昇しており、水平熱輸送が無視できたとすれば上層から定温層へ、また定温層から下層へと下向き熱浮力フラ

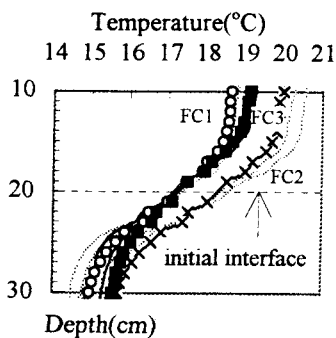


図-2(a) 形成初期段階の水温跳躍層

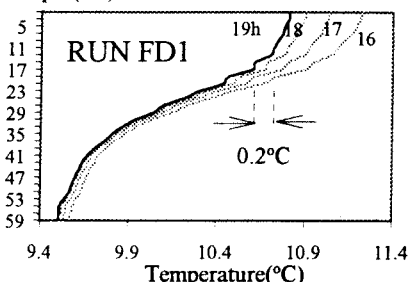


図-2(b) Finger 発生後の微弱な水温跳躍層

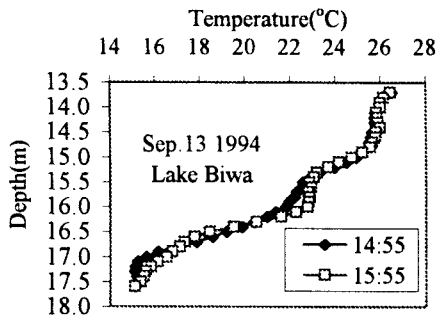


図-3 琵琶湖北湖の水温跳躍層(LB94)

ックスが発生し、これは底質の沈降によって駆動されたと考えられる。巻上げに伴う濁水貫入層と定温層はカオリン斜面に内部波を発生させた実験でもみられた(森川ら, 1996)。その後の観測で貫入と定温層が詳細に測定できるようになり、図-4 のような安定な水温跳躍層が短時間に形成されることが確認されている。これは深水性の微弱な跳躍層に比べ水温や濃度差、厚さ、したがって Rayleigh 数の大きな現象であって、 R_p の小さな“速い”fingering と考えられる。

3.3 汽水湖の水温逆転層と拡散領域の水温変動

上述 1994 年夏の渇水時には淡水流量が減少し宍道湖は例年より高温・高塩分となった。その 10 月に行った多層水温計による連続観測で周期 10 分程度の水温変動(パルス状の水温上昇)がみられたが、これが拡散領域の安定限界付近で発生する水温振動と同じかどうかは確認できなかった。10 月中旬になると激しい水温変動は影を潜めて湖水冷却が進み、秋の汽水湖特有の水温逆転分布が現れるようになった。しかし、これも秋口はまだ常に存在するわけではなく、放射冷却条件とくに夜間に形成されることが知れた。こうした拡散領域の実験は、塩分または濁度の安定成層(二層系)を夜間放熱させて行い、概ね $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}^3$ の冷却浮力束の下で水温逆転層を含む数段の階段構造が形成されたが、図-5 でみられるように温濁系の逆転層はカオリンの静水沈降速度にほぼ等しい $7.4 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ($2.5 \mu\text{m}$ 相当)の割合で下方に移動しており、この移動する逆転層の近傍に限って、図-6(a)に示すような周期数分の水温振動がみられた。

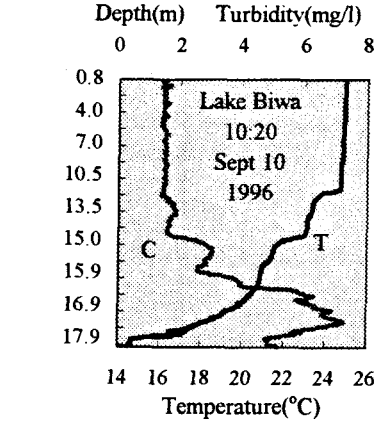
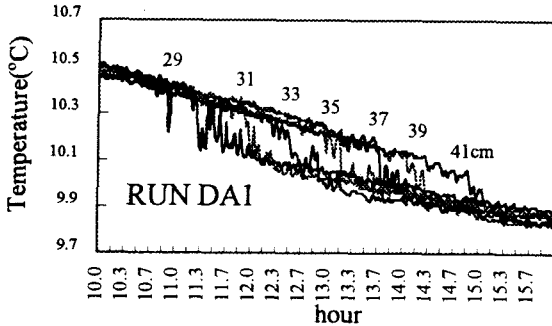


図-4 琵琶湖の水温・濁度鉛直分布(LB96)

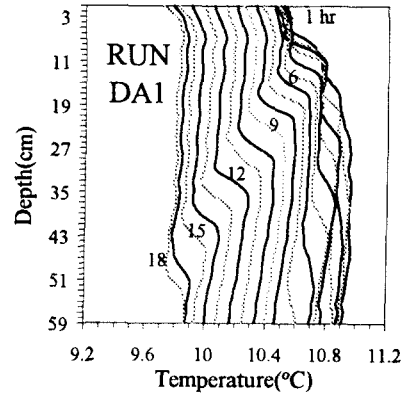


図-5 温濁系の逆転水温跳躍層

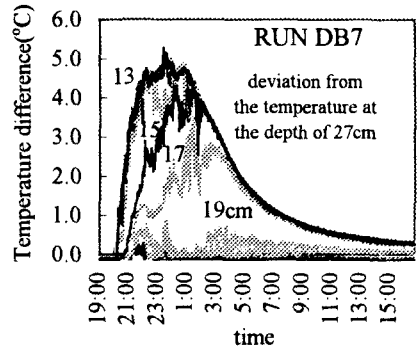


図-6 水温逆転層近傍の水温振動 (a) 温濁系、RUN DA1 ; (b) 熱塩系、RUN DB7

これに対し実験棟屋内での冷却には限度があり、熱塩系(弱混合汽水湖型)の塩分濃度躍層には、ほとんど動きがなかった。そこで表層に浮かべた金属容器に氷水を入れ強制冷却する条件で実験を行うと初期下層塩水濃度が 3 % 及び 8 % の場合(DB7,8)ともに安定限界に近づき、DB7 では図-6(b)のような水温振動もみられた。この実験では 1 日間隔で 3 回の強制冷却を行い、上・下層(6.5 cm と 28 cm 深度)に入れた水温・塩分計の水温及び塩分濃度差の時間変化を図-7 に示す。強制冷却時の水温振動は大きく、塩分躍層付近の対流層には密度のむらが観察された。しかし、冷却を中断すると形成された逆転水温差は拡散によりほとんど解消された。一方、

塩分差も冷却時に解消するが、それ以外では横ばい状態が続いた。初期塩分濃度が 8 ‰の場合(DB8)は、強制冷却時の対流層厚がさらに小さく塩分差の解消も全時間にわたって図-8のように拡散的となることがわかった。このように浮力に対する寄与の大きな塩分を用いる熱塩系の拡散領域では逆転水温差や Rayleigh 数も大きく、総じて安定であるが、強い熱的擾乱を受けると大規模な不安定が生じることになる。一方、温濁系の濃度躍層と水温逆転層は粒子の沈降性のために密度差が下方に集中し、計測している上層ないし中層の密度差が弱められるために安定限界に近く、したがって水温振動を伴うことが多い。

これらの実験値を Rayleigh 数領域区分図(第1象限; 拡散領域)の図-9に示す。温濁系の実験値 DA1と DA2は、Shirtcliffe(1966)の実験値より高い Rayleigh 数範囲で行われた浅枝らの実験値(温濁系)とも近く、ステップの形成・合体過程や水温振動等の現象が図中の安定限界曲線付近に集中することがわかる。熱塩系の強制冷却実験でも大きな逆転水温差が形成されて限界的な Ra が出現したが、放熱実験 DB4~DB6では塩分躍層は過安定であり、極めて緩慢な混合現象しかみられなかった。

汽水湖の水温逆転強度をみるために1996年11月上旬、宍道湖と中海で、各1日の観測を行った。逆転水温差は宍道湖で2.5℃、翌日の中海では5℃であった。代表的な水温・濁度の鉛直分布を図-10に示す。また各湖とも定点の水温塩分観測で水温と塩分濃度の相関を求め水温差から塩分差を推定して両 Rayleigh 数を評価した。推定値は図-9の大きな Rayleigh 数範囲にプロットされ、宍道湖に比べて中海が大きな Rs を示し、冬季の網走湖における値に匹敵する。これより中海の塩分成分層は強い寒波でなければ水温振動を引起すことはなく大潮や強風による強制対流がなければ極めて安定なことを示す。一方、宍道湖の熱 Rayleigh 数があと数倍大きいと1994年のような激しい水温変動が拡散領域の現象として発生し得た可能性があることを示している。

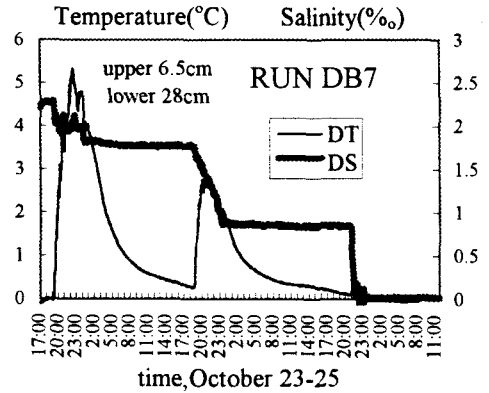


図-7 DB7における水温・濃度差の減少過程

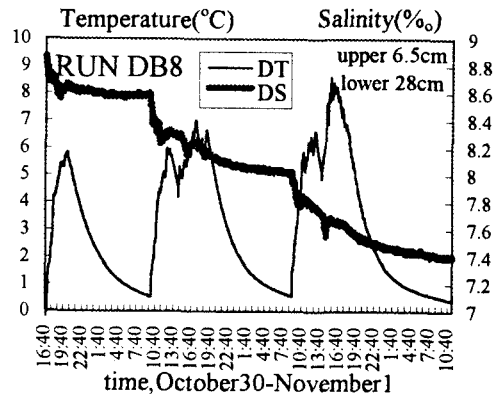


図-8 DB8における水温・濃度差の減少過程

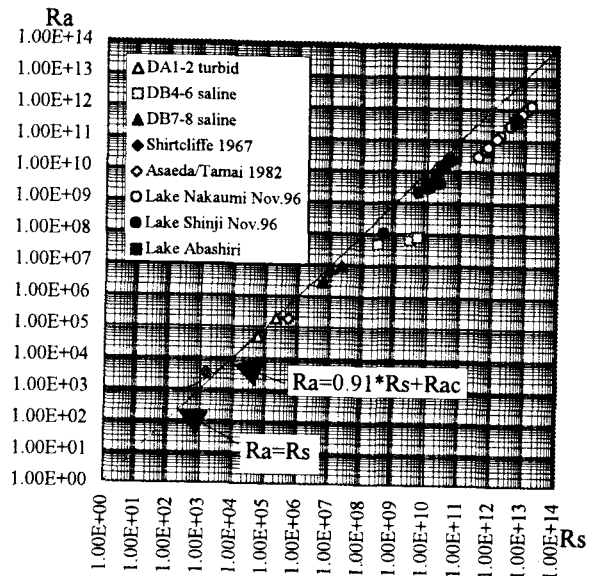


図-9 Rayleigh 数の領域区分図(第1象限; 拡散領域)

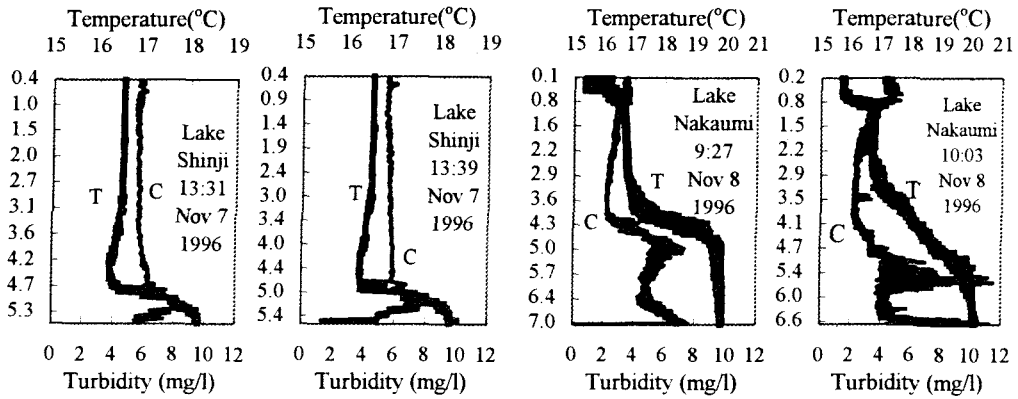


図-10 宍道湖・中海の水温・濁度鉛直分布(Nov7-8, 1996)

4. まとめ

水温躍層内の濁水層や秋・冬季の汽水湖でみられる水温逆転層がかなりの頻度で、かつ相当長期にわたって存在し、周辺の浮遊生物・溶存酸素・栄養塩などの分布に影響することをみると、湖の水質変化を考える上で多重拡散対流は無視し得ない過程といえる。この微細対流を伴って特異な界面現象の現れるフィンガーおよび拡散領域の現象を実験と観測の両面から検討した。まずフィンガー領域では粒子が微細であれば対流を駆動する物質が懸濁態か溶存態かにかかわらず、纏めて扱うことができる見通しが得られた。従来から指摘されているように、底泥の巻上げ、濁水貫入からフィンガリング、沈降という堆積サイクルの図式からみても水温分布の安定跳躍層がフィンガー領域になることは理解しやすい。ただし、このような浅水性の水温ステップ構造は深水性のものに比べて静的でも安定したものでもなく密度比の小さな速い *fingering* と考えられる。一方、熱塩系と温濁系の拡散領域の現象には若干の相違も認められた。これは微少な沈降性の有無に関係したものであり、注目する時間と水深の範囲によっては問題にしなければならないが、基本的には実際問題に重要な濃度範囲に対応して Rayleigh 数の大きさが二つの系で異なるという点に帰着する。実際の水質現象を二重拡散系の物質輸送に結びつけるには熱塩・温濁問題を統合し水温と懸濁・溶存物濃度の多重拡散対流系へと一般化する必要があると考えられるが、注目するシルトや塩分濃度が他の生物・化学物質濃度より高いことが明らかであり、温濁もしくは熱塩二重拡散対流がそれ以外の低濃度物質(第三因子)の輸送を支配すると考えられる場合は二重拡散対流としての実質沈降速度と浮力フラックス比を与えれば、各初期濃度に対して低濃度物質の対流効果を表現できると考えられる。

参考文献

- 1) 浅枝・玉井(1982): 熱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, 109-119; 2) 神田・道典・西川・東野・伊藤・石川(1996): 底部に不安定水温成層を有する貯水池の水温・水質観測, 水工学論文集, 40, 601-606; 3) 松本(1996): 貯水池の異常水温成層と指標物質, 水工学に関する夏期研修会, 32, A-8, 1-14; 4) 森川・大久保・村本(1996): 成層湖斜面上の底泥の再浮上に伴う濁水の貫入現象, 水工学論文集, 40, 607-612; 5) Mormorino, Brown, Morris(1987): Two-dimensional temperature structure in the C-SALT thermohaline; staircase, Deep-Sea Res., 34, 1676-1697; 6) 大久保・村本・森川(1993): 琵琶湖における底泥の浮上・堆積機構, 京都大学防災研究所年報, 36B-2, 319-336; 7) 大久保・村本・森川・江副(1995a): 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, 38B-2, 407-422; 8) 大久保・森川・田中・紀本(1995b): 躍層直下の高濁度層の形成機構, 日本陸水学会講演要旨集, 60, 3; 9) Shirtcliffe(1967): Thermosolutal convection; Observation of an overstable mode, Nature, 213, 489-490; 10) 杉山・堀(1995): 懸濁態化学成分の分布と動態, 日本陸水学会講演要旨集, 60, 4; 11) 山田(1996): 北海道の自然湖沼の塩水化傾向と融雪出水を利用した淡水化工法に関する研究, 文部省科研費研究成果報告書。