

第 1 章 湖沼の水理・水質現象

1.1 湖沼の水理・水質現象把握の重要性

1.1.1 水質現象をとりまく多様な要因

湖沼では河川と異なり、閉鎖性水域中で水が長期間滞留する。その過程において、水質は様々な条件の複合的な影響を受けて変化する。水質障害が発現するに至るまでの過程は必ずしも1つではない。

水中には有機物やミネラル、微生物など様々な物質が含まれており、物理・生物・化学的反応が常に起きている。河川では、水源から発して海に流れ出るまでの時間はあるが、その時間は数日単位程度のものであるため、水が河川にあるうちには、こうした物理・生物・化学反応がもたらす水質変化が湖沼と比べ大きな問題とはならない。しかし、湖沼では、一旦流入した水は、長時間にわたり、閉鎖性の水域内に滞留する。滞留している過程では、大気との熱交換や底泥からの溶出などの、物理・生物・化学反応が進行し、やがて成層の形成や貧酸素化、富栄養化など、目に見える形での水質変化が起きることとなる。

湖沼の管理において、人々の生活や生物にとっての良好な水質の維持、とりわけ富栄養化や貧酸素化といった水質障害が起きた時の対処は、重要であるが、これらの水質現象は、様々な条件の複合的な影響によって生じている。

図 1.1.1は湖沼の水理・水質の現象の因果関係の例を示したものである。富栄養化の進行や貧酸素化といった水質障害に至るまでの過程において、栄養塩濃度といった水質だけでなく、河川流入量（洪水や渇水）や海面の上昇といった水文条件や風・気温といった気象条件、そして吹送流や内部静振など、様々な要因が直接的・間接的に影響している。

従って、問題の抜本的な解決にあたっては、例えば湖内の直接浄化により栄養塩濃度を下げればよいといった単純なものでは必ずしもない。その一方で、対処の仕方もまた限られた1つ答えしかないわけではなく、管理者には様々な手段が与えられているのである。

現象の因果関係を見極め、よりよい対策を選定していくことが重要といえる。

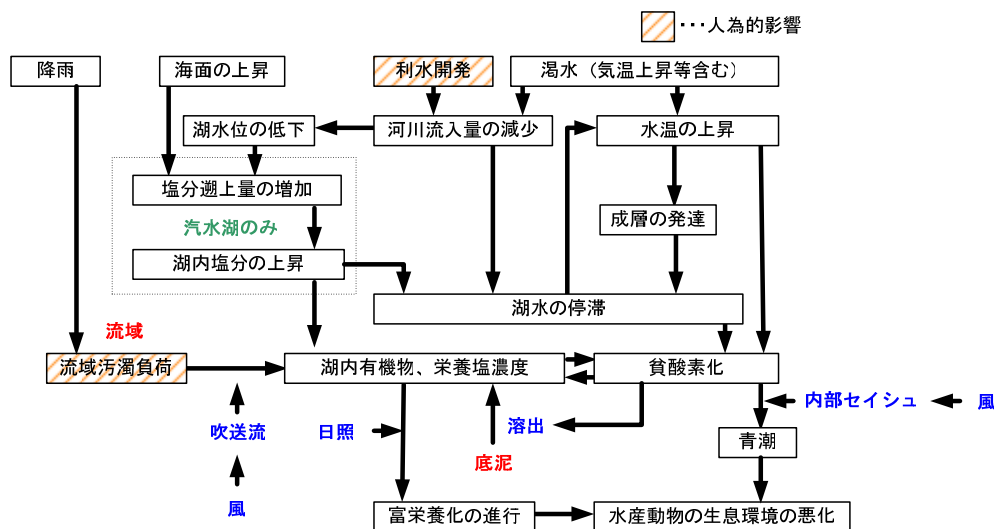


図 1.1.1 湖沼における諸処の現象の因果関係

1.1.2 流動現象の重要性

湖水は、物質、熱などのエネルギー、生物等を移動させる媒体であり、その流動は水環境形成に重要な役割を果たしている。湖水の流動は、水質を相当程度規定すると共に、生物の生息場としての環境をも規定しており、湖沼環境を議論する上で極めて重要な現象である。

湖水は、大きな視点で見ると図 1.1.2及び表 1.1.1に示すように、光、熱などのエネルギー、様々な物質（酸素、二酸化炭素、窒素などのガス、栄養塩類、懸濁物）生物等を移動させる媒体であり、それらによって湖沼の環境特性が形成されるが、この環境特性の形成や変化に湖沼の流動は大きな役割を果たしている。

流動がなければ、エネルギー、物質輸送は静止した水塊の中で起こる拡散と生化学的な変化過程のみで生じることになるが、一般的にこのような変化の時間スケールは緩慢なものが多い。しかし、流動による移流効果が加わることで初めて湖沼における急激かつ動的な変化が起こることになり、このような変化が湖沼の環境特性を相当部分決定づけている。

例えば、我が国の多くの湖沼では、秋季に水表面が冷却されることで表層の水温が低下し、それに伴う密度の上昇により、底層の水と鉛直的に混合する大循環が見られるが、このときの環境変化は水の流動による急激な環境変化の一例である。

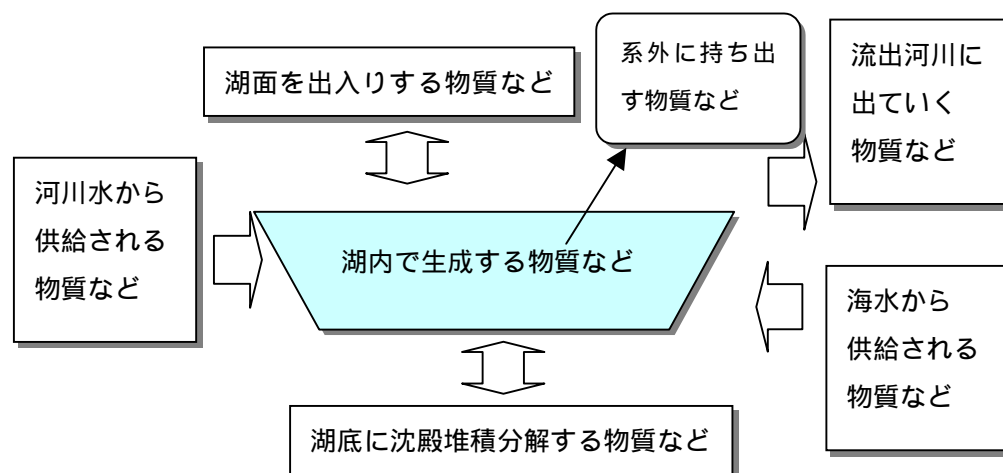


図 1.1.2 湖沼で移送される物質、生成される物質などのイメージ図

表 1.1.1 湖沼で移送される物質、生成される物質など

河川水などから供給される物質など
淡水、土砂、有機物、栄養塩類、ミネラル、熱、微生物など
湖内（湖岸）で生成される物質など
植物プランクトン、動物プランクトン、甲殻類、魚介類、水草などの水生生物、湖畔林など
溶存酸素（光合成）、二酸化炭素（呼吸）
湖底に沈殿堆積分解する物質など
土砂、有機物及び分解物、栄養塩類、ミネラル、水生生物の死骸など
湖面で出入りする物質など
光、熱、淡水（降雨、蒸発）、二酸化炭素、酸素、窒素など
海などから供給される物質など
塩分、熱、水生生物（海産、汽水産）、溶存酸素、硫酸イオンなど
干潟、藻場の形成
流出河川から流出する物質など
淡水（汽水）、有機物、栄養塩類、ミネラル、熱、水生生物など
系外に持ち出す物質など
鳥類が捕獲した餌、内水面漁業による魚介類など

コラム 宍道湖ヤマトシジミの浄化効果の試算例

宍道湖のヤマトシジミの年間漁獲高は、平成 12 年で約 8,000 トン（宍道湖の全漁獲の 90% 強を占める）で全国第 1 位であり、全国の約 4 割を生産している。これは、夏季におけるヤマトシジミの推定現存量約 3 万トン（島根県水産試験場試算，1988）の約 27% に匹敵する。ヤマトシジミの採取による底質の改善効果（採取時の溶存酸素補給、有機物や栄養塩類の系外への持ち出し）は大きく、年間漁獲高による栄養塩類（窒素、リン）の削減効果は処理人口約 2 万人下水処理場に匹敵するという試算結果もある（国土交通省出雲工事事務所）。

これは、ヤマトシジミにかかわる物質循環のある側面のみを評価したものであり、底泥に生息するバクテリアから海産魚、渡り鳥など湖沼の生き物全体の循環と湖沼の流動、水質、底質のかかわりにも目を向けていく必要がある。

1.1.3 湖沼特有の水利・水質現象

湖沼の水利・水質現象は、その湖沼の形状や周辺環境によって熱や風など同じ外力を受けたとしても受ける影響は異なり、それに応じて水質現象の特性を大きく変える。

また、汽水湖では海域との接続形状によって湖水の流動現象は大きく影響を受け、塩分成層の存在により特異な水質現象が起きている。

湖沼の水利・水質現象は、熱や風など同じ外力を受けたとしても、湖沼の形状の違いによってその受ける影響は大きく異なり、また、風自体も湖沼周辺の地形の影響を受ける。

たとえば、浅い湖沼では水温成層が形成されにくいのが、底泥から回帰した栄養塩が湖内水質に影響しやすい。一方、深い湖沼では水温成層が形成されて、湖水の表層と底層では異なった水質の変化が生起し、特に底層では系外との交換が活発でないため、水質が悪化しやすい。

また、後述するように琵琶湖の北湖（深い）や南湖（浅い）のように平面的に深さの違いがある湖沼では、たとえば、冬季は北湖に比べて南湖の湖水が冷たくなりやすく、南湖の湖水が北湖の湖底に潜り込む流動現象が見られ、物質輸送に影響している。

汽水湖の場合は、海域と接続する河床形状は海水（塩水）の入退（出入り）に大きく影響を及ぼし、汽水湖の塩分濃度の変化やその微妙なバランスの上に成り立つ汽水湖の生態系と密接に関連している。また塩分によって形成される密度成層は、水温成層に比べて遙かに安定であり、その上層と下層では水質状態が大きく異なる。

たとえば、網走湖においては、塩分成層下での高濃度の栄養塩の上層への回帰が、アオコ等の水質障害に影響を及ぼしている。また、小川原湖においては、冬季の鉛直循環により塩分成層下の高濃度の栄養塩が表層に及び、冬季にブルーミング（藻類の増殖）が見られる。

1.1.4 変動する水利・水質現象と湖沼環境

湖沼の水利・水質現象は、海水や流入河川などの外部からの入力により絶えず変動しており、一見動きがあまり無いように見える湖沼の水環境も常に変動している。この変動の中である閾値を超えた時に変化が起きる。

たとえば、汽水湖の海水遡上を一例にして考えると、潮汐で海水面が湖水面より高くなれば海水が湖内に遡上し、このような状況（水面差）が長期間連続すると仮定すると、水面差がなくなるまで海水が湖内に遡上し、やがて平衡状態に達する。

しかし、実際の潮汐は変動している上に湖水位も流域の河川流入により変化しているため、たとえ海水面が湖水面より高くなり、海水が湖に遡上し始めても、その速度で湖に到達するまでに、水面差が逆転すれば海水は湖に到達しない。この場合、海水が遡上する条件は水面差の継続時間や、その程度により決定されることがわかる。

このように、一見動きがあまり無いように見える湖沼の水環境も常に変動しており、この変動の中である閾値を超えた時に海水遡上等の変化が起きる。湖沼の水利・水質現象を考えるにあたっては、“常に変化し、同じ状態は継続しない”水環境の特性を踏まえることが重要である。

1.2 湖沼管理上の重要な諸現象

本節では、湖沼管理に関わる水理・水質現象の把握の重要性について理解を深めるため、以下のような水質に関わる現象について概説する。また、これらの現象に関わる、基礎的な諸現象についても併せて概説する。

湖沼管理に関わる現象（水質障害）

- 藻類の異常増殖（アオコ）
- 成層による貧酸素水塊の形成
- 風による貧酸素水塊の上昇〈青潮〉
- 異臭味
- 淡水赤潮

その他の基礎的な諸現象

- 藻類の増殖（一次生産）
- 底泥からの溶出
- 風による底泥の巻き上げ
- 物質の沈降
- 流入河川河口域の混合・拡散
- 風による塩水塊の移動
- 風、潮位変化による湖水の鉛直混合
- 砂州、湖岸植生等の形成
- 河床形状と塩分遡上

1.2 湖沼管理上の重要な諸現象

1.2.1 藻類の異常増殖（アオコ）

富栄養化の進んだ湖沼や池で、アナベナ属、ミクロキスチス属等の藍藻類等が大量発生し、それらが池や湖の表面に浮遊し、水面に緑色の粉を浮かべたような、あるいはペンキを流したような状態になることを「アオコ」と呼ぶ。

アオコを原因となる藍藻類の中には、カビ臭、肝臓毒、神経毒などの有害な化学物質を作るものがあり、レクリエーションの場としての水辺の環境を悪くするばかりでなく、湖水が水道の水源となっている場合にはさらに深刻な問題となる。

アオコは、湖や池の水がプランクトンの大増殖によって赤色、褐色、藍色、緑色など、様々な色付く「水の華」のひとつである。日射、水温、栄養塩（無機態窒素、無機態りん）等の条件が整った場合に、アナベナ属、ミクロキスチス属等の藍藻類等が大量発生し、それらが池や湖の表面に浮遊し、水面に緑色の粉を浮かべたような、あるいはペンキを流したような状態になる。

景観阻害や水辺環境の悪化等の影響のほかに、藍藻類の中には毒素を生成するものがあることが知られており、水道水源としての利用に問題が生じる。藍藻類が生成する毒素は肝臓毒、神経毒、細胞毒等に分類され、肝臓毒にはミクロシスティン類、神経毒にはアナトキシン類、ネオサキシトキシン、サキシトキシン、細胞毒としてサイトフィシン等がある。



写真 1.2.1 網走湖の湖面を覆うアオコ

藻類増殖を制限する3要素

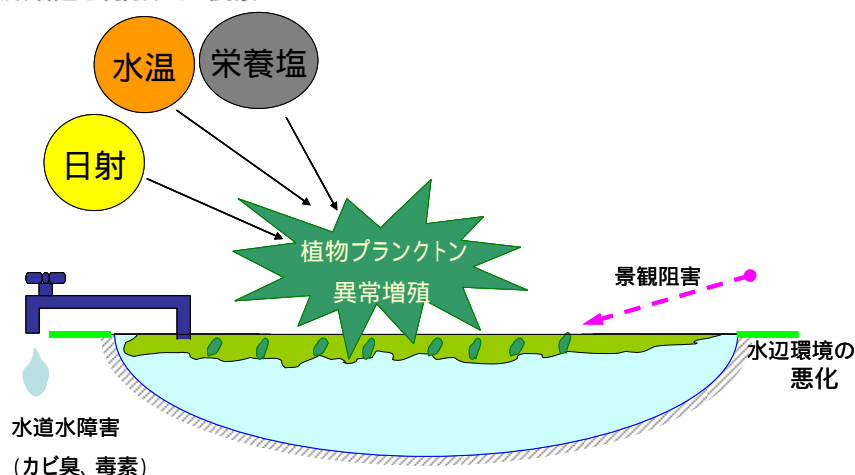


図 1.2.1 アオコ発生時のイメージ

1.2.2 成層による貧酸素水塊の形成

表層水と深層水の水温や塩分に差がある場合、水深方向に密度差が生ずるために表層水と深層水との交換が少なくなる。

湖底に堆積した多量の有機物等が分解する過程で湖水中の溶存酸素を大量に消費するため、成層により表層からの酸素供給が抑制されると湖底に接する深層水中の溶存酸素量が減少し、貧酸素水塊を形成する。

網走湖、中海・宍道湖などでは顕著な貧酸素水塊が形成され、網走湖では青潮発生の要因となり、水生生物の生息環境に影響を及ぼしている。

湖水中の溶存酸素は、流入河川、大気、藻類の光合成活動などによる酸素供給と湖内（湖水及び底泥）における酸素消費（呼吸、分解等）の収支バランスで決定されるが、成層によって表層水と深層水の交換がほとんどなくなると、この収支バランスが崩れて深層水の酸素消費のみが進行し、底泥の汚濁が著しい場合には貧酸素水塊が形成される。この貧酸素水塊には底泥から溶出した硫化物などが多量に溶け込んでおり、還元性が強く魚介類の生息に大きな影響を与える。また、同様に窒素、リンなどの栄養塩類の底泥からの溶出が進み、湖沼の富栄養化に大きな影響を与える。

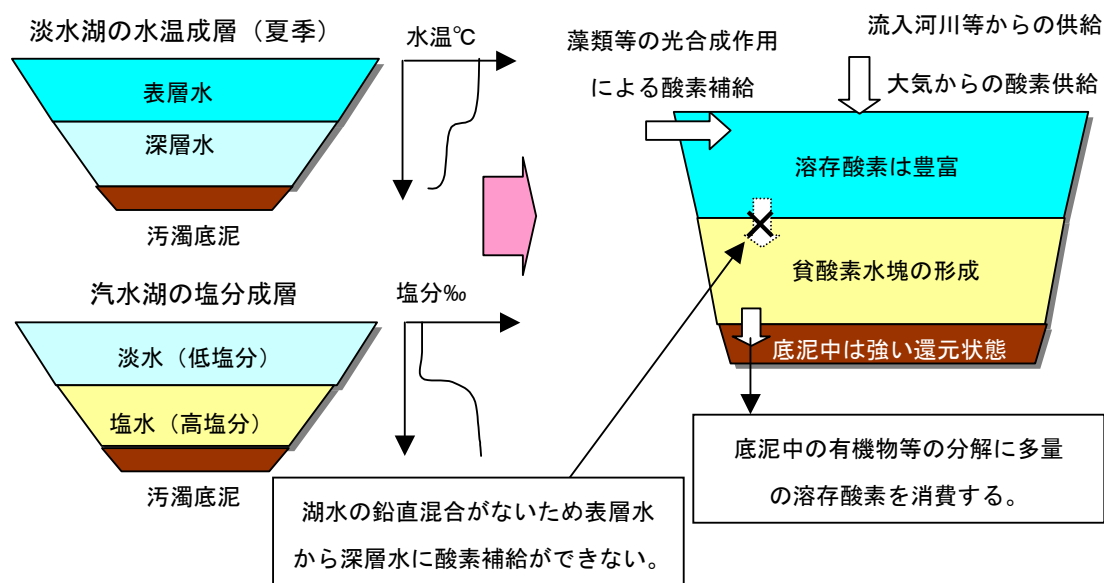
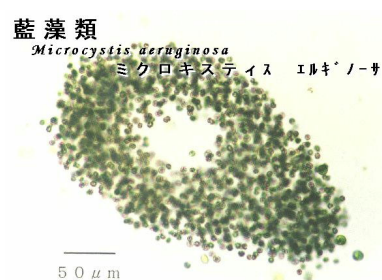
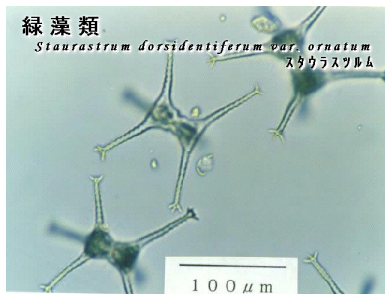


図 1.2.2 成層による貧酸素水塊の形成のメカニズム

コラム 顕微鏡で見た湖沼における代表的な藻類



1.2.3 風による貧酸素水塊の上昇<青潮>

一定時間以上連続して同じ方向に風が吹いた時、内部強制波動が起こり、深層部の貧酸素（高栄養塩濃度）水塊が湧昇し、その一部が湖面付近に達することがある。

汽水湖や沿岸域の深層部の貧酸素水塊には、海水中に含まれる硫酸イオンと汚濁物質が結合した硫化物が多量に含まれているため、湖面に達した貧酸素水塊は酸素と結合して淡いブルーを呈することから「青潮」と呼ばれ、硫化水素などの悪臭を伴い、また、魚介類が多量に斃死する。

貧酸素水塊が形成され、淡塩水境界面が浅い場合、一定時間以上（網走湖では5～6時間）連続して同じ方向に風が吹いた時、内部強制波動が生じ、風下側に淡塩水境界面が上昇し、湖面付近に達すると青潮現象を呈する。

青潮は、湖盆の形状（発生位置）、淡水層と塩水層の安定度（密度分布の安定性）やその境界層の深度、風況に支配されるため、貧酸素水塊が形成されていても発生しない場合がある。

国土交通省の調査検討結果によると、網走湖では淡塩水境界層が5m以下であれば毎年、6m付近では3.5年に1回の頻度で青潮が発生し、7m付近では青潮の発生報告はない。

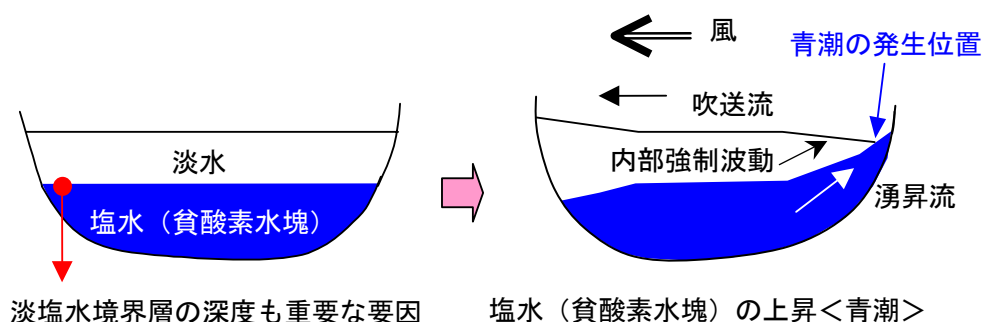
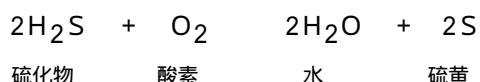


図 1.2.3 風波による貧酸素水塊の上昇<青潮>のメカニズム

コラム 青潮が青白く見えるのはなぜ？

貧酸素水塊中に含まれる（硫黄還元菌によって生成された）硫化物が湖面付近に上昇してくると酸素と接触し、硫化物酸化菌の作用によって酸化されてコロイド状の単体硫黄や多硫化物イオンが生成し、これらが太陽光を分散して青白く発色するためである。

このうち単体硫黄が生成される化学反応式を以下に示す。



1.2.4 異臭味

湖沼、ダム貯水池等を水道水源とする浄水場において、植物プランクトン等の生物に由来した異臭味（カビ臭・生ぐさ臭等）が発生することがある。

カビ臭の原因生物としては、付着性・浮遊性の藍藻類、放線菌等が知られている。わが国では、*Phormidium tenue*をはじめ、藍藻類によるカビ臭の事例が多い。

魚臭・生ぐさ臭の原因生物としては、黄色鞭毛藻類の *Uroglena americana* が知られている。

同じ臭気であっても、その原因は湖沼によって異なることから、湖沼ごとに臭気発生メカニズムを明らかにする必要がある。

異臭味の原因種は、必ずしも水中に多量に存在している種であるとは限らず、*Oscillatoria tenuis* のように 1ml 中に数本が存在するだけでカビ臭が感知される種もある。

カビ臭の原因物質としては、ジェオスミンと 2-メチルイソボルネオールが知られており、それぞれの原因種（藍藻類）は以下のとおりである。

ジェオスミン産生種

Anabaena macrospora
Anabaena spiroides
Anabaena spiroides var. *crassa*
Aphanizomenon flos-aquae
Oscillatoria agardhii
Oscillatoria amoena
Oscillatoria animalis
Oscillatoria splendida
Phormidium autumnale
Schizothrix muellerii

2-メチルイソボルネオール産生種

Oscillatoria cortiana
Oscillatoria geminata
Oscillatoria limnetica
Oscillatoria tenuis
Phormidium favosum
Phormidium tenue

魚臭・生ぐさ臭の原因物質については、*Uroglena americana* から *trans, cis*-2,4- heptadienal 等が知られている。

1.2.5 淡水赤潮

主に渦鞭毛藻類により、水が赤褐色を呈する現象であり、異臭の発生や景観障害のほか、魚の斃死などの影響が知られている。湖沼の栄養度等による藻類の異常増殖とも言われるが、発生のメカニズムは湖沼ごとに異なる可能性がある。

主に渦鞭毛藻類等の発生により、水面に赤褐色の帯を呈する現象であり、この影響として、

- ・ 異臭の発生（腐乱臭）・湖沼景観の悪化
- ・ 養殖魚介類への被害（斃死）
- ・ 毒性物質による被害の懸念
- ・ 上水の異臭味の発生

の発生などが考えられる。

温度、光、栄養塩濃度などの藻類の発生条件が重なった時に特定種が異常増殖して起きると言われているが、窒素・リンなどの栄養塩の流入原因では説明がつかない場合もある。風による集積の影響が強い場合もある。このように影響程度は水域によって異なるようであり、湖沼ごとの調査が必要であろう。

琵琶湖では昭和 50 年代から主に春に淡水赤潮の発生が見られるようになったが、この原因は、黄色鞭毛藻類の *Uroglena americana* の異常増殖が原因とされている。



図 1.2.4 琵琶湖における淡水赤潮

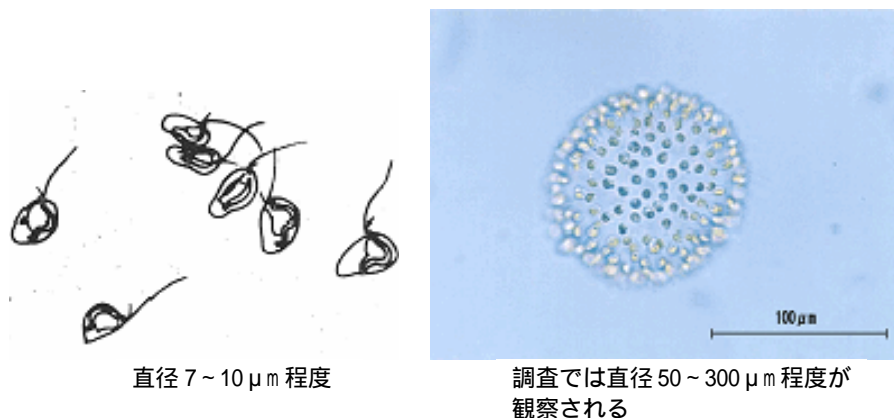


図 1.2.5 *Uroglena americana* (左：細胞、右：群体形状)

1.2.6 藻類の増殖（一次生産）

植物プランクトンの増殖時には、光合成の過程において水中の無機態の栄養塩が藻類に取り込まれ、有機態に変化することとなる。光合成は、光エネルギー（日射量）のほかにも、水温や栄養塩濃度の条件により制限を受けることが知られており、様々な制限因子が光合成にとって良好な条件下では、アオコ等の藻類異常増殖が発生しやすい。

植物は無機物から有機物を合成でき、それができない動物（消費者）については一次生産者と呼ばれる。湖沼の植物としては、植物プランクトンや抽水植物、沈水植物などがあるが、水環境を論じる上で、富栄養化の現象と関連して、植物プランクトンの働きを理解することが重要である。

植物プランクトンは、光エネルギーを利用して、二酸化炭素と水から有機物を合成して、酸素を放出する（光合成）。この過程において、水中の無機態の栄養塩が藻類に取り込まれ、有機態に変化することとなる。光合成は、光エネルギー（日射量）のほかにも、水温や栄養塩濃度の条件により制限を受けることが知られている。様々な制限因子が良好な条件下では、アオコ等の藻類異常増殖が発生する。

湖沼や貯水池の水質予測では、これら植物プランクトンを取り巻く物質収支を図 1.2.6 のような連関図でモデル化（生態系モデル）し、現象の再現や予測を行っている。

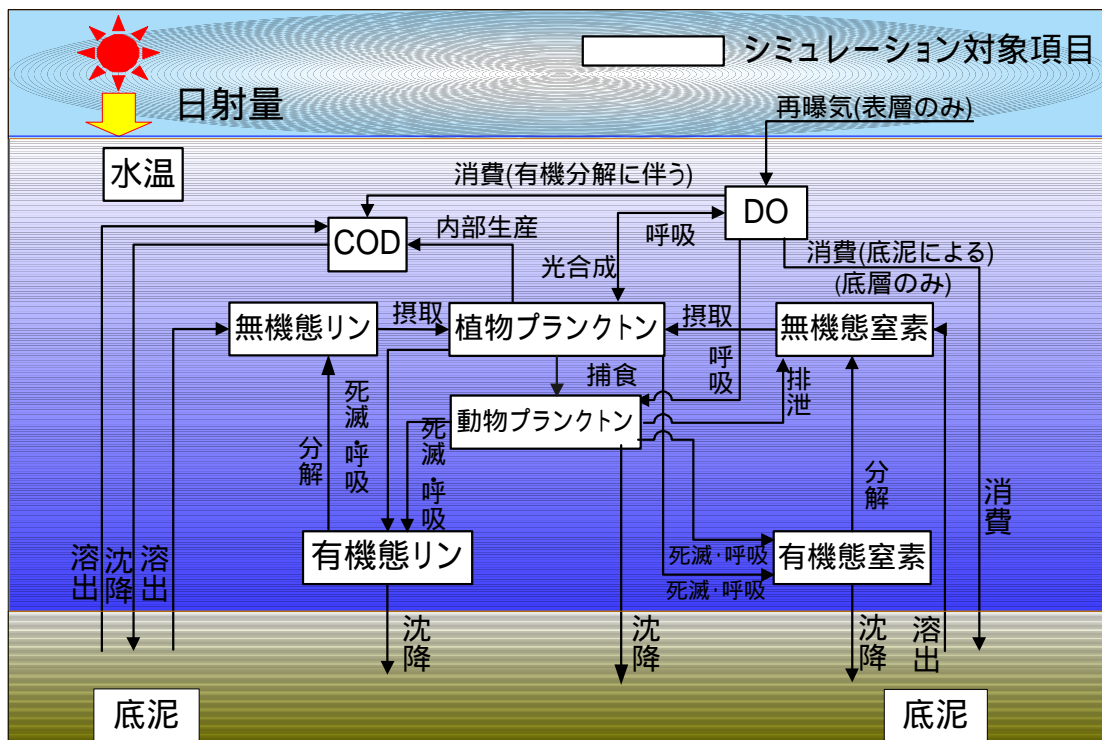


図 1.2.6 植物プランクトンを取りまく物質収支

1.2.7 底泥からの溶出

底泥からの溶出は、湖底に堆積した底泥に含有する汚濁物質等が再び湖水に回帰する現象であり、そのメカニズムは、底泥から間隙水中への物質移動及び間隙水から湖水中への物質移動の2段階の過程からなる。

底泥から窒素やりんが溶出すると、湖水中で藻類が増殖しやすくなり、アオコの発生等の新たな水質現象の引き金ともなる。

底泥からの溶出は、湖底に堆積した底泥に含有する汚濁物質等が再び湖水に回帰する現象である。富栄養化の進んだ湖沼では、底泥からの溶出が水質悪化の原因の一つであると言われている。また、底泥から窒素やりんが溶出すると、藻類が増殖しやすくなり、アオコの発生等の新たな水質現象の引き金ともなる。

底泥からの溶出メカニズムは、底泥から間隙水中への物質移動及び間隙水から湖水中への物質移動の2段階に大きく区分される。

第1段階では、底泥から間隙水中に物質が移動する。この段階は微生物による分解、固形物表面からの離脱、化学的反応等が主体となった現象である。

第2段階では、間隙水と湖水との間に生じた濃度勾配により汚濁物質の拡散が進行する。また、吹送流等が生じている場合は、湖水の流動により湖水と間隙水が交換され、拡散と同時に汚濁物質等が湖水中に移動する。

栄養塩類（窒素、りん）および重金属類のいずれについても、溶存酸素量が低い場合または水温が高い場合に、溶出速度が速いことが分かっている。

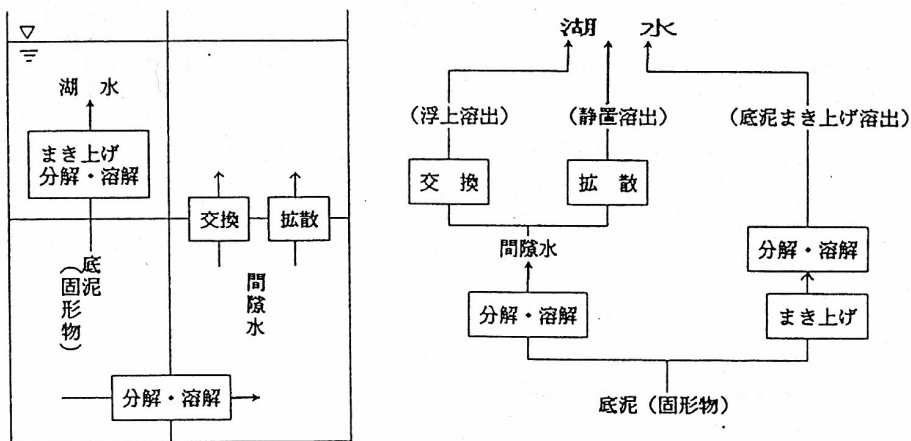


図 1.2.7 底泥から湖水への溶出メカニズム

1.2.8 風による底泥の巻き上げ

湖底に堆積した多量の底泥は、湖沼の水深が浅い場合には、波浪時に発生する湖水の流動により多量に巻き上がり、有機物や栄養塩類が湖水中に拡散、回帰する。

霞ヶ浦では底泥の巻き上げによるにごりの発生や栄養塩類の湖水への回帰は、アオコ発生の促進、透明度の低下、湖内生態系の貧相化など大きな影響を及ぼしている。

霞ヶ浦などのように水深の浅い湖沼では、風波による流動の影響が直接湖底に達する。

湖底には流入汚濁や湖内養殖餌、動植物プランクトンなどの死骸などが沈殿・堆積している。底泥表層の新生堆積物のうち、含水率が高く流動性の高い部分を浮泥層と呼び、これらは恒常的に発生し、分解反応が活発であり、深い湖沼では徐々に分解されていくが、浅い湖沼では底泥の表面には風波等による水平往復流が作用して含水率の高い浮泥層（後述する霞ヶ浦の調査研究成果では「もやもや層」という表現を使っている）が恒常的に形成される。

この浮泥層の厚さは数 cm 以下であるが、強風時の波と乱れ（乱流）によって湖水中に巻き上がり、拡散する。

一旦拡散した底泥の大半はコロイド粒子となって長時間湖水中に滞留するため、透明度の低下を引き起こし、また、泥の粒子に付着したり間隙水（粒子と粒子の間に含まれる水）中に含まれる窒素やリンなどの栄養塩類が湖水中に回帰し、アオコなど植物プランクトンの増殖を促進する。

こうした現象は、沈水植物（クロモなど）、底生動物（貝類、エビ・カニ類など）の生息を著しく阻害する（有光層の低下、濁りによる生体や呼吸器官への影響、貧酸素化など）ため、湖内生態系を貧相化し、結果として湖沼の自浄作用を著しく損なう。

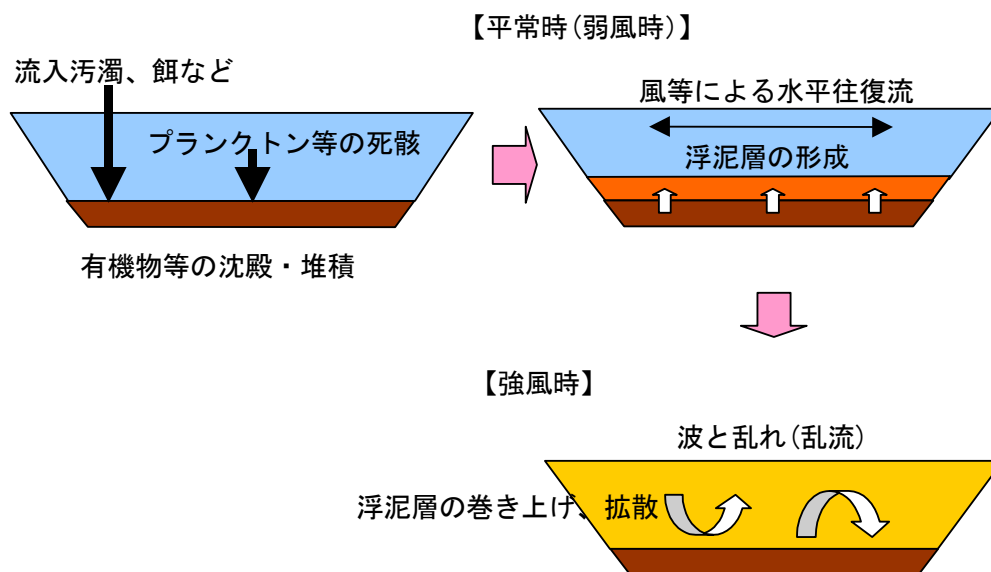


図 1.2.8 風波による底泥の巻き上げメカニズム

1.2.9 物質の沈降

水より密度が大きな物質は徐々に沈降する。その速度は、物質の密度の他、粒子の形や大きさ、水の粘性により影響を受ける。河川から湖沼に流入した物質のうち、沈降速度が大きいものはすぐに沈降、堆積するため、湖内への流入物質の正味の負荷を知る上で沈降は重要な現象である。

水よりも密度が大きい粒子が徐々に沈んでいく現象。

土粒子のように密度が同じであっても、流体から受ける抵抗が異なるため、沈降速度は異なる。沈降速度は、粒子の形や大きさ、水の粘性により影響を受ける。

河川から湖沼に流入した物質のうち、沈降速度が大きいものはすぐに沈降、堆積するが、沈降速度の小さい物質はなかなか沈降せず、流動によって沖合に運ばれていく。

物質の沈降は、湖内への流入物質の正味の負荷を知る上で重要な現象である。

たとえば、湖沼に流入する有機物や栄養塩は、浮遊物質に付随した形で流入するもの（以下、粒子態）と、粒子が微細あるいは水に溶けているもの（以下、溶存態）とに分けられる。

降雨時・出水時には流域から運ばれてくる土砂とともに、粒子態の物質が多量に流入するが、これらはすぐに沈降・堆積してしまうため、直接湖内の水質に影響を及ぼしにくい。このため、粒子態と溶存態の形態を分けずに、トータルとして取り扱ってしまうと現象が流入負荷と湖内水質の関係を適切に把握できない可能性がある。

なお、湖沼水中に存在する物質の中で、自然沈降が可能なものは粒径 $1\mu\text{m}$ 以上の粒径のものと考えられており、一般的な水質調査においても便宜上孔径 $1\mu\text{m}$ のフィルタ上に捕捉されるものを粒子態、フィルタを通過するものを溶存態と定義している。この定義に従えば、例えばコロイド粒子の大部分や粘土 ($0.002\mu\text{m}$ 以下) の一部は溶存態と定義される。本書でも、この定義に従って粒子態と溶存態を取り扱っている。

また、汽水域では塩水と淡水の境界面において、水中の微細な懸濁物質が海水の化学作用でフロックを形成し、沈降しやすい状態となる。

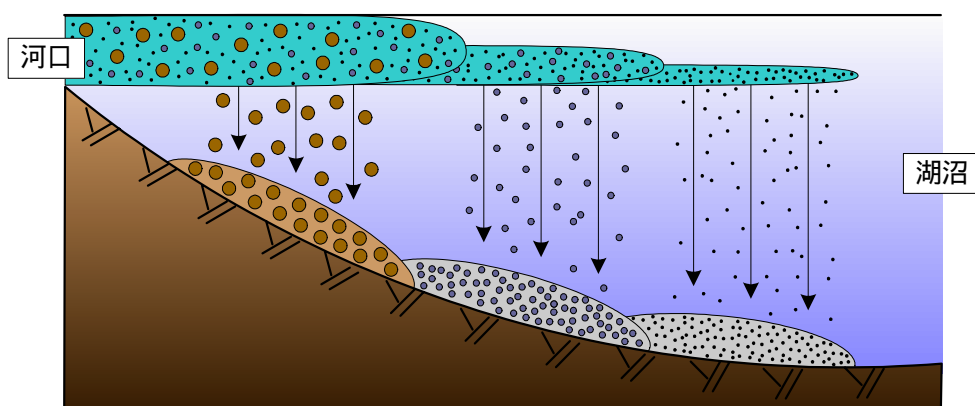


図 1.2.9 河川から流入した物質の沈降（イメージ）

1.2.10 流入河川河口域の混合・拡散

流入河川の河口部及びその周辺水域では、流入河川水と湖水との混合・拡散現象を支配する流れは、湖水の水温（密度）の鉛直分布と流入河川水の水温や密度に規定される密度流であり、濁りの発生や湖底付近の貧酸素化など湖水の水質変化と密接な関係にある。

湖水は季節に応じて水温（密度）の鉛直分布が変化するため、流入河川水は密度流を形成し、河川水と同じ密度の湖水が分布する水深に侵入し、移流する過程で混合・拡散する。

たとえば、出水期は河川水よりも湖面付近の水温が高く、濁った河川水が水温躍層（水深 10～25m）に密度流となって侵入した場合、湖面が濁らないことも観測されている。

また、融雪期には湖底に沿って水温の低い（溶存酸素も飽和状態の）融雪水が密度流となって琵琶湖・北湖の深層部に多量に流入しており、深層水に溶存酸素を補給する重要な役割を果たしている。最近、この融雪水量が減少する傾向にあり、地球温暖化の進行が琵琶湖・北湖の湖底の貧酸素化にも繋がると考えられている。

網走湖のように塩分密度成層が形成されている湖沼では、濁水が湖水の上層部に侵入し、移流する過程で混合・拡散するため、上層部が濁りやすい一方で、下層の塩水層の透明度が非常に高くなるという現象が起こる。

このように、流入河川河口域における河川水と湖水の流動現象は、湖水の水質変化と密接な関係を有している。

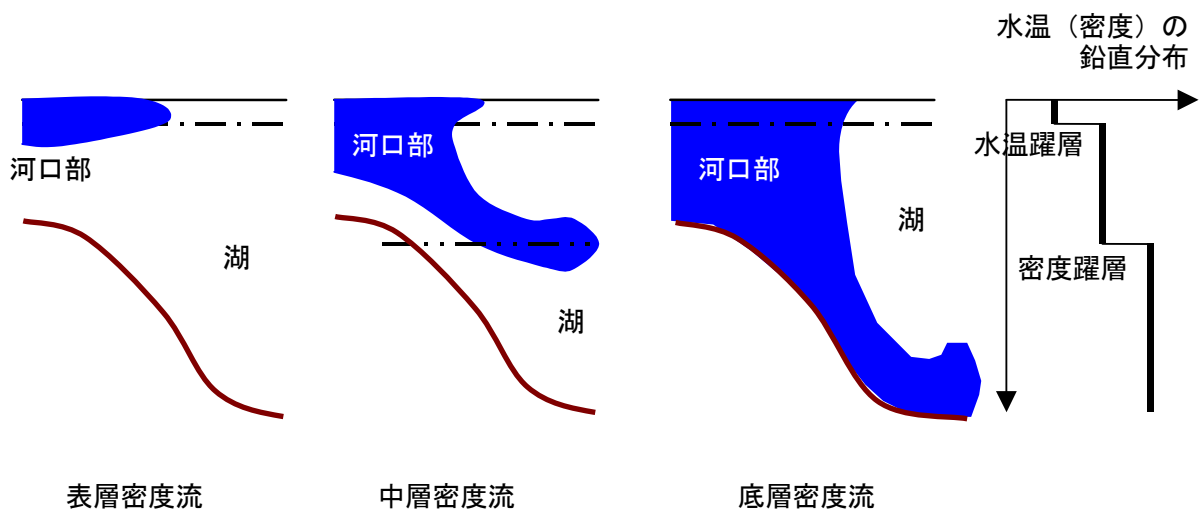


図 1.2.10 流入河川河口部の混合・拡散のメカニズム

1.2 湖沼管理上の重要な諸現象

1.2.11 風による塩水塊の移動

汽水湖の湖盆に遡上した塩水は、塩分成層を形成して湖盆の底部に滞留しやすく、この塩水塊は風によって湖内を移動する。

宍道湖の湖盆は東西にやや細長い湖底平原部（水深4m以深）があり、その周囲は水深3～4mの湖棚部が形成されている。湖底平原部の中央付近が最深部で6.4mである。

大橋川を遡上してきた中海からの塩水が宍道湖に一旦流入すると、お椀のような形状をしているため、出水等による攪乱混合が生起するまで湖底平原部に滞留しやすい。

このような状態で、湖面に強い風が吹くと、湖底平原部に滞留した塩水塊が風上側の湖岸寄りに移動する現象が観測されている。

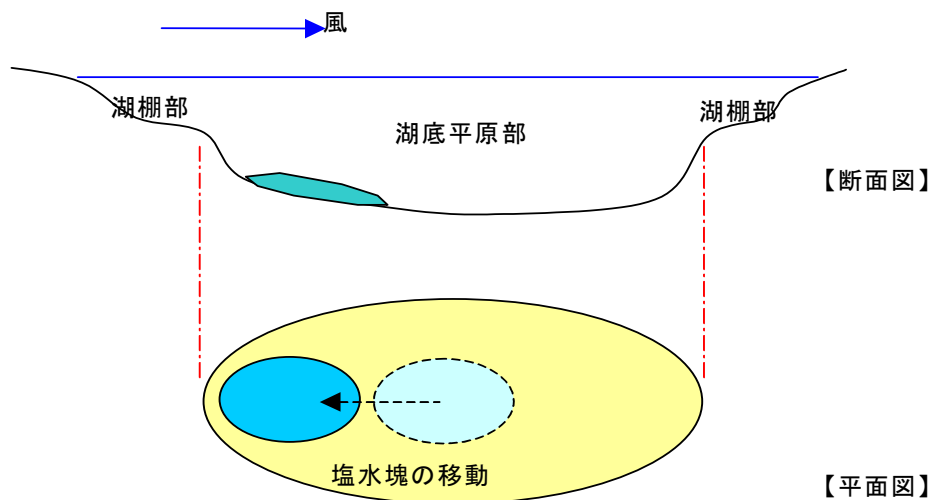


図 1.2.11 宍道湖の湖底平原部を移動する塩水塊のイメージ

1.2.12 風、潮位変化による湖水の鉛直混合

汽水湖の淡塩水境界面は、風や潮位の変化に敏感に反応して強制的な内部波や内部静振が発生し、この境界面に生じる波動が湖内を進行するため、湖水の鉛直混合を促進し、植物プランクトンの増殖に必要な栄養塩類を深層水から表層水に補給する。

琵琶湖など淡水湖では、風によって内部波が上下に振動し、湖水の鉛直混合を促進し、深層水から表層水に栄養塩類が補給され、植物プランクトンの増殖を促す作用があると考えられている。

水深の深い境水道を通じて日本海に接している中海では、湖全体に及ぶ海水の入退潮があり、米子湾の湾奥部や大橋川に至る湖内では淡塩水境界面が形成され、風波や潮位の変化で内部波が発生する。その振幅は淡水層と塩水層の密度差に応じて決定されるため、その振幅は最大4～5mにも達する(中海)。これにより、塩水層(深層水)と淡水層(表層水)との鉛直混合が促進される。

地球温暖化による海面上昇が懸念されているが、汽水湖ではわずかな海面上昇であっても淡塩水境界面の振幅が増大し、それによる水質等への影響は大きい。汽水湖では特に海面上昇にも配慮した取組が重要である。

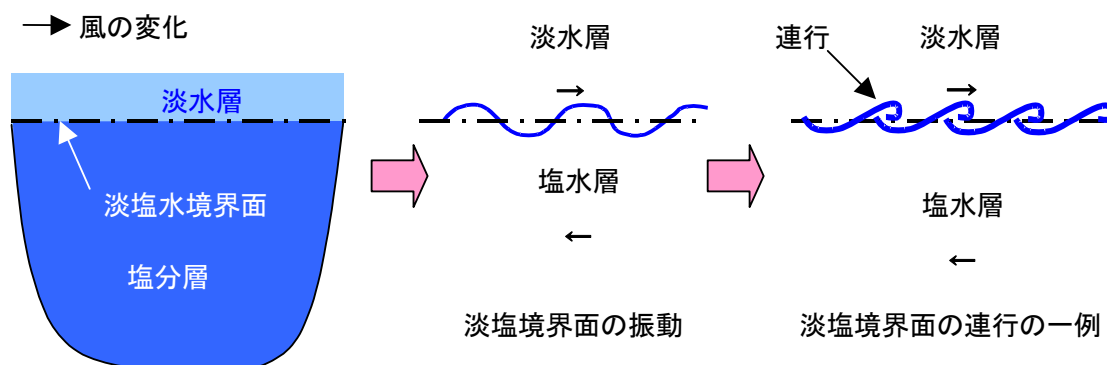


図 1.2.12 汽水湖の淡塩境界面における鉛直混合の一例のイメージ

注) 淡塩境界面において淡水層と塩水層の速度差がある一定値以上になると、上図に示すように境界面に振動(内部波)が発生し、速度差がさらに大きくなると内部波が成長して上下層が連行するようになり、内部波が碎波すると上下層の混合が起こる。

汽水湖では、塩分成層だけでなく水温成層も加わるため、熱塩成層が形成される。この熱塩成層も、「熱塩対流」によって鉛直混合する。

熱塩成層が形成されると、塩分に比べて熱の拡散速度が速いため、塩分の変化が水温の変化よりもかなり遅れ、密度境界面(淡塩境界面など)近傍では不安定層が形成されて自然対流が起こり、鉛直混合が促進され、これを熱塩対流という。

熱塩対流の一つにフィンガリングという鉛直混合現象がある。図 1.2.13に示すように上層が高温・高塩分で下層が低温・低塩分の熱塩成層を形成している場合、境界面では水塊は下層へ、下層の軽い水塊は上層に侵入しようとする。この時侵入したフロント先端においては、塩分は

それほど拡散しないが、熱は速やかに拡散する。このため、上層に侵入したフロントは加熱されてさらに軽くなって上昇速度が速くなる。一方、下層に侵入したフロントは冷却されて重くなって下降速度が速くなる。その結果、図に示すようにフィンガー状に上下層の水塊が入り混じり、鉛直混合が促進される。

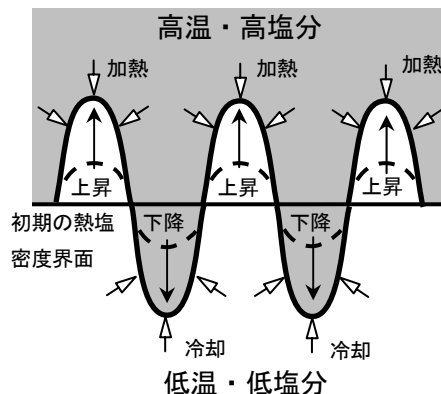


図 1.2.13 熱塩対流による鉛直混合現象の一つ（フィンガリング）

（出典：道奥康治「水温成層と熱循環が水質に及ぼす影響」，土木学会水理委員会・環境水理部会報告書，pp.386-388，平成 12 年 5 月）

コラム 湖沼等の成層度パラメーター：LAKE 数 L_N

LAKE 数とは、湖沼、貯水池などの閉鎖性水域における水域全体スケールの成層変形を規定する成層度パラメーターであり、密度成層構造を判定する基準として利用できる。

- $L_N \gg 1$ の場合：密度成層は水平な鉛直一次元構造を維持
- $L_N = 1$ の場合：風応力に対する密度成層の安定限界条件
- $L_N < 1$ の場合：密度成層が転倒して二次元、三次元の密度構造に変化

なお、LAKE 数は以下の式により算出される。

$$L_N = \frac{Mg \cdot (Z_g - Z_o) \beta}{\int_{A_s} \rho_0 u_*^2 dA \cdot (H - Z_g)}$$

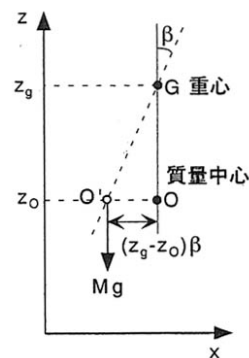


図 セットアップ時の重心 G と質量中心 O の位置関係

① LAKE 数の長所

ウェーダーバーン Wedderburn 数 W 、リチャードソン Richardson 数 R_ρ 、密度フルード Froude 数 F_d などの他の成層度パラメーターは、たとえば、数値シミュレーションなどに利用する場合には、密度成層を二層系に近似したり、水域形状を等価な長方形水域に換算して用いる必要がある。これに対して、LAKE 数 L_N は、任意の湖盆形状や密度分布形に対して恣意性を含むことなく客観的に算定できる。

流入河川に対する LAKE 数 $L_{N,I}$ の導入

LAKE 数 L_N には、流入河川に対する湖沼等の成層安定度をあらかず LAKE 数 $L_{N,I}$ の導入もなされている。

（参考文献）

土木学会水理委員会・環境水理部会 編集

「湖沼、貯水池の管理に向けた富栄養化現象に関する学術研究のとりまとめ」，土木学会 WG 報告書，道奥康治「水温成層と熱循環が水質に及ぼす影響」，pp.370-391，平成 12 年 5 月

1.2.13 砂州、湖岸植生等の形成

流入河川の河口部及びその周辺水域では、流入河川と湖沼の流動が組み合わせり、河川によって運ばれてきた土砂、有機物、栄養塩類などが沈殿・集積し、砂州、砂浜、湖岸植生等を形成している。

また、流入河川や湖岸道路などから多量のゴミが湖内に流入し、それが砂浜や湖岸植生帯に集積し、景観や生態系に著しい影響を及ぼしている。

流入河川によって運ばれてきた土砂やそれに付着している有機物、栄養塩などは、河口域で水面が放射状に広がるために流れが非常に穏やかになり、周辺水域に沈降しやすくなる。河口域ではさらに湖沼の流動現象（沿岸流）の影響を受けて土砂や有機物などが特定の場所に集積し、砂州、砂浜や植生帯を形成する。

砂州、砂浜や湖岸植生の形成には、湖盆形状や波浪の影響も密接に関係しており、急峻な湖底勾配を有する場所や高い波が頻繁にうち寄せる湖岸では砂浜や湖岸植生帯はほとんど形成されない。

逆の言い方をすれば、砂州、砂浜の形態や湖岸植生の分布状況から湖岸における流動特性や風の特性を推測することができる。

こうした砂浜や植生帯には、土砂や有機物などが堆積し、湖沼環境上重要な場を形成する。

一方では、多量のゴミ（プラスチック製の容器・包装材、空き缶、紙くず等）が漂着・堆積し、景観を損なうだけでなく、野生生物の生息環境を破壊している場所も少なくない。

霞ヶ浦では、自然湖岸が人工護岸に改変され、高い波がうち寄せるようになり、底質を巻き上げるなどの悪影響が出ている。



図 1.2.14 網走川河口部の砂州の変遷

1.2.14 河床形状と塩分遡上

汽水湖の塩分濃度は、陸域からの淡水流入量と海域からの塩分遡上量によって規定され、このバランスの中で汽水湖の生態系が営々と維持され、ヤマトシジミなどの水産資源を育てている。

海域からの塩分遡上形態は、潮汐、河川（淡水）流量、河床形状、風などによって影響を受けて変動する。

このうち、河床形状は人為的な改変が行われる可能性が高く、河床形状と塩水遡上の関係を把握しておくことが重要である。

(1) 網走湖

網走湖には網走川（延長約7km）を通じて塩分が遡上しているが、網走川で確認されている塩水遡上は、潮汐流の大小やその変動によってダイナミックに変化する区間と河床形状に伴う乱れ（強制的な混合現象）が生じる区間がある。

ダイナミックに変化する区間では、一潮汐の間に、弱混合（塩水楔）～緩混合～強混合へと移行する。一方、河口から遠く離れて河床部に突起部など顕著な河床形態となる場所では、強制的な混合現象が生じ、強混合へと遷移する場合がある。

こうした、日々の塩水遡上の繰り返しにより、網走湖におけるヤマトシジミなどの水産資源を育む環境場が形成されている。

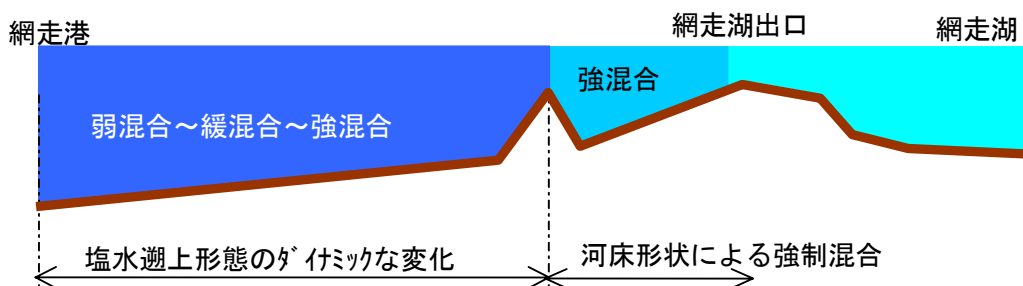


図 1.2.15 網走川の河床形状と塩水遡上形態の変化

(2) 小川原湖

小川原湖の河口部には浅瀬と澇筋があり、この澇筋に沿って塩水が遡上したり、陸域からの河川水と混合した塩水が流出する。

澇筋は塩分濃度の変動が激しく、ヤマトシジミの孵化には適さないが、浅瀬では干潮時でも塩分濃度が高い状態（3%以上）で約1昼夜程度継続し、これがヤマトシジミの孵化環境を維持している。

1.3 湖沼の水理水質現象のメカニズム

1.3.1 基本的な流動現象と主な要因

湖沼における基本的な流動現象には、流出入による流れ、風による吹送流^{すいそうりゅう}や吹き寄せ、風が止まった後の表面静振^{せいしん}や内部静振、風に伴う水面や内部境界面の強制波動、水温差に伴う密度流^{みつどりゅう}、汽水湖の塩分濃度差に伴う密度流、内部波^{ないぶは}、環流^{かんりゅう}（湖流）、乱流^{らんりゅう}などがある。

また、日本における湖沼や貯水池では、春季から秋季にかけて成層^{せいそう}が形成されて流動現象にも影響を及ぼす。

湖水を流動させる要因としては、風、河川の流出入や海水の入退、熱、引力(重力)、気圧等があげられ、これらが湖盆形状・湖面積・水深・コリオリ力などの流動を制御する因子との組合せにより様々な流れを形成し、水質や生態系に影響を及ぼす。

湖沼における流動現象の主な要因を図 1.3.1に示す。それぞれの、基本的な流動現象の要因とメカニズムについては、次節以降に詳述する。

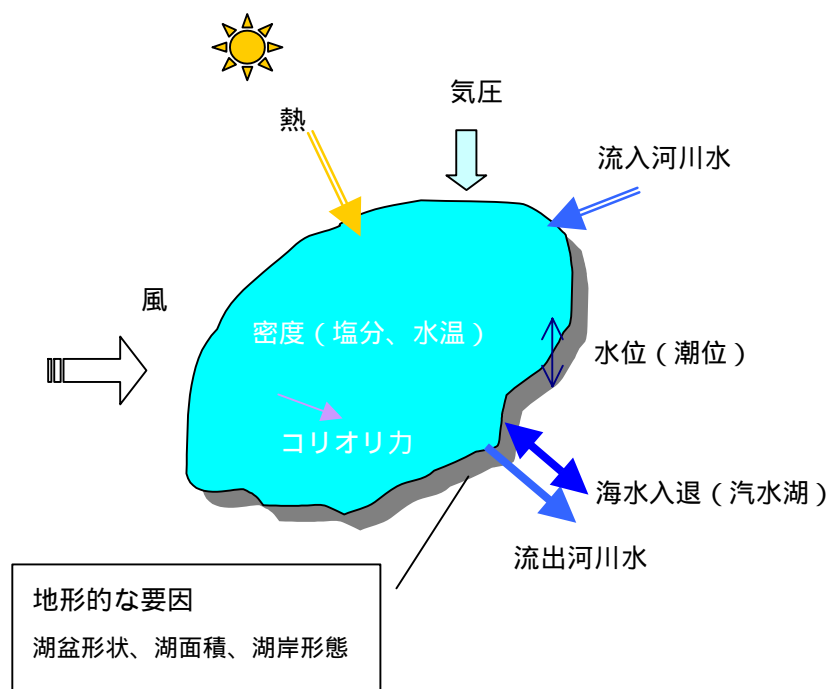


図 1.3.1 湖沼における基本的な流動現象の要因

1.3.2 流出入による流れ

河川水の流入部、湖水の流出部では、流出入による流れが最も支配的であり、流量、水位、平面形状や湖盆形状などの要因によって流れが大きく変化する。

こうした河川の流入部や湖沼の流出部の流れは複雑かつ変動しやすいが、そうした流動現象が湖沼の生態系にとって重要であることがわかってきている。

(1) 流入部の流れ

流入部では、湖岸や湖盆の形状に応じて流速が低下し、流れの平面的な広がりが変化するとともに、流入水の密度や流量及び湖水の成層状況に応じて水深方向の流れも変化する。

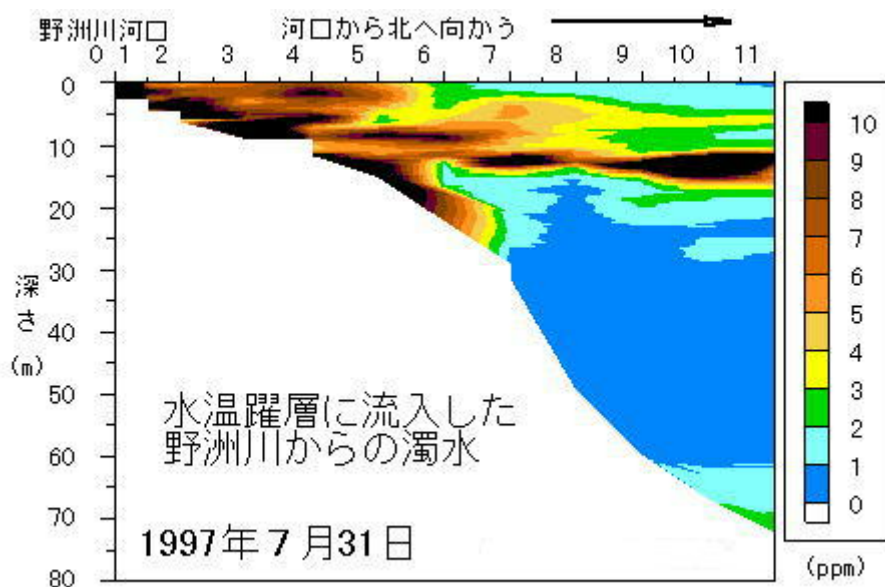


図 1.3.2 琵琶湖の野洲川流入部の流れ（濁度）の計測結果

（出典：滋賀大学教育学部・湖沼実習センター・コース「集水域」第10号，1997.10.20）

(2) 流出部の流れ

霞ヶ浦や琵琶湖のように、流出部にそれぞれ常陸川水門や瀬田川洗堰があり、こうした人為的な湖水位管理が行われている湖沼では、流入河川等からの流入水量、湖沼の水位と水門やゲートの開閉操作状況に応じてサージングが生じて流出部の流れが変化する。

霞ヶ浦や琵琶湖では、流出部の流れの変化による上下流への影響を考慮した水門やゲートの開閉操作（湖水位管理）が求められている。

(3) 汽水湖の河口部の流れ

汽水湖（河口部）では、湖水位、湖底（河床）地形、潮位変化による海水の入退による流れ（往復流）が支配的である。

網走湖では網走川（延長 7.2km）、小川原湖では高瀬川（同 6.6km）、中海では境水道（同 8.7 km）、宍道湖では大橋川（同 7.6 km）において、水位や河床地形などの要因が複雑に絡み合ってそれぞれの特有の流れを形成するとともに、ヤマトシジミなどの水産資源を育む環境場の形成に重要な役割を果たしている。

なお、それぞれの湖沼河口部の詳しい流動現象については第 4 章の該当する調査研究成果に記載している。

たとえば、小川原湖では、潮位が湖水位を上回ると海水が高瀬川を遡上するが、高瀬川の澇筋が狭小で、かつ、河道延長が 6.6 km もあるため、まとまった量の塩水が小川原湖に達するのは、比較的大きな水位差が長時間継続した場合のみである。

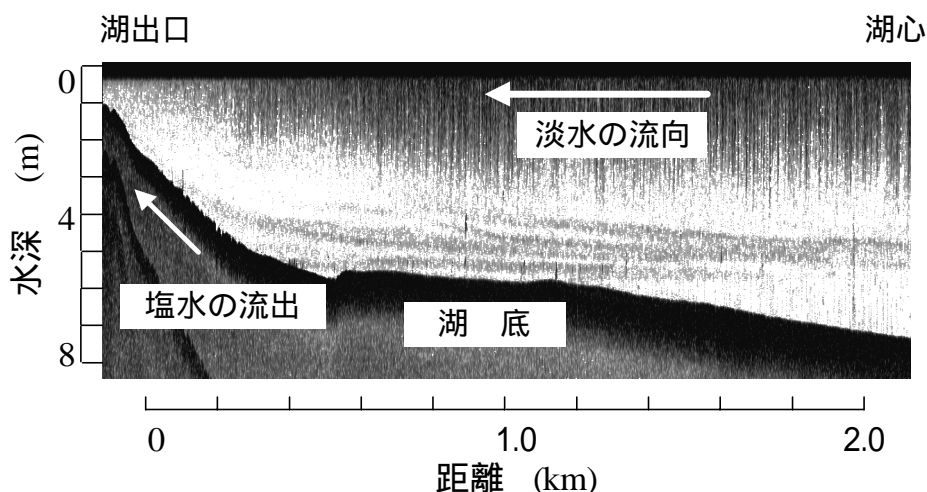


図 1.3.3 網走湖出口付近の超音波映像が捉えた塩水流出形態（吸い上げ型）

（出典：池永，山田，向山，大島，内島「網走湖の塩水化の機構と塩淡二成層の長期変動特性に関する研究」，土木学会論文集 600/ -44，pp.85-104，1998.）

注）網走湖では、塩水の流出形態として、吸い上げ型と連行型が観測されている。この図の筋状の映像では、下層の塩水が湖出口に向かってあたかも吸い上げられているような形で流出している状態が見られる。

1.3.3 吹送流

風が吹くと湖面にせん断応力が生じ、この力に引きずられて湖面に流れが起こり、この流れのことを吹送流という。吹送流は風が強いほど大きくなる。

吹送流は、図 1.3.4に示すように水面を風下に流動させて風下側の湖水位が高くなる水面勾配が生じて風下側の湖底水圧が高くなり、これが風上側への流れを生起する。

水深が浅い湖岸部では、風による流れが水圧にまさり、全層にわたって風下側に流れるのに対して、湖心など比較的深い水域では、ごく表層を除き、下層では風上側への流れを生起する（図 1.3.5）

こうした流動は、湖内の物質の移動に支配的な影響を及ぼすため、水質変化と密接な関係がある。

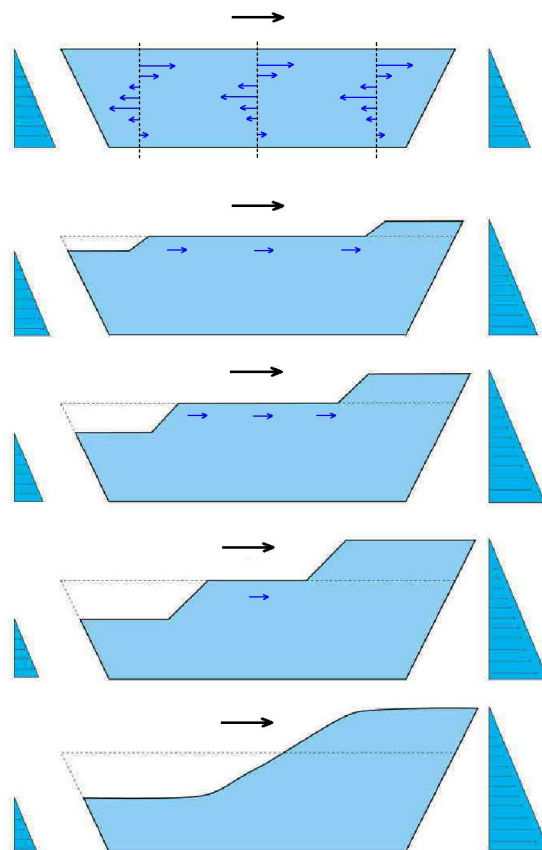


図 1.3.4 吹送流による水面及び水圧の変化イメージ図

注) 風によって吹送流が発生し、それによる水面及び水圧の変化の時系列的变化を模式化したものである。一番上の図には湖内の流速分布イメージを示している。一番下がよく知られている吹送流による水面形と水圧変化のイメージ図であり、鉛直方向に拡大した図となっている。

1.3 湖沼の流動現象の要因とメカニズム

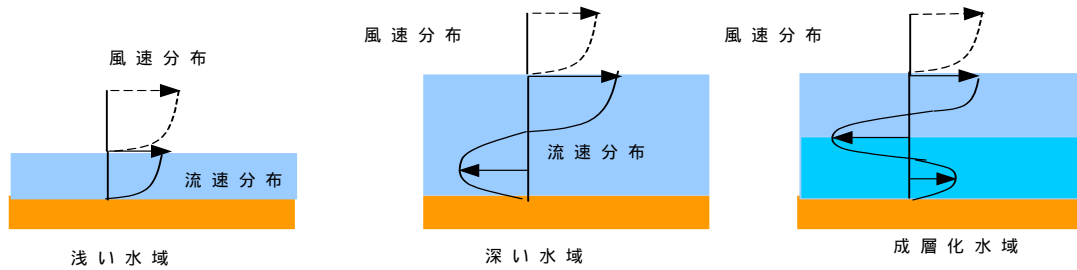


図 1.3.5 浅い水域、深い水域、成層水域の吹送流のイメージ図

霞ヶ浦のような浅い水域では、安定的な季節成層は形成されることはなく、日射のサイクルに応じた日成層が形成され、この日成層の形成状態と吹送流が霞ヶ浦の水質変化に大きな影響を及ぼすことがわかっている（詳細は、第6章の霞ヶ浦の水理・水質特性参照）。

この日成層による上層と下層の水温差は1 のオーダーであるが、日成層が形成されていない時間帯と日成層が発達している時間帯に同じような吹送流が発生した場合を比較すると、後者の場合が遙かに大きな流動を生起する。これは、相対的に密度の小さい表面のうすい水層に風が作用し、表面流速が早くなるためである。

このため、日成層が形成されている場合のほうが、湖水の水平方向及び水深方向の運動量が大きくなり、水質変化に及ぼす影響が大きくなる。

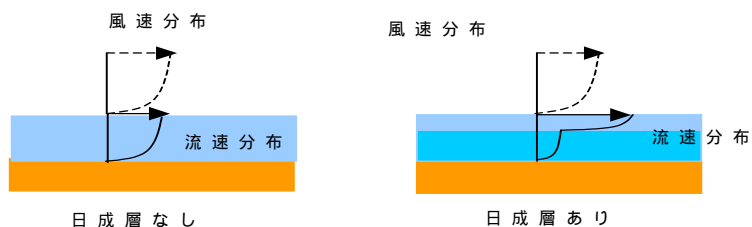


図 1.3.6 浅い水域における日成層の有無による吹送流のイメージ図

1.3.4 表面^{せいしゆ}静振

吹送流は湖面を風下に流動させるため、風下側が高くなると吹き寄せが生じ、風が長時間連続すると、その作用の元での強制的な水面の振動が発生する。この場合を風に伴う水面の強制振動という。

風が吹くのが止まった後は、振動論で言うところのいわゆる自由振動となる。このようにして風が吹くのが止まった後も継続している湖面の振動を表面静振という（図 1.3.7）。

このようにして発生する湖面の振動は、湖岸を^{はら}腹とする^{ていじやうは}定常波であり、表面静振の波長は、湖面の長さ（長軸距離）や幅（短軸距離）と同程度であり、節の数や周期の異なる複数以上の定常波が存在する（固有の波が存在する）と言われている。

琵琶湖南湖では、周期がほぼ4時間の表面静振がしばしば観測されており、定常波の腹に位置する大津市沖では20cm以上の水位変動を生起している。定常波の節の位置に近い琵琶湖大橋に設置された流向流速計は、ほぼ4時間周期の顕著な流速変動も観測している。

表面静振は、湖面や湖盆の形状から解析モデルによって波長、周期、振幅などの特徴を推定することができる。

表面静振も風が強いほど大きくなるが、風が強くなると湖面の波浪が大きくなり、その中に入ってしまう。

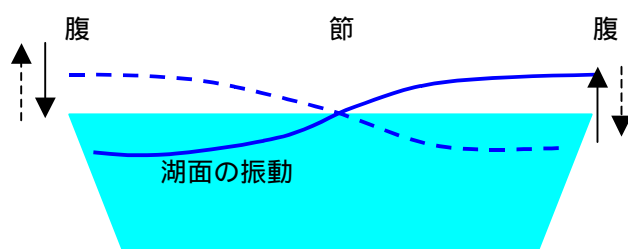


図 1.3.7 表面静振のイメージ図

1.3.5 内部静振

湖面に生ずる表面静振に対して、^{すいおんせいそう}水温成層あるいは^{えんぶんせいそう}塩分成層の内部境界面（変温境界面あるいは変密度境界面）の振動によって生ずる静振を内部静振という（図 1.3.8）。内部静振は風や湖水位の変化あるいは潮位や気圧変化などが最初の駆動となって発生する。

風などによって湖面が震動すると、内部境界面の上の湖水と下の湖水に密度差があり、それぞれに作用する重力の違いに応じて振幅するため、内部静振の振幅は表面静振の振幅に比べて極めて大きくなる。なお、内部静振による湖水位変化に及ぼす影響は無視しうる程度である。

内部静振は、表面静振と同様に湖面や湖盆の形状から解析モデルによって波長、周期などの特徴を推定することができる。

琵琶湖のように規模の大きな湖沼では、第 6 章の琵琶湖調査研究成果にも記述しているが、内部静振に地球の自転の影響（コリオリ力）が及び、回転性の内部静振が現れることが現地観測と解析モデルによって考えられている（金成「琵琶湖における内部静振」京都大学,1973）。

汽水湖の中海では、塩分成層の内部境界面が振動する内部静振が観測されている。詳しい現象等については、第 6 章の中海・宍道湖調査研究成果に記述しているが、中海において計測された内部（変密度）境界面の変動状況のイメージを図 1.3.9 に示す。中海では内部境界面の変位は水位変化との相関が低く、湖面の水位変化が 20cm 前後であるのに対して、内部境界面の变化は 2m 以上に達し（気象条件によっては 4~5m にも達し）こうした流動による水質等への影響は大きいと考えられる。また、湖心部と米子湾のような湾内では、内部静振の周期と振幅が異なっており、別々の内部境界面の震動とそれに伴う流動現象が生起していると考えられる。

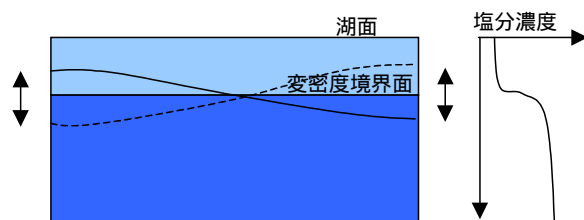


図 1.3.8 内部静振のイメージ図（汽水湖）

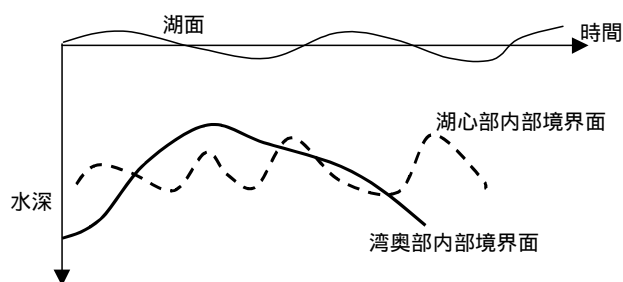


図 1.3.9 中海の湖面と内部静振の経時変化のイメージ図

1.3.6 水温差に伴う密度流

湖面における熱の出入りにより、水平方向や水深方向に水温差が生じ、その水温差により水平方向や鉛直方向の流れを引き起こす。

また、成層化した湖水に流入する河川水は、河川水の密度に近い湖水の層に潜り込むようにして混合する。

水温差に伴う密度流による流動が顕著に観測されるのが琵琶湖であり、南湖と北湖の湖水の交流や流入河川と湖水との混合（融雪時や出水時等）などがその代表例である。

南湖は平均水深が約4 mと浅く、冬季は北湖に比べて湖水が強く冷却されるために、相対的に密度の大きくなった南湖の湖水が、底層密度流となって南北湖の境界斜面を北湖側の底層に流下する（図 1.3.10）。こうした底層密度流がひとたび発生すれば数日間は継続し、底層密度流を補てんする流れとして北湖の表層水が南湖の表層に流れ込み、湖水の交流を引き起こす。

夏季など琵琶湖で水温成層が形成されている時期に、中小の出水が琵琶湖に流入する場合は、河川水の水温（密度）と同じ水温（密度）の層に流入し、混合・拡散する。

また、春先の融雪時には、水温の低い融雪水が密度流となって北湖の底層に流入し、底層水に溶存酸素を補給している。地球温暖化の影響のためか近年は積雪量が少なくなる傾向にあり、融雪水の減少は北湖の底層部の貧酸素化を早めると懸念されている。

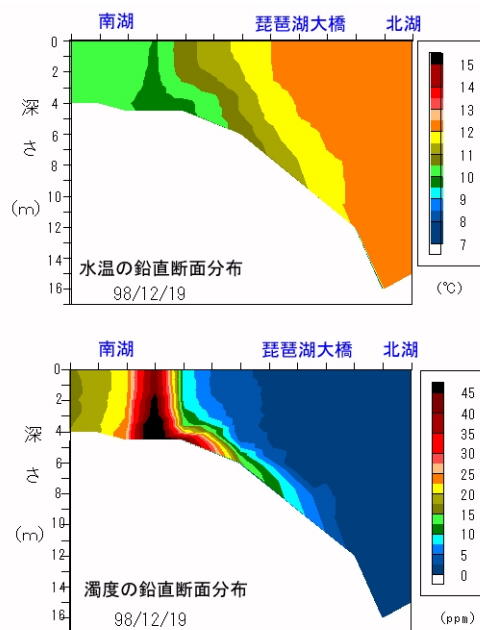


図 1.3.10 水温差による密度流の計測結果（水温と濁度の鉛直断面分布）

（出典：遠藤ほか「びわ湖の種々の界面部における物質動態に関する物理、化学、生物学的研究」南湖と北湖の境界水域における物理学的調査結果，滋賀大学教育学部紀要，39号，pp.29-49，1990.3）

1.3.7 塩分濃度差に伴う密度流

汽水湖では外海と接する河口部から湖盆にかけて潮汐によって高塩分水塊が出入りする。

河口部の流れは、その地形、河床形態、河川からの淡水の流出量、湖水位、潮位や気象の変化などの要因によって複雑な流動形態が出現するが、淡水と海水の混合の強弱により、一般的に3つの型（強混合型、緩混合型、弱混合型）に分類される（図 1.3.11）。

強混合型

河道内の乱れが強く、密度（塩分）は水深方向に一様化しており、密度（塩分）勾配は水平（流下）方向にのみ存在する。

緩混合型

水深方向、水平方向の両者に密度勾配が存在する。

弱混合型

表層の淡水層と底層の海水層とがほとんど混合せずに明瞭な成層をなす。塩水楔^{くさび}とも呼ばれる。

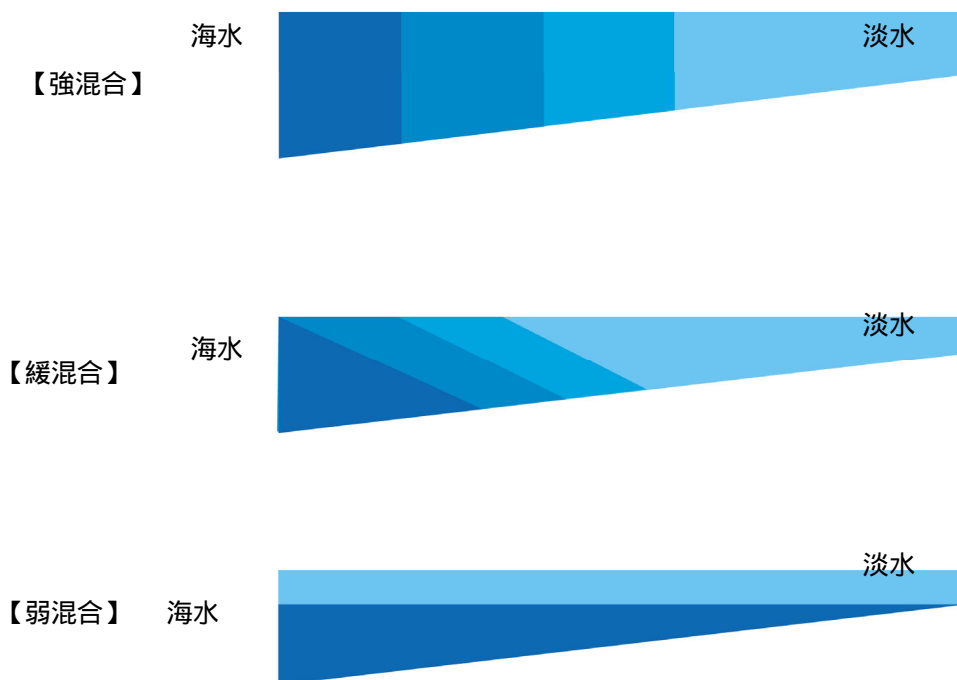


図 1.3.11 河口部における海水と淡水の混合型のイメージ図

1.3 湖沼の流動現象の要因とメカニズム

網走湖の網走川のように潮汐による流れが支配的な河口部では、一潮汐の間の弱混合～緩混合～強混合へとダイナミックな変化を呈する。

また、河口から上流に遠く離れ、河床部の突起等の顕著な地形特性のある場所では、強制的な混合現象が生じ、強混合へと遷移する場合がある。

宍道湖と中海を結ぶ大橋川では、上げ潮時、中海から宍道湖に向けて緩混合型で高塩分水塊が遡上し、下げ潮時、高塩分水塊が河床付近を薄層で流下する現象も観測されている。

塩水遡上時は、図 1.3.12に示すように潮位変化による表層と下層の流動する速さの違いで、緩混合の場合でも強混合のような状態が観測される瞬間があるなど、塩分濃度差に伴う密度流の流動は複雑である。

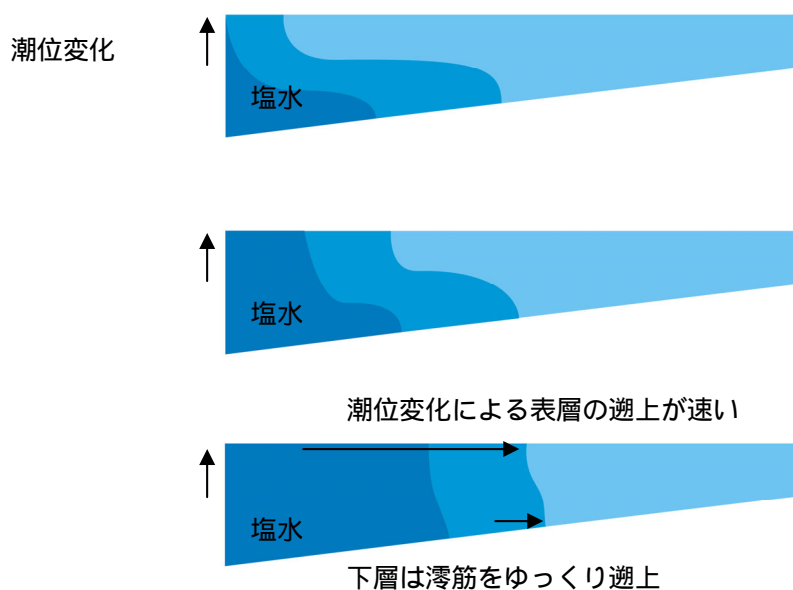


図 1.3.12 見かけは強混合に見える緩混合の流動機構のイメージ

1.3.8 内部波

内部波は、風や湖水位（潮汐）の変化などによって内部境界面（変温境界面や変密度境界面）付近で発生する波動であり、それに伴う湖水の流動は、通常、微弱な流れしか存在しない深層や底層に与える影響が大きい。

(1)内部サージ

水温成層が形成された時期、変温境界面は吹送流等により振動しているが、急に強風が吹いた場合など、その振幅が増幅されて通常とは異なる大きさの波となる場合があり、この波のことを内部サージという。

図 2.3.13 は琵琶湖大橋北側の水温鉛直分布の連続計測結果であり、1993 年 9 月 4 日深夜から翌 5 日朝にかけて振幅が 40m に達する内部サージが生じたことを示している。

この内部サージは湖底まで達し、湖底近くで最大流速 61cm/sec(深水層の通常流速は 10cm/sec 弱)のジェット流が発生していたことが同時に観測されており、このような強い流れは、50 m もの深さの湖底泥を巻き上げる可能性があるかと推測されている。

(2)内部ケルビン波

内部波は表面波と比べて伝播速度が遅く、たとえば、琵琶湖では数日を要すると言われており、こうした内部波は、地球の自転速度よりも遅くなる場合には、コリオリ力の影響が目立つようになる。

琵琶湖の北湖では内部境界面が中央部を回転軸として回転する内部ケルビン波の存在が確認されている（第 6 章の琵琶湖の水理・水質特性に詳述）

ワンポイントアドバイス ケルビン（Kelvin）波
 回転系において重力を復元力とする波（重力波）の一種で、内部境界面に沿って進む内部波である。ケルビン波の振幅は境界から離れるにしたがって指数関数的に減少する。

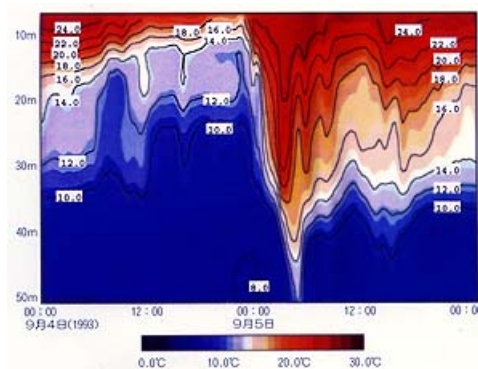


図 1.3.13 内部サージ発生時の琵琶湖大橋北側の水温鉛直分布変化
 （出典：琵琶湖研究所 オウミア 54-2）

1.3.9 環流

湖流、恒流^{こうりゅう}ともいう。湖沼に恒常的に存在すると考えられている水平循環流である。環流は熱的な要因のみで維持されるのではなく、風などの要因も大きく影響すると推定されている。

たとえば、琵琶湖の北湖では、水温成層期（春～秋）の表層（変温境界面よりも上の湖水）に2つの環流が安定的に存在することが分かっている（第6章の琵琶湖の調査研究成果に詳述）。この環流は速い場合 10～20cm/秒程度の流速がある。

環流は河川から流入する物質を湖心部等に移送する役割も果たしている。

1.3.10 乱流

吹送流などの流れの変動流速のみに着目すると、その時間的な変化は絶えず振動しており、この変動流速の振動による流れを乱流（乱れ）という。

浅い湖沼では、水域の流れは主に風によって引き起こされる吹送流であり、物質の移動、拡散、沈殿、巻き上げは吹送流とそれに付随する乱れに依存している。

霞ヶ浦の水質に影響を及ぼす底泥の巻き上げ現象は、風が強くなると発生しやすくなるが、底泥浮上の主要因は、風波によって生じる鉛直（水深）方向の乱れであることがわかっている。

1.3.11 成層（水温、塩分）

湖沼やダム貯水池などでは、春先から秋にかけて日射量の増大に伴い表層の水温が上昇しやすく、表層より下の湖水と水温差が生じる。この水温差は水深の大きい湖沼やダム貯水池でより顕著になり、水温成層^{すいおんせいそう}を形成する。

水は約 4℃ で最も密度が大きく、それよりも水温が高い場合、水温に比例して密度が小さくなるため、最も密度の高い湖水が湖底付近に、最も密度の低い湖水が表層に貯水され、水深方向に湖水が混合しにくい状態になる。

こうした水温成層は、大きな洪水や台風などによる成層破壊が起こらない限り、循環期（冬季）まで継続する。循環期とは、表層の水温が低下しやすく、密度が大きくなって下の層に潜り込み、次々と水深方向の湖水の混合（鉛直循環）が起こりやすい時期である。

同様な現象は、塩分による密度差によっても生起し、汽水湖では最も密度の高い塩分層が湖底付近に、最も密度の低い汽水層が表層になる塩分成層^{えんぶんせいそう}が形成される。汽水湖では塩分成層と水温成層が重なり合い、より強い成層が形成される。この強い塩分成層は大きな洪水や台風で破壊される場合もある。なお、水温成層における変温境界面^{へんおんきょうがいめん}あるいは塩分成層における変密度境界面^{へんみつどきょうがいめん}を内部境界面^{ないぶきょうがいめん}という。

こうした湖沼の成層と内部境界面に流出入河川、風などの外力が加わり、様々な流動現象が湖内に派生する。