

水工学シリーズ04-B-7

内湾域における水質変動特性

横浜国立大学大学院工学研究院 助教授

佐々木 淳

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会
2004年7月

内湾域における水質変動特性

Characteristics of Temporal and Spatial Variation of Water Quality in Semi-Enclosed Coastal Seas

佐々木 淳

Jun SASAKI

1 はじめに

東京湾をはじめとする富栄養化した日本の内湾域における水質の悪化は1960年頃に始まり、高度成長期の1970年代に最も深刻な状態にあったと考えられる(野村, 1995)。その間あるいはその後の様々な取り組み、たとえば洗剤の無リン化、下水道の整備、工場排水の規制によって、近年では富栄養化に関する水質指標で見ると若干改善されてきているといえよう。特に内湾域に流入する河川水中の有機汚濁は主に下水道の普及によって相当程度改善され、これによって内湾域のCOD(化学的酸素要求量, 有機汚濁の指標)の改善につながっている。

このように水環境の劣化が認識され、様々な取り組みが実施されるなか、同時に埋立や空港建設、干拓などが計画実施され、その環境影響が十分に予測・評価できない状況の中、環境アセスメント結果に現れる影響が軽微であることを持ってして事業が展開されてきた。この間も、また現在でも、開発行為による環境への影響は環境アセスメントの中で主に数値流動・生態系モデルを用いて検討がなされてきた。そこで実施される環境予測はほとんどの場合、たとえば「夏場の平均的な水質がどの程度変化するか」、あるいはせいぜい「月1回程度の調査データと比較して、水質の周年変動がどの程度変化するか」といった検討にとどまっていた。その際しばしば用いられるのは静水圧近似とBoussinesq近似に基づく準3次元の流動モデルとKremer・Nixon(1978)に代表される水質・生態系モデル(あるいはその改良版)を組み合わせた数値モデルであり、基本的枠組みはどれも大差はない。しかも、夏場の平均といったような、ある平均的な場を対象としたシミュレーションが実施されるため、そこに現れる変化は多くの場合軽微な変化(平均化するとたいていの現象はならされてしまう)しか出てこないことになり、多少変化がみられたとしてもその意味づけが困難になる。そもそも、この種のシミュレーションでは現地の実現象をどの程度模擬できているのかを客観的に示すことが困難であり、その結果、モデルの優劣の判断がつけられず、研究面でもなかなかブレイクスルーが生まれないといった状況があるように思われる。

日本の環境アセスメント技術がこのような困難な状況にある最大の原因は現地データの不足にあったことは論を待たない。実際に現地でどのような現象が起こっているのかわからなければ、シミュレーション結果がどの程度正しいのか判断がつけられないのは当然である。これは物理法則だけに支配されるわけではない水質や生物の動態については、現地データがなければほとんど何もいえないことに起因している。一方、ヨーロッパではたとえば北海の環境維持・再生を目的として関係国によるモニタリングが実施され(例えば, Jørgensen・Richardson 編, 1996)、アメリカではチェサピーク湾やサンフランシスコ湾等での包括的な調査がなされるなど(例えば, Maloneら編, 1999)、欧米が環境予測手法の開発でリードしてきたが、そのモデルをそのまま日本の内湾域に適用するほどには生態系のことはよくわかっていない。やはりそれぞれの海域の特徴を抽出し、それぞれの海域用にアレンジしたモデルをそれぞれの海域における十分なモニタリングデータを基に検証しながら進めていかざるを得ないだろう。

以上のように、日本の内湾環境に関する環境アセスメント技術は主に現地モニタリングデータの不足から停滞みであったといえよう。ところが、ここ数年社会情勢の急速な変化によって風向きが大きく変わり、長良

川河口堰問題，2000 年度冬の有明海におけるノリ不作，名古屋港藤前干潟や東京湾三番瀬の埋立問題等，開発と環境に関わる問題がマスコミにも大きくクローズアップされるようになった。そして少し前までは全く考えられなかった，各種政府系の委員会における審議内容のほぼ完全な公開，専門家の指導に基づくより高品質の現地調査の実施とデータの迅速な公開といったことが急速に広まり，現在，環境アセスメント技術の向上にはまたとない好機となっているように思われる。もちろんこのような社会状況の変化だけでなく，各測器会社の努力による高品質で安価な自記式水質計の出現をはじめとする，環境モニタリング技術の急速な発展の寄与も大きい。

このように急展開している情勢の中で，予測性の向上という観点から物理過程を重視しながら，内湾域における水質・低次生態系動態について現地観測データを中心に概説していく。

2 エスチャリーの物理過程

日本の内湾域のほとんどは河川流入のあるエスチャリー（淡水影響のある沿岸海域）である。エスチャリーでは上層が淡水に覆われるため，強い密度成層が形成される場合が多く，またエスチャリー循環と呼ばれる鉛直循環流が形成され，これらの物理過程はエスチャリーの水質動態を支配する主要な要因となっている。そこでまず，こういったエスチャリーの物理的な特徴から見ていこう。

2.1 エスチャリー循環

図 1 にエスチャリー断面の模式図を示す。エスチャリーを第一に特徴づける河川水は海水に比較して軽いいため，エスチャリーの表層を沖に向かって流れていく。その結果，上層水は下層水に比べて軽い状態となり，水深方向に密度の正の勾配が形成される。この状態を密度成層，あるいは単に「成層」と呼ぶ。エスチャリーにおける密度成層の形成には河川水の影響が第一義的に重要であるが，夏季になると上層水の水温が上昇するため温度の鉛直勾配によっても成層は強化されることになる。静穏時の比較的定常な状態においては，上層内は主に風により，下層内は潮汐の海底摩擦による乱れによって混合され，各層の密度は比較的一様に近くなり，これら上下層の境界には密度の急変部である密度躍層が形成される。密度躍層では密度界面を通過する物質輸送が著しく抑制され，あたかも壁のような働きをする。その結果，例えば図 1 に示すように，上層内で増殖した植物プランクトンは上層内に留まって下層への輸送は抑制され，同時に上層で光合成により生産された酸素も下層への輸送が著しく抑制される。このことが後述するように底層水の貧酸素化を引き起こす主因の一つとなっている。閉鎖性が強く流れがよどみがちな内湾ほど成層は強くなり，特に東京湾奥部に点在する浚渫窪地ではこの影響が顕著なため，春から秋にかけて恒常的に無酸素水が現れるなど，水質の劣化が深刻な状態と

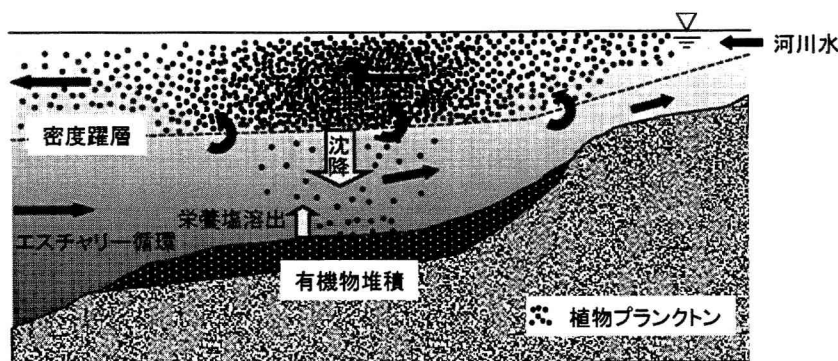


図 1: エスチャリー断面の模式図

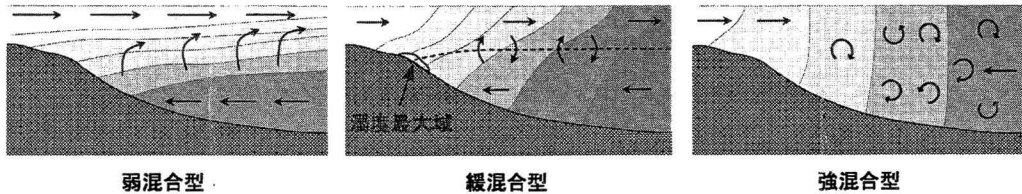


図 2: エスチャリーの分類

なっている。【水温、塩分、DO の分布図を入れ、密度躍層の重要性を強調する】

ところでエスチャリーは静的な成層状態にあるのではなく、河川水はあくまで沖合に向かい、湾外へ流出していく。一見するとこの湾外へ流出する流量は河川流量に等しいと考えがちであるが、実際はこれとは大きく異なる特筆すべき現象が見られる。図 1 のように上層水は沖に流れていく過程で密度界面直下の下層水を上層に巻き込んでいく。この現象は連行と呼ばれるが、これはすなわち沖に流出していく上層水の流量を増大させることを意味する。その結果、湾口上層では河川流量より大きな流量で海水が流出することになるので、これを補うように湾口下層から湾外水がエスチャリー内に進入し、上層流出、下層流入の鉛直循環が発達する。これはエスチャリー循環と呼ばれ、その連行作用によって河川流量の数倍から 10 倍以上もの鉛直循環流が誘起されることもあり、河川水量の変化が内湾環境に大きく影響を及ぼす所以である (宇野木, 1998)。

定常状態における河川流量と塩分の分布を既知とすると、循環流量は次のような巨視的モデルを用いて見積もることができる。図 1 において、河川から塩分 S_R 、流量 Q_R の淡水が流入し、沖合上層から塩分 S_S の海水が流出、底層では塩分 S_B の外洋水が流入しているとする。塩分が保存物質であることを利用すると次の保存式が成り立つ (例えば, Bowden, 1984)。

$$Q_R + Q_B = Q_S, \quad S_R Q_R + S_B Q_B = S_S Q_S \quad (1)$$

これらを解けば上層からの流出量 Q_S および下層からの流入量 Q_B が

$$Q_S = Q_R (S_B - S_R) / (S_B - S_S), \quad Q_B = Q_R (S_S - S_R) / (S_B - S_S) \quad (2)$$

のように求まる。もちろん流入河川の流量は $Q_S - Q_B$ となっている。さらにこのエスチャリーの体積を V とすればフラッシュ係数 r は

$$r = (Q_R + Q_B) / V = (S_B - S_R) / (S_B - S_S) Q_R / V \quad (3)$$

となる。Officer(1979) はこのような巨視的モデルを栄養塩等の非保存物質に適用することで、エスチャリーにおける物質輸送の巨視的な理解を提示している。

2.2 エスチャリーの分類

エスチャリーは大きく 3 つのタイプに分類される (図 2) (例えば, 宗宮編著, 1990)。潮流の弱い海域に大河川が流入する場合には上層と下層の密度差が大きくかつ混合作用が弱いので、河川水は水面を這うようにして沖合へ流出し、下層では高塩分水が河口底層を遡る塩水楔 (salt water wedge) がみられる。このようなエスチャリーを弱混合型河口域 (weakly-mixed estuary) と呼ぶ。一方、相対的に潮流が強く河川流量の小さいエスチャリーでは上層と下層の密度差が小さく鉛直混合が強いため、塩分は鉛直方向には一様化し水平方向にのみ勾配ができる。このようなエスチャリーは強混合型河口域 (well-mixed estuary) と呼ばれ、両者の中間が緩混合型河口域 (moderately-mixed estuary) となる。秋期から冬季の有明海奥部は河川流量の低下と大きな潮位差による強潮流の影響で明瞭な強混合型に分類することができる (堤ら, 2003)。また、図 2 中の点線は水平

流速が0の等値線であり、その海底との交点付近はしばしば浮遊した底質の集積により濁度最大域 (turbidity maximum) を形成する。

以上、定常状態下におけるエスチャリーの物理的特徴を見てきたが、次節では風等に起因する数時間から数日スケールでのダイナミックな変動や、季節的な変化について見ていこう。

3 水温・塩分の時空間動態

3.1 季節変化

日本のほとんどの地域には四季があり、たとえば太平洋側にある東京湾（図3では図4に示すような水温・塩分の季節変化が見られる。図4は東京湾奥部の千葉灯標（図3中のC点）における水温・塩分の変動を千葉測候所における風ベクトル共に示してある（鯉渚ら, 1999a, b; 気象庁SDPデータ千葉）。

水温変動は春から夏に向かって上昇し、秋になると下降するという常識的なものであるが、湾奥部における水温成層の発達と崩壊は日スケールの現象であることがよく現れている。塩分は夏季にかけての河川流量の増大に対応して直ちに上層が低塩分化する様子がわかる。塩分が1変化することによる密度の変化を水温の変化のみによって実現するには、大雑把には水温は5℃程度の変化が必要である。図4に見られる夏季成層期の上下の水温差は5℃程度、塩分差は4程度であるから、密度変化に対する貢献は塩分が圧倒的に大きい。冬季になると水温の上下差はほぼ解消されるか、しばしば上層ほど温度が低くなる水温逆転が見られるが、塩分は弱いながらも常に下層の方が高くなっている。よって、冬季においても塩分成層による密度成層が弱いながら存在していることがわかる。なお、鯉渚ら(1999a, b)は東京湾の東京灯標（図3中のB点）、千葉灯標（図3中のC点）、および京葉シーバース（図3中のD点）において、周年にわたる自記式水質計を用いた水質の連続観測、および週1回の採水に基づく栄養塩動態に関するモニタリングを実施し、東京湾奥部の水質・低次生態系動態の短周期変動を含む季節変動を明らかにしている。

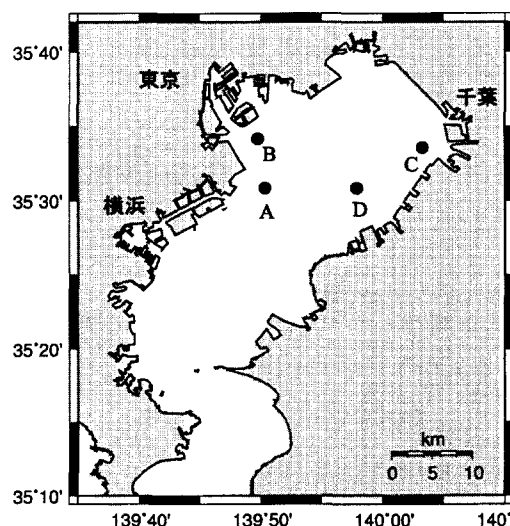


図 3: 東京湾

3.2 風による変動

図4の水温・塩分の短期的変動を引き起こす主因は風である。風が引き起こす流れを吹送流と呼ぶ。風が水面を引きずることによって表面の水が動き出し、それがさらにその下面の水を引っ張ることによって深部にまで風の影響による流れが生じる。同時に地球自転の影響によるコリオリ力が北半球では流れの進行方向直角右向きに働くため、深層にいくほど流向が右向きに回転していくエクマン螺旋が生じ、このような流れをエクマン流と呼ぶ（例えば、九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻編, 2001）。このようなコリオリ力の影響は半日程度以上定常的な風が吹くと顕著となるため、吹送流はほとんどの場合エクマン流の性質を持つことになる。エクマン流の流速の大きさは深度方向には指数関数的に減少し、鉛直渦動粘性係数を A_v 、コリオリパラメータを f とすれば $D_E = \sqrt{2A_v/f}$ の深度で流速は表層の $1/e$ となり、 D_E はエクマン層の厚さの目安と考えられる。さらにこのエクマン層全体で積分した流量は、風による水面摩擦を τ_s 、海水密度を ρ と

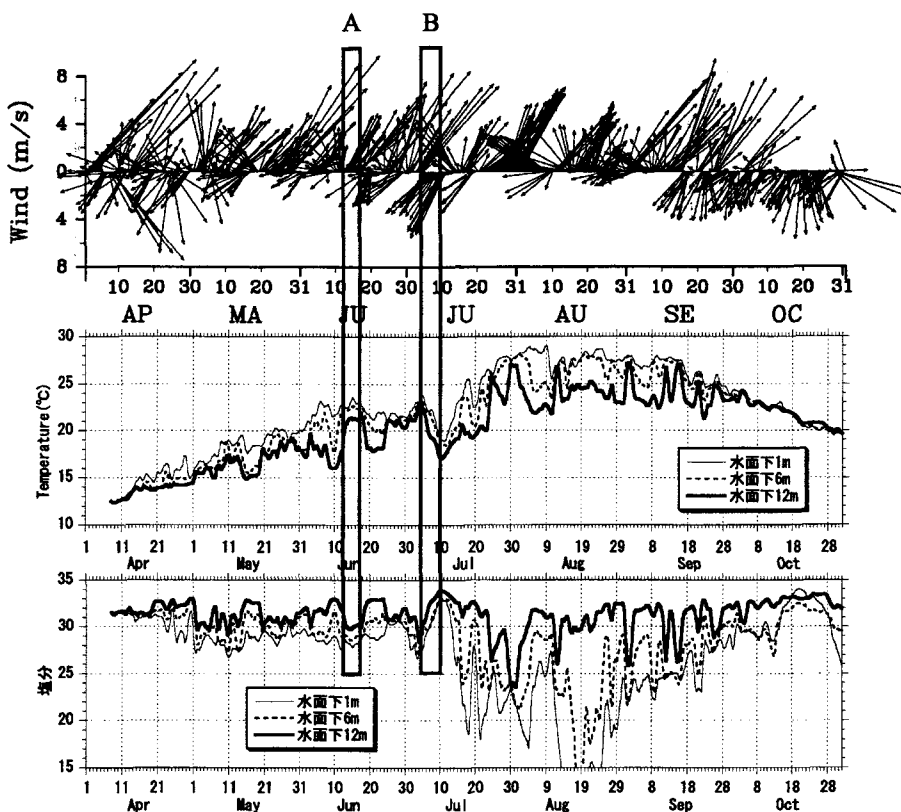


図 4: 東京湾湾奥（千葉灯標）における水温、塩分の時系列（鯉渚ら，1999a, b），風ベクトルは気象庁千葉測候所のデータを基に作成

すれば、北半球では風の右直角方向に $\tau_s/(\rho f)$ となる。これに具体的な数値を入れて見ると内湾域におけるエクマン層の厚さは数メートルから数十メートルのオーダーとなる。

ところで沿岸域には岸が存在するため、エクマン流は岸の影響を受けることになる。今、岸を左に見て岸に平行に風が吹く場合を考えると、図5に示すように、上層ではエクマン輸送によって沖向きの流れが生じ、下層では岸向きの流れとなる。この岸向きの流れは岸にぶつかると上向きの流れとなり、いわゆる沿岸湧昇が生じる。もし成層が形成されていたとすると、上層水が沖へ流出するのに伴って、下層では岸向きの圧力勾配が発生することから、下層の重たい海水が岸側に集積することによって、密度界面は岸に向かって上昇する。一方、先に述べたように密度界面は壁のように働くため、二層流の実験結果（図6）に示すように、上下各層内における2つの循環流が形成され、密度界面は風上側で上方に傾き、連行作用によって弱まりつつも多くの場合は完全には混合されことなく存在し続ける。この間、岸付近で水温・塩分を連続的に計測すると、上層水温は下層水温と同程度まで下降し、上層塩分は底層塩分と同程度まで上昇する様子が見られるはずである。以上の過程を東京湾に当てはめると、北東風が卓越する際には湾東岸側で湧昇が起こる。図4に示した、湾東岸に位置する千葉灯標の水温・塩分変動を見ると、例えば期間Bでは北東風の連吹が見られ、このとき水温は低下し塩分は上昇しながら鉛直方向に一様化

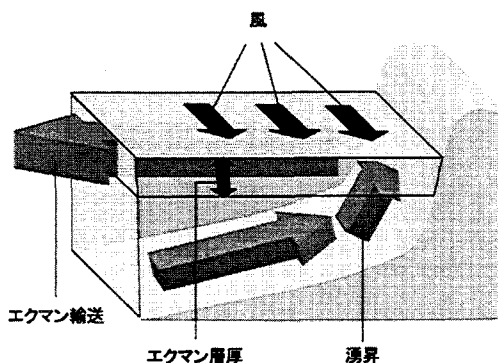


図 5: エクマン輸送と沿岸湧昇

する傾向が読みとれ、この付近で湧昇が起こっていることを示している。

一方、風向きが逆になって岸を右に見て岸に平行な風が吹くと、上層のエクマン輸送は岸向きとなり、下層では圧力勾配は沖向きとなって沖に向かう流れが生じることになる。これは沿岸沈降と呼ばれ、成層形成時には湾奥表層の高温・低塩分水が岸近傍に集積して鉛直方向に一様化し、図4の期間Aに見られるような、湧昇時とは逆の水温・塩分変動が見られる。以上のように、沿岸で観測される水温・塩分のダイナミックな変動の多くは風による湧昇や沈降によって説明できることがわかる。

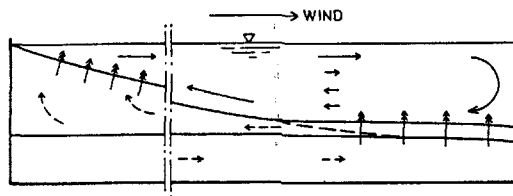


図 6: 二層流体の吹送流 (Kranenburg, 1985)

湧昇等が起こると岸近傍では水塊の鉛直一様化が見られるが、湾全体で成層が解消されることはまれで、密度界面は多くの場合は湧昇域に向かって上方に傾いた状態にある。湧昇や沈降を引き起こした風外力が解消されると、この傾いた密度界面は水平方向の密度勾配によって水平に戻ろうとし、再び成層が形成されることになる。この過程では内部ケルビン波が励起され、北半球では岸を右に見ながら伝播していくと考えられている(松山ら, 1990)。沿岸湧昇や沈降の直後に再成層化する様子は図4においてもはっきりと見てとれる。このような風外力に起因する成層場の変動は後に述べるように水質・低次生態系動態の支配要因ともなっている。

3.3 その他の要因による変動

内湾の全般的な水温・塩分変動に大きな影響を与えるその他の要因としては、外洋水の進入やその結果湾内に残る高塩分水塊の挙動が挙げられる。外洋水は総じて高塩分であり、また、湾内と外洋の熱容量の相違から夏季は内湾水に比較して低水温、冬季は高水温となっている場合が多い。このような外洋水の間欠的な進入が密度成層を強化したり、海水交換を促進するなど、内湾環境に想像以上の大きな影響を及ぼすことがわかってきた(日向ら, 2001; Yanagi ら, 1989)。東京湾中央部の京葉シーパース(図3のD点)における自動昇降式観測システムのデータ(佐々木ら, 2001)を見ると、塩分が34を超えるような水塊の進入が時々捉えられている。特に黒潮水の相模湾への接岸時には、高塩分水が湾奥部まで進入する頻度が増え、貧酸素状態が改善されるなど、水質へ与える影響は大きい。今後、湾口部での連続モニタリングが実施されることにより、外洋水の影響を加味した内湾環境の動態把握や総合的な管理方策の検討が期待される。

4 植物プランクトンによる有機物生産の動態

内湾域における水質変動の代表的なものは植物プランクトンの大増殖(ブルーム)やその解消、貧酸素化といった溶存酸素濃度(DO濃度)の変動であろう。ブルームが発生して植物プランクトン濃度が高くなった状態は赤潮と呼ばれ、その発生条件の解明や発生予測に関する多くの研究がなされてきた。ここでは植物プランクトンブルームの消長について、可能な限り予測性の担保された物理過程を中心にして見ていこう。

4.1 植物プランクトンの種

植物プランクトンには非常に多くの種が存在するが、富栄養化した内湾域において出現する種は比較的限られている。その種を大きく分類すると珪藻類と渦鞭毛藻類に分けることができる。珪藻類は運動性がなく流れに身を任せるだけであり、また、他の種と異なって栄養塩として珪素塩を必要とする。一方、渦鞭毛藻類は鞭毛を使って泳ぎ回ることが可能である。エネルギー的に考えると自分で動き回れる分渦鞭毛藻類はエネルギー多消費型であり、珪藻類に比べて一般に比増殖速度は小さい。そのため、水域に栄養塩が多量に供給されると

まず比増殖速度の大きい珪藻類のブルームが発生するのが普一般的である。珪藻類が増殖するためには珪酸塩が必要なため、噴火湾のように珪藻ブルームの発生によって珪酸塩が枯渇するような湾では、その後渦鞭毛藻類等の他の植物プランクトンが増殖し、それがさらに高次の生態系に影響を与えることが指摘されている (Tsunogai・Watanabe, 1983)。しかし、珪酸塩は河川水中に豊富に存在するため、東京湾や有明海をはじめとする多くの内湾域では珪酸塩不足となることはまれであると考えられる。一方、洞海湾では栄養塩が豊富でかつ、海水交換が大きいことから、増殖速度の小さい鞭毛藻類は海水交換速度に打ち勝って濃度を上げることができず、鞭毛藻類によるブルームは見られないことが報告されている (多田ら, 2004)。

4.2 栄養塩制限

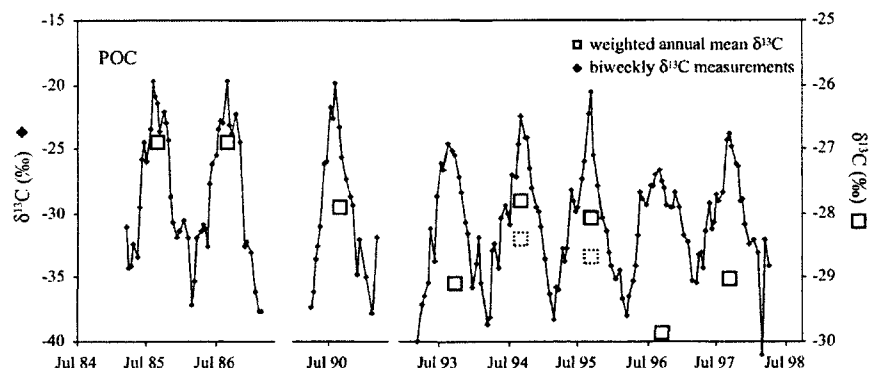
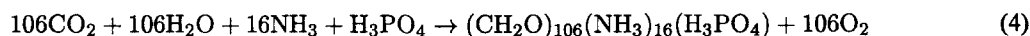


図 7: 炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の長期変動 (Lehmann ら, 2004)

植物プランクトンの増殖速度は光、栄養塩等が好適な条件下にあれば主に水温によって支配されていると考えられる。このような条件下での増殖速度はその水温における最大増殖速度となり、栄養塩濃度や光強度が好適条件から離れるに従って、光合成速度は制限される考えることができる。そこでまず、栄養塩による光合成の制限から見ていこう。

植物プランクトンによる光合成過程を代表的な単純化された化学反応式の形で書けば次のようになる (例えば, Parsons ら, 1984)。



すなわち二酸化炭素や水と窒素やリンといった栄養素から有機物と酸素を作り出す過程であり、この反応には光エネルギーの供給が不可欠である。反応式からわかるように有機物を合成するのに必要となる炭素 (C)、窒素 (N)、リン (P) のモル比は $\text{C:N:P}=106:16:1$ となっており、これはレッドフィールド (Redfield) 比と呼ばれている。珪藻類の場合には珪素も考慮して、 $\text{C:N:P:Si}=106:16:1:10$ とするのが標準的である。もっとも植物プランクトンの元素構成比の変動は非常に大きく、Klausmeier ら (2004) らはこの変動要因について考察している。一方、動物プランクトンの元素構成比は変動が小さいことが知られており、餌である植物プランクトンの元素構成比の変化は動物プランクトンの排泄物の元素組成に影響を与え、結果として無機化される栄養塩組成に大きな影響を与えることになる。

二酸化炭素起源の炭素はほぼ無限にあると考えれば、窒素やリンの存在量とそのモル比が藻類の増殖を支配することになる。仮に水中の NP 現存量のモル比が $\text{N:P}=20:1$ であるとすれば、光合成によってリンが消費つくされた後でも窒素は余った状態にある。さらにリンを添加すれば余っていた窒素を使い尽くすまで光合成は行われるので、この場合はリンが藻類の増殖をコントロールしているといえる。このように最も不足している栄養素によって増殖が制限されるとする考え方をリービッヒの最少律という。

光合成が活発となる夏季には二酸化炭素といえども不足することが知られている。これは植物プランクトン中に含まれる炭素の安定同位対比 $\delta^{13}\text{C}$ が二酸化炭素制限下においては高くなるといった変化から推測することが可能である。図7は Lehmann ら (2004) による Lugano 湖における $\delta^{13}\text{C}$ の季節変動の実測値であるが、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は夏季に高く、冬季に低くなり、夏季には二酸化炭素不足になることを示唆している。東京湾においても夏季には $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなって、二酸化炭素制限になることが知られている (環境庁水質保全局, 1992)。

植物プランクトンが利用できるリンは通常、無機態であるリン酸態リン ($\text{PO}_4 - \text{P}$) であり、窒素には共に無機態である、硝酸態窒素 ($\text{NO}_3 - \text{N}$) とアンモニア態窒素 ($\text{NH}_4 - \text{N}$) がある。植物プランクトンは一般にどちらの窒素もよく取り込むと考えられているが、アンモニア態窒素が $1\mu\text{M}$ 以上の濃度になると硝酸態窒素の取り込みが阻害されるとの報告もあった (McCarthy ら, 1975)。その後のレビューではアンモニアによる阻害現象は統計的にはないと結論が得られており、窒素の取り込みについては両者を区別せず無機態窒素 (DIN) として見るのが普通である (Dortch, 1990; 山本, 1998)。

これまでの多くの実験結果から、藻類による栄養塩の取り込み速度 V は環境水中の栄養塩濃度 C_N に依存し、両者の関係は次のようなミカエリス・メンテン (Michaelis-Menten) の式でしばしば近似される。

$$\frac{U}{U_{\max}} = \frac{C_N}{K_u + C_N} \quad (5)$$

ここに $U_{\max}$ は最大取り込み速度であり、 U を $U_{\max}$ で無次元化して示してある。また、 K_u は半飽和定数と呼ばれ、最大取り込み速度の半分の速度のときの栄養塩濃度を意味する。これらの関係は図8のように示され、半飽和定数の大小が特に低栄養塩環境下での取り込み速度を考える際に重要なパラメータとなることがわかる。また、取り込まれた栄養塩がすべて直ちに増殖に使われると考えてよければ、比増殖速度 μ と栄養塩濃度 C_N の関係は次のモノー (Monod) の式で表現される。

$$\frac{\mu}{\mu_{\max}} = \frac{C_N}{K_s + C_N} \quad (6)$$

K_s は半飽和定数であり、この値が小さい種は相対的に低栄養塩環境下でも高い比増殖速度を維持できるといったように、藻類の比増殖速度の栄養塩依存性を支配する重要なパラメータである。

すなわち半飽和定数の小さな種は低栄養塩環境下でも相対的に高い比増殖速度を維持することができ、低栄養塩環境下で優占種となる。このような半飽和定数の性質は細胞のサイズと関係があることが次のような物理的考察からある程度説明することができる (Kjørboe, 1996)。

いま、半径 a の球形をした植物プランクトンが栄養塩濃度 C の環境水中で増殖しているとすれば、1細胞あたりの栄養塩の取り込み速度は細胞表面を通じた拡散過程が支配していると仮定して、次のように書けるだろう。

$$(4\pi a^2)K \frac{dC}{dr} S_h \approx 4\pi a^2 K S_h \frac{C}{a} = 4\pi a K S_h C \quad (7)$$

ここに K は分子拡散係数、 S_h はシャーウッド数と呼ばれ、移流の影響を含む栄養塩輸送と拡散のみによる栄養塩輸送の比を表しており、 r は細胞中心を原点にとった半径方向座標である。これを1細胞の体積 $4\pi a^3/3$ で

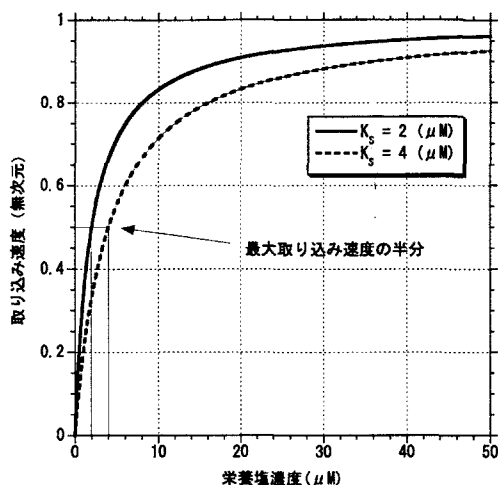


図8: 栄養塩の無次元取り込み速度と栄養塩濃度の関係

割れば $3KShC/a^2$ となり、環境中の栄養塩濃度 C を固定すると、細胞単位体積あたりの栄養塩取り込み速度は細胞サイズの2乗に逆比例することがわかる。すなわち細胞サイズの小さい種ほど低栄養塩環境下でも相対的に高い栄養塩取り込み速度を維持でき（半飽和定数は小さい）、従って比増殖速度は大きくなる。このことにより低栄養塩環境下ではサイズの小さい藻類が優占しやすいものと考えられる。また、シャーウッド数は移流効果によって大きくなるが、渦鞭毛藻類のように遊泳性のある種では移流効果のためにこの値が大きくなる。従って、同じ小型の種の中でも、遊泳性を持つ種が栄養塩取り込みに有利に働くことが示唆される。

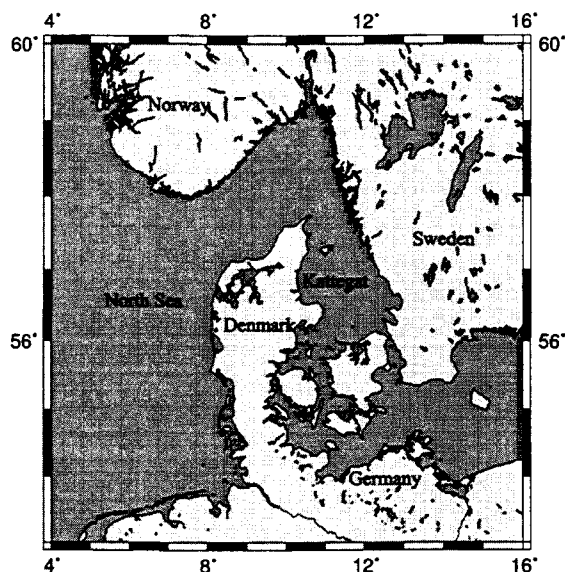


図 9: 北海

これを裏付ける現地データが北海の南 Kattegat (図 9) で得られている。図 10 は南 Kattegat における塩分(成層状態を見る指標)と細胞サイズが $11\mu\text{m}$ 以上のクロロフィル分画の割合の季節変化を示したものである。3月から4月にかけて成層が形成され、スプリングブルームが発生するが、このときは豊富な栄養塩を利用して大型の種が卓越する。また、8月、9月、および10月以降では密度躍層が下降して下層の栄養塩が上層に取り込まれるため、同様に大型の藻類によるブルームが生じる。一方、4月から7月にかけては安定な密度成層が維持され、上層では栄養塩が枯渇するため、低栄養塩環境となって小型の植物プランクトンが卓越する様子が明瞭に示されている。

環境水中の栄養塩濃度と各藻類の半飽和定数を比較することにより、その水域がどの栄養塩によって制限されているかを判断することができる。山本(1998)は代表的な植物プランクトンの半飽和定数について、内外の文献を基にまとめている。

一方、最大比増殖速度 μ_{max} も種に依存するが、一般的傾向としては K_s の大きい種は μ_{max} も大きい傾向があり、環境中の栄養塩濃度が高くなると K_s の大きな種が有占し、低くなると K_s の小さな種が有占するといったように、栄養塩濃度の変動が種の多様性を維持するように働いている。

なお、より厳密に栄養塩の細胞内への取り込みと細胞の増殖は区別して考えることも多い(Droop, 1973)。これは特に、渦鞭毛藻類のように夜間には底層で栄養塩を吸収し、昼間に蓄えた栄養塩を利用して上層で光合成をするといった現象の定式化に有効である。

4.3 光制限

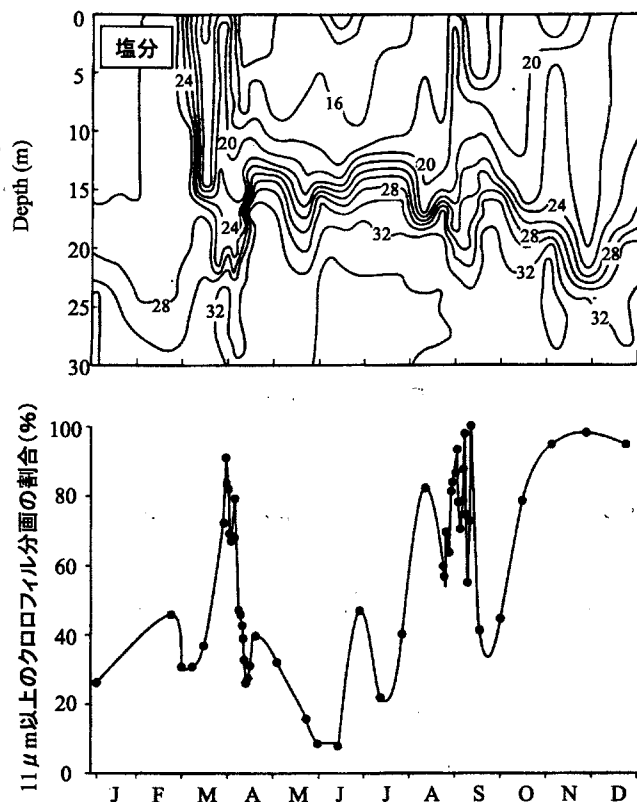


図 10: サイズ (Kjørboe・Nielsen, 1994)

栄養塩と同様に光合成過程に不可欠なのが光である。光合成に利用される光はおおよそ波長 400nm から 700nm の可視光であり、これを光合成有効放射、あるいは PAR (Photosynthetically Active Radiation) とよび、水面に到達した太陽の放射エネルギーのおよそ半分程度を占める。この光強度と植物プランクトンの光合成速度との関係はよく調べられており、図 11 のような光合成-光曲線としてまとめられている。

光強度を大きくしていくと光合成速度は弱光下においてはほぼ直線的に増大するが、その後は緩やかに増大して最大光合成速度 $P_{\max}$ に到達する。光合成速度が最大となる時の光強度が最適光強度 I_{opt} で、植物プランクトンの光依存性を支配する重要なパラメータである。光強度が I_{opt} を超えるとむしろ光合成速度は低下する強光阻害が見られる。このことからしばしば最も光の強い表層よりも少し深い深度で植物プランクトン濃度の最大域が見られる。図 11 の曲線の近似式としてはしばしば Steele の式と呼ばれる次式が採用される。

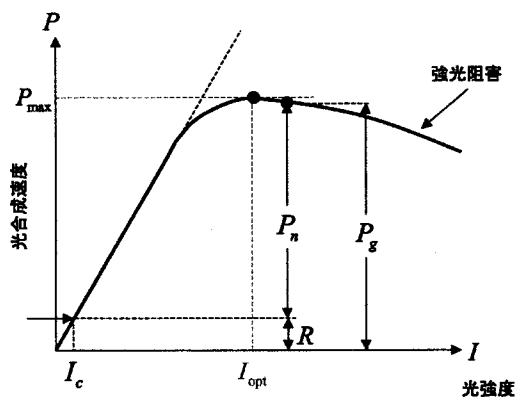


図 11: 植物プランクトンの光合成-光曲線

$$\frac{P}{P_{\max}} = \frac{I}{I_{\text{opt}}} \exp\left(1 - \frac{I}{I_{\text{opt}}}\right) \quad (8)$$

w 富栄養化の著しい内湾域では栄養塩が藻類の増殖を制限していることは比較的まれで、光が最も支配的な制限要因となる場合が多い。植物プランクトン濃度が高くなると当然濁りが増すわけであるから、水中での光の減衰が著しくなり、光不足に陥ることは容易に想像がつく。光不足に陥った細胞は自身の呼吸のために衰退枯死し、あるいは植物プランクトンの種（たね）に相当するシストとなって海底に沈降していく。このように光と藻類の増殖の関係はかなり複雑であるが、さらに水柱の成層構造が大きな影響を与える。ここでは光の水中での透過や成層構造と藻類の増殖の関係について、Sverdrup(1953)の臨界深度理論をベースに見ていこう。

今、水平方向には一様な鉛直1次元の海域を考える（図12）。最初、この海域は鉛直方向によく混合しており（冬季に相当）、成層は形成されていないものとする。このとき水域の鉛直方向の混合に関する最大の渦径は水深程度となり、従って鉛直方向には植物プランクトン細胞を含め水質は一様化している。水中を透過する光強度 I には消散係数 λ （透明度に反比例）を用いて

$$\frac{dI}{dz} = -\lambda I \quad (9)$$

の関係が成り立つ。簡単のため λ を一様とし、水面における光強度を I_0 とすると、 $I(z) = I_0 e^{-\lambda z}$ が得られ、光は深度と共に指数関数的に減衰する。光以外の制限と強光阻害を無視すると、この水柱における光合成の様子は図12のようになる。すなわち光合成速度は上層ほど大きくなり、下層に行くに従って指数関数的に減少し、図12の太実線で囲まれた領域で表される。一方、この水柱における呼吸速度は植物プランクトン濃度が鉛直方向に一様であることから、図12のハッチをかけた長方形領域で示される。光合成速度と呼吸速度が釣り合う深度は補償深度とよばれ、これより深い水域では呼吸が光合成を上回るため、植物プランクトン量は減少していくことになる。しかし、実際には成層が存在しないことから水柱は鉛直方向に直ちに一様化するため、水柱全体で光合成と呼吸をそれぞれ積分し、図12の太実線の面積（水柱全体の光合成）と長方形ハッチ（水柱全体の呼吸）の大小を比較することで、光合成が上回る場合は植物プランクトン濃度は増大し、呼吸が上回る場合は減少することがわかる。図12の初期状態は成層が存在しないため水柱全体が一様化しており、呼吸が光合成を上回った状態にある。ここで密度成層が発達して、躍層がある深度になったとき、それ以浅の水柱で積分した光合成と呼吸が等しくなった場合を考える。このように上層混合層中の光合成と呼吸が釣り合った状態にあるときの上層混合層下端の深度を臨界深度とよぶ。さらに躍層深度が臨界深度より浅くなると、上層混合層内で光合成が呼吸を上回ることになり、植物プランクトン濃度が上昇してブルームが発生する。これはスプリングブルームとして知られた現象であり、栄養塩の枯渇または植物プランクトン自身による自己遮蔽によって光不足となるまで増殖が続くことになる。図13は鯉渚ら（1999a, b）によって観測された、東京湾京葉シーバースにおける春季の水温、クロロフィル a および光量子の鉛直分布であり、成層の形成と共にブルームが発生し（4月21日）、自己遮蔽による光の減少によってブルームが飽和状態となる様子が捉えられている。

浅い内湾域においては日射の増大に伴って臨界深度が全水深よりも大きくなることもありうる。このような場合は成層が形成されなくても水柱全体で光合成が呼吸を上回ることになり、ブルームが発生することになる。

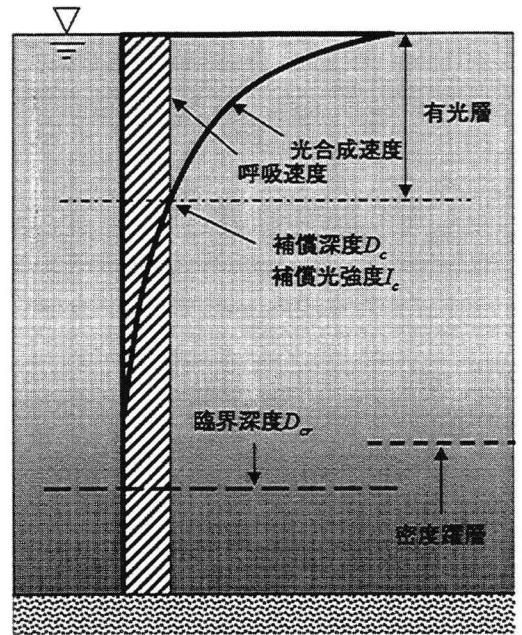


図 12: 水柱における植物プランクトンの光合成と呼吸

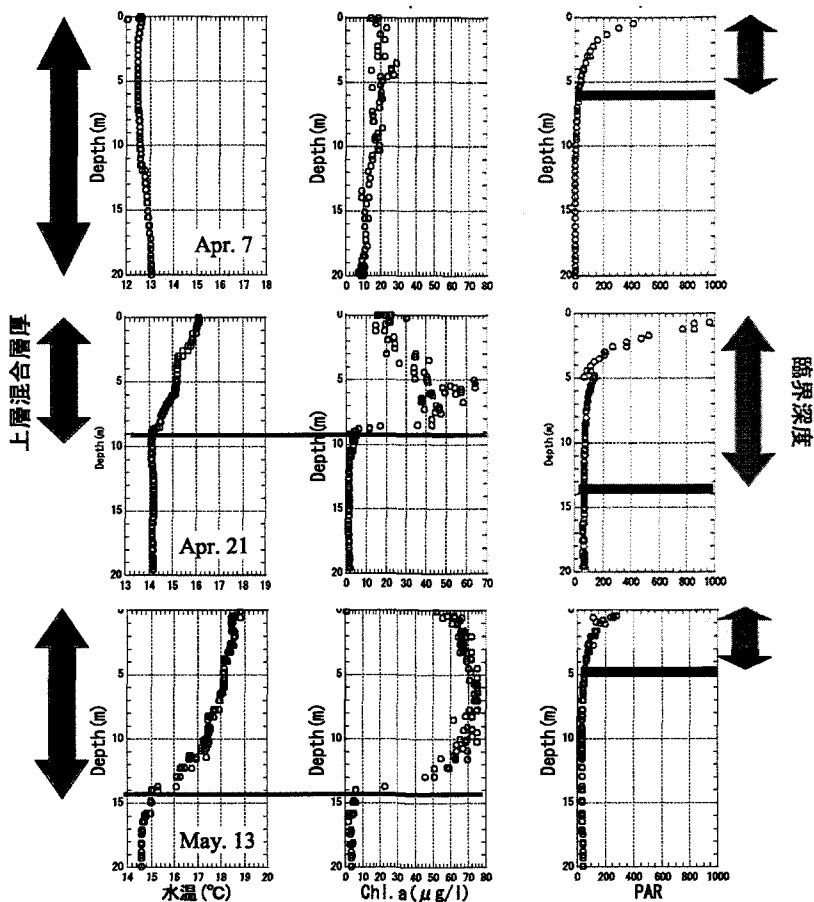


図 13: 1999 年春の京葉シーバースにおける水温・クロロフィル *a* 蛍光・光量子数

4.4 ブルームの終焉

植物プランクトンブルームの終焉過程をここでは次の 4 つの素過程に分けて整理することにする。ただし、これらの素過程はそれぞれが単独で発生するわけではなく、多くの場合はいくつかの素過程が同時に起こるものと考えられる。

(1) 栄養塩の枯渇

これまで見てきたようにブルームには春に起こるスプリングブルームや河川出水や湧昇等による栄養塩の供給によって引き起こされるブルームがあり、これらがブルームのほとんどを占めている。これらはいずれもほとんどの場合、増殖速度の大きい珪藻類によるブルームであり、ブルームの発生によって上層混合層内で栄養不足になればブルームは解消される。一方、下層には通常豊富に栄養塩が存在するため、珪藻ブルームが解消された後には渦鞭毛藻類のような遊泳性の植物プランクトンがしばしば優占するようになる。

有明海ではこのような栄養塩の枯渇によるブルームの解消が顕著に見られる。山本・川口 (2004) は有明海の奥部ではリンの枯渇によって、それ以外の海域では窒素の枯渇によってブルームが解消されると報告している。一方、東京湾においては栄養塩不足によってブルームが解消されることはまれなことでありとされている。魚ら (1995) は 5 年間にわたって毎月の現地調査を実施し、栄養塩濃度の季節変動を明らかにしている。そのうち、図 14 には硝酸態窒素とリン酸態リンの季節変化を示すが、窒素は上層においては常時十分量存在しており、枯渇は全く見られなかった。一方、リン酸態リンについては夏季の上層でまれに半飽和定数を下回る濃度となることわかっている。しかし下層では有機物分解や底質からの溶出によってリン酸態リンは高濃度

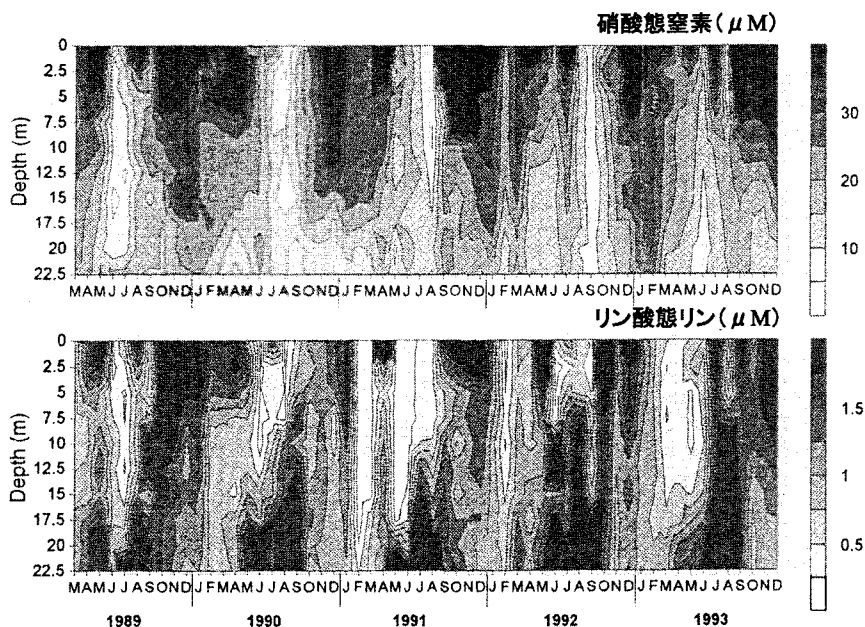


図 14: 東京湾多摩川沖合における硝酸態窒素とリン酸態リンの季節変動 (魚ら, 1995)

となっており、北風系が連吹すればこれらの下層の栄養塩が簡単に上層へ回帰するため、栄養塩制限はほとんどないと考えてよさそうである。

(2) 沿岸湧昇・成層破壊

既述のように風による沿岸湧昇や成層破壊が起こるとブルームは直ちに終息する。湧昇が起こると湾奥の上層水塊は水平的に拡散しながら沖合へ流出し、湾奥部は植物プランクトン濃度の低い下層水にとって代われ、ブルームは一気に解消される。日本の内湾域では低気圧の通過等の気象擾乱によってブルームは解消されるため、ブルームが継続する時間スケールは1週間程度となり、しばしば栄養塩の枯渇よりも気象擾乱がブルームの解消する原因となっていると思われる。このような気象の擾乱は海水混合を促進することにより、栄養塩の豊富な底層水を上層へ輸送する働きがあり、再び植物プランクトンにとって好適な環境となれば、直ちに再度ブルームが形成されることになる。

(3) 自己遮蔽または濁度の上昇

植物プランクトンのブルーム時には自身が濁りの基となるため、光の消散係数が大きくなって光の透過を阻害することになる。これは自己遮蔽とよばれ、有光層厚が小さくなることで植物プランクトンは光不足に陥る。そして臨界深度が密度躍層よりも浅くなると、植物プランクトン濃度は低下してブルームは解消する。このようなメカニズムがあるため、濃密な赤潮状態が長時間継続することはほとんどなく、植物プランクトンがある程度の濃度以上になると増殖速度は鈍くなり、やがて減少に転じることになる (図 13 参照)。

春季には海水中の生物に占める植物プランクトンの割合が高いため、ブルーム時の自己遮蔽による光制限が顕著となるが、夏季になると動物プランクトンをはじめとする、植物プランクトン以外による濁りへの寄与が大きくなる。また、夏季には海水中の懸濁物濃度も高くなるため、春季に比較すると常時相対的に濁度が高い状態となっている。夏季のブルーム時の植物プランクトン濃度は春季に比べると低めな場合が多いが、これは夏季における濁度の上昇による光不足も一因であると考えられる。もう一つの原因としては夏季には動物プランクトンによる捕食圧が高いことが挙げられ、一般に夏季の光合成速度は春季より高いにもかかわらず、植物プランクトン濃度は夏季の方が相対的に低くなる原因の一つと考えられている (Kjørboe, 1996)。

このような自己遮蔽等の生物起源による濁度の上昇以外にも、河川水の影響や底質の巻き上げによる濁度の

上昇が大きな影響を与える場合がある。河口域では河川水量の増大に伴って河川水の濁度が上昇し、栄養塩は十分存在するにもかかわらず、光不足のために植物プランクトンの増殖が抑えられる。河口域ではこれに加えて河川水による移流拡散効果も顕著であり、栄養塩が常時豊富であるにも関わらず、ブルームが形成されにくい。光の消散係数はしばしば植物プランクトン濃度の関数として表現されるが、河川流入を含む内湾域では河川水の濁度の考慮が不可欠である。

一方、潮位差の大きい有明海では底質の巻き上げが顕著であり、それによる濁度上昇による光不足が植物プランクトンの増殖を制限しているともいわれている。近年の有明海における赤潮頻度の増大は東シナ海の水位上昇と、諫早湾干拓をはじめとする海域面積の減少による湾の固有振動周期の減少による潮位差の減少によって底質の巻き上げが減少し、その結果として透明度が上昇して水中光量が増大したことにあるとの説も出されている（田中ら、2004）。

(4) 植物プランクトンの沈降

ブルーム末期になると植物プランクトンの生理的なメカニズムにより細胞密度が上昇することが知られている。このことは細胞の沈降速度を上昇させることを意味するので、細胞が躍層下により沈降しやすくなることでブルームを維持することが難しくなる。また、ブルーム末期には植物プランクトンの濃度が上昇し、細胞同士の衝突が頻繁になる。これはいわゆる凝集現象を引き起こし、見かけ上細胞から構成される懸濁態有機物のサイズが著しく大きくなり、いわゆるマリンスノーが形成される。これが沈降速度を上昇させることは、Stokesの抵抗則を用いると次のように理解できる。

密度 ρ_c 、半径 a の球形をした細胞を考え、その沈降速度が w_s で定常状態にあるとする。このとき、分子粘性係数を μ とすれば Stokes の抵抗則より摩擦抵抗は $6\pi a\mu w_s$ とかける。一方、海水の密度を ρ とすれば、細胞に働く下向きのネットの力は重力と浮力を考慮して、 $4\pi a^3(\rho_c - \rho)g/3$ となる。定常状態では摩擦抵抗と下向きのネットの力が釣り合っているため、両者を等値すると沈降速度 w_s は次のようになる。

$$w_s = \frac{2ga^2}{9\mu}(\rho_c - \rho) \quad (10)$$

この結果は（見かけの）細胞サイズが大きくなるに従って、沈降速度はサイズの2乗に比例して大きくなることを意味している。なお、一般に（見かけの）細胞のサイズが大きくなるほど細胞と海水の密度差が小さくなる傾向のあることが知られており、Stokes の抵抗法則から予想されるほどには沈降速度は大きくならない。このような細胞密度の変化を考慮すると Jackson (1990) によれば沈降速度は $a^{1.17}$ に比例し、細胞の密度変化を考慮する場合としない場合それぞれについて、細胞サイズと沈降速度の関係を求めると表 4.4 のようにまとめられる。

表 1: 細胞サイズと沈降速度の関係 (Jackson, 1990)

細胞サイズ (μm)	沈降速度 (m/d)	
	(密度一定)	(密度変化)
1	2.36×10^{-3}	1.99×10^{-2}
10	2.36×10^{-1}	2.94×10^{-1}
100	2.36×10^1	4.35×10^0
1000	2.36×10^3	6.44×10^1

5 貧酸素現象と栄養塩の回帰

5.1 東京湾における春季の水質変動

冬季の間は盛んな鉛直混合や生物量および生物活性の低下のため、酸素は水柱全体に行き渡りほぼ飽和状態となっている。春になって植物プランクトンのブルームが生じると大量の有機物が生産され、それらはブルームの終息と共に急速に沈降し海底に堆積する。有機物には分解速度に応じて易分解性の部分と難分解性の部分があり、一般には易分解性 65%、難分解性 20%、ほとんど分解されない部分が 15%程度と考えられている（例えば、Ditoro, 2001）。さらにそれぞれの分解速度は温度の上昇と共に大きくなる。ブルームによって生産された有機物は下層に輸送され底質に堆積しながら、易分解性部分は速やかにバクテリアによって分解される。この過程でバクテリアの呼吸により酸素が消費されるため、底層は徐々に貧酸素化していく。一方、内湾の海底には長年にわたり有機物に富む底泥が堆積している。その大部分は難分解性の有機物と考えられるが、水温の上昇と共に分解速度は大きくなる。図 15 の下端は東京湾の東京灯標、千葉灯標、および京葉シーバースにおける春季の上層クロロフィル a と下層の溶存酸素濃度 (DO) の変動を示している。日射の増大に対応して植物プランクトンのブルームが発生すると DO は上昇し、ブルームが終息すると急速に貧酸素化する様子が見られる。

東京湾では湾内全体の貧酸素水の消長をはじめとする水質の現況が千葉県水産総合センターの東京湾海況情報によって把握することができる。これによれば、東京湾における貧酸素水塊は春から秋にかけての間は規模を拡大縮小させながら恒常的に存在している。貧酸素水塊の存在範囲は主に風によって変動し、北風系によって湾奥沿岸に接岸し、南風系によって沖合へ移動する様子が捉えられている。

有機物が底層で分解されると栄養塩として水中に回帰するため、ブルームの後には底層で栄養塩濃度が高くなる。図 15 の中段には東京灯標におけるリン酸態リンの変動が示されているが、上層では主に河川水の影響によって濃度が高くなり、中層ではブルーム時の植物プランクトンによる取り込みによって濃度が低下し、底層ではブルーム後の分解によって濃度が上昇している様子が捉えられている。

5.2 底質中栄養塩の溶出

底質中に堆積した有機物の多くは難分解性有機物であるが、これらはバクテリアによって徐々に分解されていく。水柱底層に酸素が存在するうちは底質表面は酸素の存在する酸化層が形成され、新鮮な有機物の堆積もあってバクテリアによる活発な有機物分解がなされている。このような酸化層はせいぜい数ミリメートル程度の厚さしかなく、酸化層の下には酸素の存在しない嫌気層が形成されている。嫌気層では酸素に代わって硝酸イオンや鉄イオンおよび硫酸イオンがその酸化還元電位に応じて段階的に微生物の呼吸に利用される（例えば、栗原編著, 1988）。

ここで重要な過程は亜硝酸還元菌の作用による脱窒現象であり、溶存態の亜硝酸が窒素ガスに変換され、大気中に抜けていく。この過程は水中から底質中に硝酸が活発に供給されることで促進されるため、底層水中の硝酸態窒素濃度が支配的な因子となる。このように脱窒は水中の無機態窒素を系外へ放出する過程と理解され、自然水域が持つ主要な水質浄化機能の一つであると考えられている。図 14 を見ると硝酸態窒素濃度は底層ほど低くなっており、このような脱窒作用による硝酸態窒素の除去がうかがえる。

底層に酸素が十分量存在する場合はさらに底生動物による底質への有機物輸送が盛んになり、また、底質を攪乱する作用（バイオターベーション）によって酸化層が拡大し、分解速度の速い好気性バクテリアによる有機物分解が促進されることになる。同時に分解過程で生じるアンモニア態窒素は酸化層で硝酸態窒素に酸化され、再び還元層に輸送されることで、脱窒も促進されることが知られている。

一方、有機物分解によって生じた底質中のリン酸態リンは底層水中に酸素が存在すると水酸化鉄の吸着作用

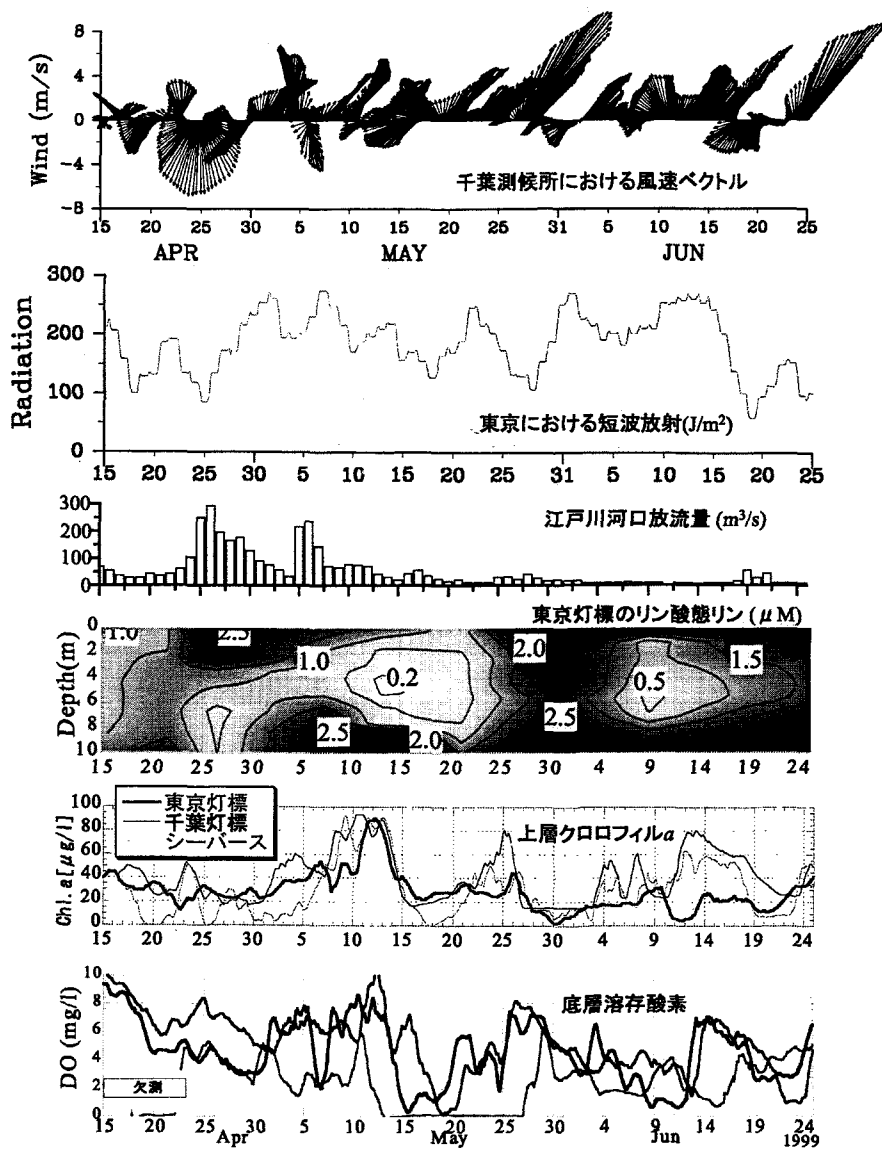


図 15: 東京湾奥部における春季の気象・水質動態

によって間隙水中に蓄積され、水中への溶出が著しく抑制されることが知られている。

以上のように底層水が好気的環境にある間は好気性細菌の働きが活発となって有機物分解は促進され、無機態窒素は脱窒作用によって系外へ放出され、無機態リンは底質中に蓄積し水中への溶出が抑制されることになる。貧酸素化が進行してこの底層水が無酸素状態になると、底質全層が嫌気的狀態となり、硫酸還元菌による有機物分解が主要な過程となる。この過程では酸素の代わりに硫酸が使われ、猛毒の硫化水素が排出される。この硫化水素を含んだ底層水は風による沿岸湧昇によって表層に輸送され、酸素と出会うことで酸化されるとイオウ粒子が析出する。このとき、イオウ粒子を含む表層水は太陽光を散乱することで青白色に濁った状態となり、これは青潮と呼ばれる。

夏季の東京湾では湾奥中央海域において無酸素水塊が発達すると同時に、沿岸の埋立用の土砂採掘の跡である、浚渫窪地（図16）も青潮水の原因となっている。浚渫窪地は水塊の滞留性が高いため、一度高塩分水塊が進入して窪地内に留まると容易には水塊の交換が起らず、春先から無酸素状態が継続しつつ硫化物が蓄積されていく。この水塊は沖合からより塩分の高い、より高密度の水塊が進入した際に押し出されるようにして湧昇することが確認されている（佐々木ら、1996；五明ら、1998）。青潮の発生に対する浚渫窪地の寄与はそれほど大きくはないものと考えられるが、東京湾の環境劣化を象徴するものとして関心が高い。

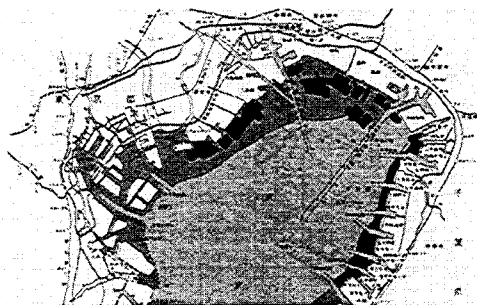


図 16: 東京湾における浚渫窪地の位置図（環境庁水質保全局編（1990）p.37）

東京湾の三番瀬では青潮水の進入によって酸欠と硫化水素の毒性のためにアサリ等の底生動物がへい死することから、重大な関心が払われている。青潮の被害は無酸素水塊の発生規模と湧昇の規模によって決まるが、無酸素水の拡大は成層の強化と多量の有機物生産に起因するため、春から夏にかけての気象条件に支配されるといえる。一般には猛暑といわれる夏には大規模な青潮が発生する可能性が高くなる。青潮の発生は短時間の内に多くの生物を死滅されることから特に漁業関係者におそれられているが、一方で、無酸素化した底層水の浄化作用の一つであるともいえる。

一方、リン酸態リンは底層水が無酸素状態となると水中に溶出するようになる。図14のリン酸態リンの変動を見ると、貧酸素化する夏季には底質からの溶出によって下層ほどリン酸態リンの濃度が高くなっている様子が見てとれる。このようにして底層水に供給されたリンは大局的にはエスチャリー循環に乗って湾奥へ運ばれ、また、湧昇によっても上層へ回帰することになり、内湾域の富栄養状態を維持するメカニズムの一つとなっている。

6 おわりに

内湾の水質動態はこれまで見てきたような数時間から数日の時間スケールでダイナミックに変動しており、少なくとも定性的な理解はかなりの程度進んでいるといえる。また、これらの変動は物理過程に強く支配されており、従ってかなりの程度予測が可能なものと思われる。これに対し、植物プランクトンや動物プランクトンの種変遷といった生態系の動態はより長期的な環境変化の影響を受けていると考えられる。特にプランクトンのサイズは、例えば沈降速度に大きな影響を与えることから短期的な物質循環動態にも影響するし、高次の生態系の構造を規定することから極めて重要である。

東京湾では1950年代から動物プランクトンに関するモニタリングが実施されており、その種やサイズの長期的変遷が明らかにされている。野村・吉田（1997）はこれらのデータをまとめ、1980年以降動物プランクトンが小型化してきていることを指摘し、その主因は貧酸素水塊にあると考えられている。すなわち、大型の

動物プランクトンの卵は着底した後、貧酸素の影響によって死滅してしまう。このような動物プランクトン相の変化は生態系全体に影響を及ぼすことが考えられ、生態系全体の動態予測にはまだまだ困難な点が多いことが理解される。

今後、動物プランクトン等の中高次の生態系についてもモニタリングを実施し、環境変動と生態系動態との因果関係を少しずつでも明らかにしていく必要がある。

参 考 文 献

- 宇野木早苗 (1998) : 内湾の鉛直循環流量と河川流量の関係, 海の研究, 7, pp. 283-292.
- 環境庁水質保全局 (1992) : 青潮発生機構解明調査, 35pp.
- 環境庁水質保全局編 (1990) : かけがえのない東京湾を次世代に引き継ぐために, 70pp.
- 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻編 (2001) : 地球環境を学ぶための流体力学, 成山堂書店, 323pp.
- 栗原 康編著 (1988) : 河口・干潟域の生態学とエコテクノロジー, 東海大学出版会, 335pp.
- 鯉淵幸生・小倉久子・安藤晴夫・五明美智男・佐々木 淳・磯部雅彦 (2000) : 東京湾湾奥部における栄養塩の周年変動に関する現地観測, 海岸工学論文集, Vol. 47, pp. 1066-1070.
- 鯉淵幸生・五明美智男・佐々木 淳・磯部雅彦 (2000) : 現地観測に基づく春季の東京湾における赤潮発生機構, 海岸工学論文集, Vol. 47, pp. 1071-1075.
- 五明美智男・佐々木 淳・磯部雅彦 (1998) : 東京湾湾奥の浅渚窪地における湧昇現象の現地観測, 海岸工学論文集, Vol. 45, pp. 981-985.
- 佐々木 淳・渡邊亮太・磯部雅彦・五明美智男 (2001) : 自動昇降式観測システムを用いた冬季の東京湾湾奥における基礎生産の推定, 海岸工学論文集, Vol. 48, pp. 1091-1095.
- 宗宮 功編著 (1990) : 自然の浄化機構, 技報堂出版, 252pp.
- 多田邦尚・一見和彦・横田隼人・山田真知子・門谷 茂 (2004) : 洞海湾で鞭毛藻類が大増殖しない理由, 海の研究, 13 (3), pp. 271-279.
- 田中勝久・児玉真史・熊谷 香・藤本尚伸 (2004) : 有明海筑後川河口域における冬季のクロロフィル蛍光と濁度変動, 海の研究, 13 (2), pp. 163-172.
- 堤 裕昭・岡村絵美子・小川満代・高橋 徹・山口一岩・門谷 茂・小橋乃子・安達貴浩・小松利光 (2003) : 有明海奥部海域における近年の貧酸素水塊および赤潮発生と海洋構造の関係, 海の研究, 12(3), pp. 291-305.
- 野村英明 (1995) : 東京湾における水域環境構成要素の経年変化, 33, pp. 107-118.
- 野村英明・吉田 誠 (1997) : 東京湾における近年の動物プランクトンの出現状況, うみ, 35, pp. 107-121.
- 日向博文・灘岡和夫・八木 宏・田淵広嗣・吉岡 健 (2001) : 黒潮流路変動に伴う高温沿岸水波及時における成層期東京湾の流動構造と熱・物質輸送特性, 土木学会論文集, 684, pp. 93-111.
- 松山優治・当麻一良・大脇 厚 (1990) : 東京湾の湧昇に関する数値実験, 沿岸海洋研究ノート, 28(1), pp. 63-74.
- 山本民次 (1998) : 植物プランクトン, 沿岸の環境圏 (平野敏行編), フジ・テクノシステム, pp. 144-174.
- 山本民次・川口 修 (2004) : 有明海の栄養塩環境とノリ養殖 - ノリの不作は何故起こったか?, 水環境学会誌, 27(5), pp. 293-300.
- 魚 京善・石丸 隆・小池義夫・峰 雄二・栗田嘉宥 (1995) : 東京湾における栄養塩類濃度の季節変動, J. Tokyo University of Fisheries, 82(1), pp. 33-44.
- Bowden, K. F. (1984): Turbulence and mixing in estuaries, In The Estuary as a Filter (Kennedy, V. S. ed.), Academic Press, pp. 15-26.
- Ditoto, D. M. (2001): Sediment Flux Modeling, Wiley-Interscience, 624pp.
- Dortch, Q. (1990): The interaction between ammonium and nitrate uptake in phytoplankton, Mar. Ecol. Prog. Ser., 61, pp. 183-201.

- Droop, M. R. (1973): Some thoughts on nutrient limitation in algae, *J. Phycol.*, 9, pp.264–272.
- Jackson, G. A. (1990): A model of the formation of marine algal flocs by physical coagulation processes, *Deep-Sea Res.*, 37, 1197–1211.
- Jørgensen, B. B. and K. Richardson eds. (1996): *Eutrophication in Coastal Marine Ecosystems*, A. G. U., 273pp.
- Kremer, J. N. and S. W. Nixon (1978): 中田喜三郎監訳 (1987), 沿岸生態系の解析, 生物研究社, 227pp.
- Kjørboe, T. (1996): Material flux in the water column, In *Eutrophication in Coastal Marine Ecosystems* (Jørgensen, B. B. and K. Richardson eds.), A. G. U., pp.67–94.
- Kjørboe, T. and T. G. Nielsen (1994): Regulation of zooplankton biomass and production in a temperate, coastal ecosystem. I. Copepods, *Limnol. Oceanogr.*, 39, pp.493–507.
- Klausmeier, C. A., E. Litchman, T. Daufresne and S. A. Levin (2004): Optimal nitrogen-to-phosphorus stoichiometry of phytoplankton, *Nature*, 429, pp.171–174.
- Kranenburg, C. (1985): Mixed-Layer Deepening in Lakes after Wind Setup, *J. Hydraulic Eng.*, 111(9), pp.1279–1297.
- Lehmann, M. F. and S. M. Bernasconi (2004): Interannual variation of the isotopic composition of sedimenting organic carbon and nitrogen in Lake Lugano: A long-term sediment trap study, *Limnol. Oceanogr.*, 49(3), pp.839–849.
- Malone, T. C., A. Malej, L. W. Harding, Jr., N. Smolaka and R. E. Turner eds (1999): *Ecosystems at the Land-Sea Margin — Drainage Basin to Coastal Sea —*, A. G. U., 381pp.
- McCarthy, J. J., W.R. Taylor and J. L. Taft(1975): The dynamics of nitrogen and phosphorus cycling in the open waters of the Chesapeake Bay, In *Marine Chemistry in the Coastal Environment* (Church, T. M. ed.), ACS Symposium Series, 18, pp.664–681.
- Officer, C. B. (1979): Discussion of the behaviour of non-conservative dissolved constituents in estuaries, *Estuarine, Coastal and Marine Sci.*, 9, pp.91–94.
- Parsons, T. R., M. Takahashi and B. Hargrave (1984): *Biological Oceanographic Processes* 3rd edition, Butterworth-Heinemann Limited, 高橋正征・古谷 研・石丸 隆監訳 (1996), 生物海洋学2, 東海大学出版会, 90pp.
- Sverdrup, H. U. (1953): On conditions for the vernal blooming of phytoplankton, *J. Cons. Explor. Mer.*, 18, pp.287–295.
- Tsunogai, S. and Y. Watanabe (1983): Role of dissolved silicate in the occurrence of phytoplankton bloom, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, pp.231–239.
- Yanagi, T., H. Tamaru, T. Ishimaru and T. Saino (1989): Intermittent outflow of high-turbidity bottom water from Tokyo Bay in Summer, *La mer*, 27, pp.34–40.