

2014 年度 修 士 論 文

東京湾湾奥部における二酸化炭素収支の変動特性に関する研究
Study on specific characteristics of CO₂ exchange in the head of Tokyo Bay

古屋 秀基
Furuya Hideki

東京大学大学院新領域創成科学研究科
社会文化環境学専攻

1. 序論	2
1.1 研究の背景	2
1.1.1 地球温暖化について	2
1.1.2 海洋と温暖化の関連	3
1.1.3 海洋の炭素固定能力	4
1.1.4 近年における問題	5
1.2 既往の研究	6
1.3 本研究の目的, 意義	8
1.4 本論文の構成	8
2. 研究方法	9
2.1 現地観測	9
2.2 全アルカリ度測定	9
2.3 二酸化炭素分圧の算出	12
2.4 二酸化炭素交換量の算出	14
2.5 補足：誤差について	16
3. 結果および考察	17
3.1 二酸化炭素分圧	17
3.1.1 二酸化炭素分圧推定結果	17
3.1.2 考察	20
3.2 二酸化炭素交換量	30
3.2.1 交換量推定結果	30
3.2.2 考察	32
3.3 二酸化炭素収支変動の推定評価	34
3.3.1 推定方法の検証	34
3.3.2 連続推定結果	43
3.3.3 考察	47
4. まとめ	50
5. 今後の展望	51
6. 参考文献	53
7. 謝辞	55

1. 序論

1.1 研究の背景

1.1.1 地球温暖化について

18 世紀の産業革命以後、昨今における人類の活動は巨大化・高度化をしており、人々の生活を豊かにする一方で、自然の持つ物質循環や生態系にも影響を与えるようになっていく。近年ではその問題も複雑かつ多様化しており、言うまでもなく空気や海を介して密接に関連している地球環境においてはわが国だけではなく他国によっても影響を及ぼし合い、複合的な環境の問題を引き起こしている。これには地球規模での協力による解決が急務とされている。

その地球規模の環境の問題の中でも代表格と言われる問題が地球温暖化である。地球温暖化は、気温もしくは海水温の上昇により周辺の気候や生態系に多大な影響を及ぼすという問題である。具体的には、わが国を含む局所的な地域の高湿多雨化、またその他一部地域の乾燥・砂漠化、気温の変化による生物の絶滅等の生態系の変化である。将来、気温や海水温はさらに上昇する傾向にあると見られ、地球規模での生態系の急激な変化、またさらなる水不足や食料不足といった問題の悪化が懸念されている。この、近年特に顕在化されている地球規模の大気・海洋における温度の上昇の原因の一つとされているのが『温室効果ガス』といわれるものである。

温室効果ガスは、人間活動により主に排出が行われるガスである。主な温室効果ガスは、二酸化炭素やメタンであり、人間の工業活動、特に重工業や発電といったエネルギーの供給に欠かせない石油や石炭を初めとした化石燃料の使用が主な原因である。温室効果ガスは、大気中に蓄積されると地球の外に向かう熱を地球内部に閉じ込める性質（温室効果）がある。この温室効果ガスの大気中の濃度の上昇によって地球大気圏の温室効果が高まり、気温の上昇につながっていると考えられている。

一方、温暖化を防ぐ手段として注目されているのが、地球上の植生である。森林などの植生は光合成により二酸化炭素と水を取り込むことで酸素を放出する。しかし、人間の活動地域の拡大を目的とした森林の伐採により、地球上の植生は減少しており、これも地球

温暖化を促進していると言われている。そのため、日本をはじめとした各国では植林や木材に頼らない資源の開発等、森林の保全のための活動が活発化している。また、国際間で二酸化炭素の排出を減らすため、京都議定書によって各国の間で二酸化炭素の排出量に規制を設ける等、既に地球規模での温暖化防止のための方策が講じられている。

1.1.2 海洋と温暖化の関連

二酸化炭素を吸収する機構は陸域にとどまった話ではない。海域も二酸化炭素を吸収しており、地球上の二酸化炭素の吸収に重要な役割を果たしている。地球上の物質は、濃度の高いところから低いところへ移動する性質があるため、空気中の二酸化炭素濃度と海水中の二酸化炭素濃度に差が生じると、前者が高ければ海水中へと二酸化炭素の移動（吸収）が起き、後者の方が高ければ海水中から空気中へと二酸化炭素の移動（放出）が起きる。もし、両者の中に濃度の差がなかったとしても、大気と海洋の間では同等量の二酸化炭素の吸収および放出が行われており、結果として二酸化炭素は絶えず大気と海洋の間で交換されているということになる。そしてその機構は、風の作用によって二酸化炭素の移動や拡散が起きることによって促進される。また、海水に溶け込んだ二酸化炭素は海水の水と反応することでイオン化し、溶存して存在することになる。

一方海水中には植物プランクトンや藻類を中心とした植生が豊富に分布しており、それらは光合成によって海水中の二酸化炭素を吸収し、体内に有機物を生成し、酸素を放出している。もしくは円石藻や有孔虫、サンゴといった殻や骨格を持つ生物によっても取り込まれ、炭酸カルシウム（ CaCO_3 ）を生成して殻の材料となることもある。そして植物プランクトンの死骸や排泄物は海底に有機物として、殻を持つ生物の場合はその殻が堆積して砂や岩石となり沈降する。有機物の一部は海底の微生物の作用によって分解され、また一部は底質中の有機物として深く堆積する。こうして、大気中の二酸化炭素は海底に貯蔵されていく。これがいわゆる「炭素固定」と呼ばれるもので、化石燃料を地中から取り出して二酸化炭素（炭素）を大気中に排出するのとは逆に、自然界における二酸化炭素を地球上から地球の内部に還元するシステムである。近年では、前述の通り、地球の内部から化石燃料を取り出して消費することによる二酸化炭素の大気中への排出が増加する傾向にあり、それが地球温暖化を助長しているといわれている。そのため、地球温暖化を防ぐ役割としての炭素固定が重要視されつつある。

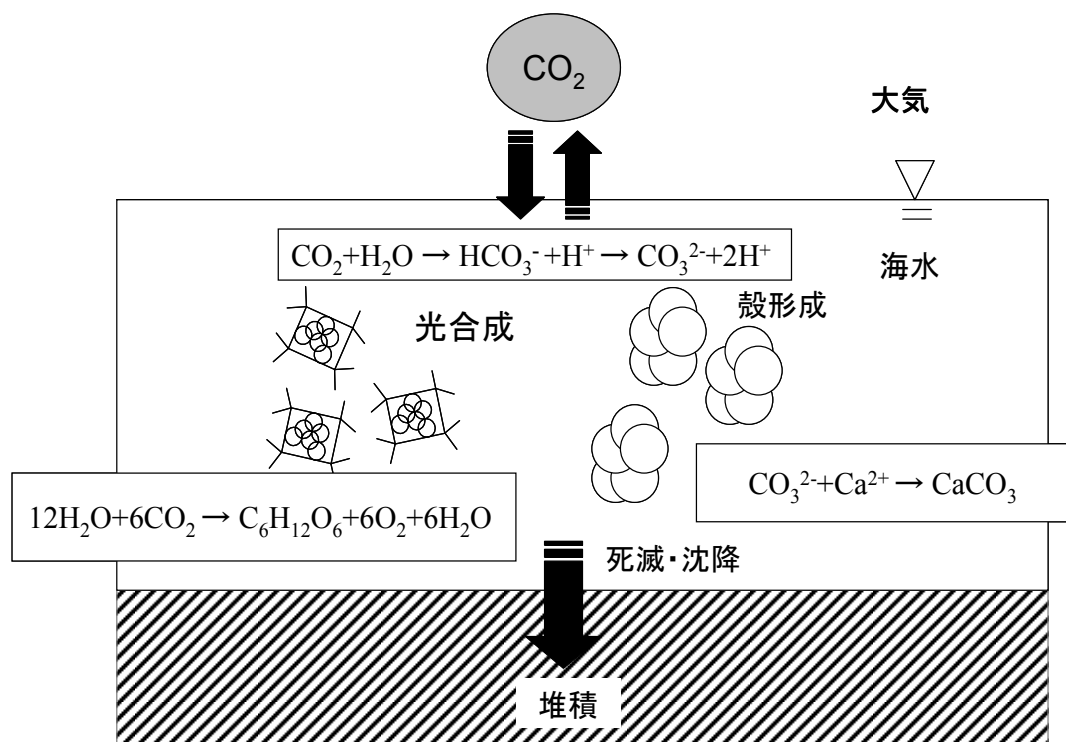


図 1.1 炭素固定の概略図

1.1.3 海洋の炭素固定能力

前項で述べた通り，海洋においては二酸化炭素を大気中から吸収，もしくは大気中へ放出という活動を絶えず行っており，それは大気と海洋における二酸化炭素の濃度差によって生じる．大気と海洋の間では絶えず二酸化炭素の吸収と放出が行われており，気候変動における政府間パネル（IPCC）の報告によれば，大気中から海洋に取り込まれる二酸化炭素の量は，炭素換算で年間約 92Gt（ギガトン）である．一方で海洋から大気へ放出されている量は炭素換算で年間約 90Gt である．吸収・放出とも同じ量であれば交換は釣り合っているが，両者の間では 2Gt の差があり，吸収の方がそれだけ多いということになる．総じて海洋は大気中より二酸化炭素を炭素換算で毎年 2Gt 吸収していることになる．一般に，大気における二酸化炭素の濃度は，そこに存在する全分子の数に対しての二酸化炭素の分子数の比，もしくは全体積における体積比で表し，単位は ppm という百万分率（100 万の中に対する割合）である．大気中の二酸化炭素はおよそ 300～400 ppm で，換算値で海洋との差は約 7.6ppm となっており，これが吸収と放出の差である毎年 2Gt-C に相当する．（環境儀，2002，国立環境研究所 より）そして地球温暖化の原因の一つともいわれる，我々人間活動における化石燃料の使用による二酸化炭素の大気中への放出は，炭素換算で年間

約 7Gt となっている。つまり、海洋は化石燃料起源のうち約 30%を取り込んで地球の内部へ再び固定していることになる。また二酸化炭素の大きな吸収源として世間一般に認知されている森林と比べてみる。まず森林に吸収される二酸化炭素の量は、炭素換算で年間 2.6Gt (2.6Gt-C)であるが、一方で森林伐採等の土地利用変化によって大気中に放出される量が 1.6Gt-C である。つまり、森林によって吸収される量は最終的に 1.0Gt-C ということになり、海洋の吸収量 2.0Gt は単純計算で森林の吸収量の倍ということになる。ちなみに、同報告書によればわが国の位置している太平洋ではその半分、実に 1Gt-C の量を 1 年で吸収している。また北緯 34 度以北、日本を含む北太平洋では、年間 0.24Gt-C、北太平洋は地球全体の海域に対して 4%の面積を占めているのに対して、地球全体の海洋の吸収に対する割合は約 13%と豊富な吸収量を誇り、日本周辺の海は世界にとっても重要な二酸化炭素吸収源となっている。

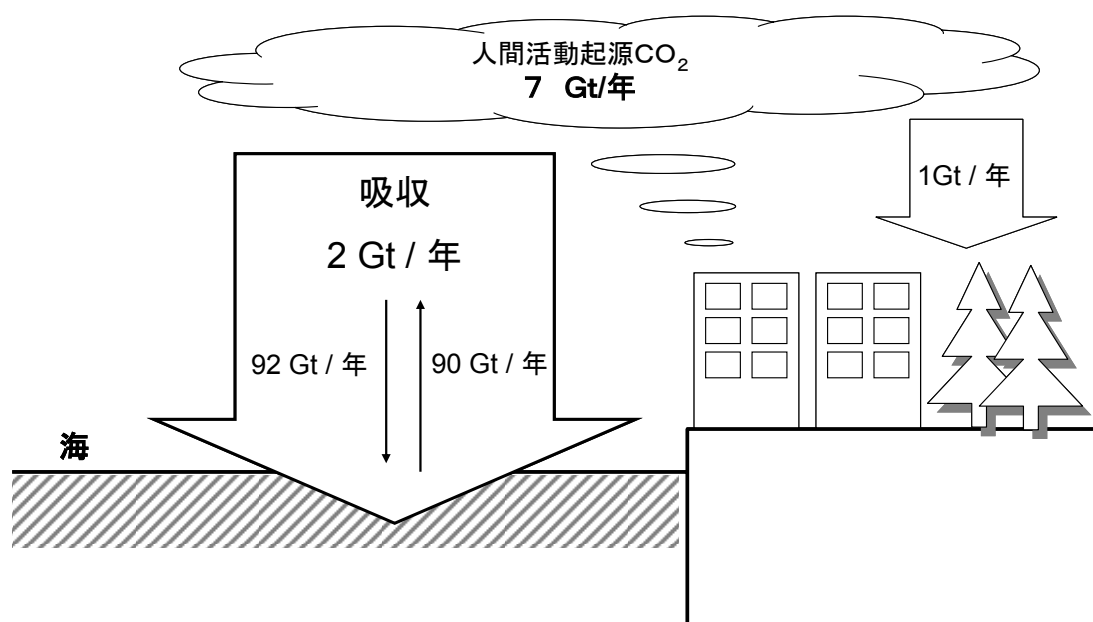


図 1.2 地球上の各場所における二酸化炭素収支

1.1.4 近年における問題

地球温暖化に代表されるように、近年では大気中の二酸化炭素濃度は増加する傾向にある。一方、海洋では炭素固定の機構が存在するため、海水中の二酸化炭素濃度は常に一定に保たれるようになっており、濃度は安定している。そのため、大気と海洋の間の二酸化炭素は基本的に海水に若干の吸収が起きようになっており、その違いが前項で述べたような吸収・放出の違いを生み出している。

しかし、大気中の濃度は上昇傾向にあるため、濃度差によって近年ではより多量の二酸化炭素が吸収されるようになってきている。二酸化炭素は海水に溶け込むとイオン化して

水素イオンを生み出す（2章の2.3.1式および2.3.2式を参照）。海水は基本的に弱アルカリ性であり、多量の弱塩基の陰イオンがアルカリ物質として溶け込んでいるため、それが水素イオンの増加によるpHの低下が起きないように調整をしている。その調整能力を表す陰イオンの量をアルカリ度といい、2章において後述する。しかし、多量の二酸化炭素の溶け込みによって水素イオンが多量に発生すると、海水は調整能力を失い酸性に傾く。これが海水の酸性化と言われている現象である。酸性に傾いた海水の中では海の生物は生きていくことはできず、特に海水が酸性に傾くことによって円石虫や有孔虫等の骨格や外殻の主成分である炭酸カルシウムが溶かされ、その強度を失う。骨格や外殻を持つ生物は、殻や骨がある程度の強度を保つことができないと死滅してしまいそれが海水中のプランクトンの分布に影響を与えると、それを捕食している大型生物の生存にも影響が出てくる。

一方で、近年では南米大陸沖のエルニーニョ現象に代表されるように、海水温は上昇傾向にある。二酸化炭素の溶解度は、水温が高くなるにつれて低くなり、気体になりやすいため、海水温の上昇は海水の二酸化炭素の吸収能力を減少させる可能性がある。このように、地球温暖化、海水温の上昇によって今後はますます海洋の二酸化炭素吸収が衰えることが示唆されており、海水の二酸化炭素吸収能力の評価・把握・および監視が急務とされている。

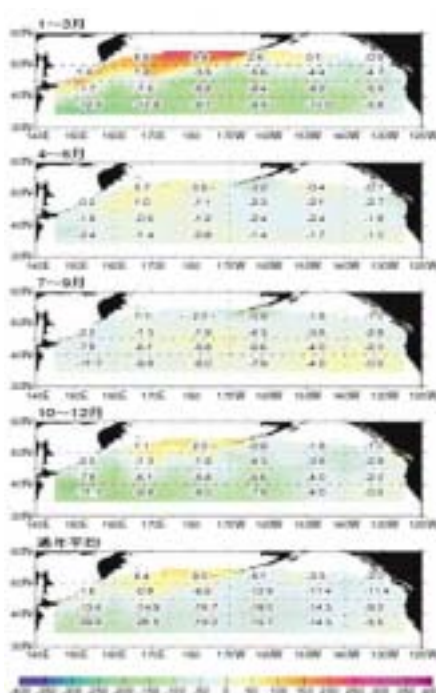


図 1.3 太平洋の CO₂ 収支
(国立環境研究所 環境儀 No.06 より)

1.2 既往の研究

海洋は大気中に放出された二酸化炭素の回収に大きな役割を果たしているが、未だに世間における認識として二酸化炭素の回収には森林が有用であるとの見解は多い。そのため、森林で言えば植林のように、海洋の吸収能力を高めるための取り組みは世界でも希薄であるとともに、吸収能力に関する研究もあまりなされていないのが現状である。

そのため海洋の二酸化炭素吸収に関する研究は昨今に注目されはじめ、日本においては、国立環境研究所や気象庁をはじめとした公的機関が温暖化の研究の一環として日本近郊の海における二酸化炭素収支の把握に乗り出した。1995年から1999年にわたって

国立環境研究所が貨物船に観測機器を設置することで北太平洋一帯における二酸化炭素収支の各季節と年間あたりの変動の観測を行い、気象庁でも大気の二酸化炭素濃度の監視に合わせて海洋気象観測船による日本近海の二酸化炭素収支の監視も行っている。

しかし、これは太平洋において行われているものであり、その他、日本においてなされた二酸化炭素収支に関する研究は、太平洋を中心とした外洋に関するものがほとんどであった。一方で日本の沿岸部における把握・監視に関する研究はほとんどされていないと言ってよく、詳細の把握は未だ行われていないのが現状である。日本沿岸域において研究が行われたのは最近のことである。二酸化炭素収支をみるための指標であるアルカリ度を東京湾、大阪湾、伊勢湾において測定し、塩分との相関性があるとした研究が田口ら(2009 年)によって示されている⁽¹⁾。また藤井ら(2010, 2011 年)によって大阪湾の二酸化炭素収支に関する研究がなされ、大阪湾沿岸部の表層における連続水質観測と鉛直分布の観測により、二酸化炭素の季節ごとの収支とそのメカニズムの解明が行われた⁽²⁾⁽³⁾。しかし、東京湾の二酸化炭素収支自体に関する研究は稀有であり、湾岸においての観測は大阪湾でも見られたが、湾奥部までの把握には至っていない。

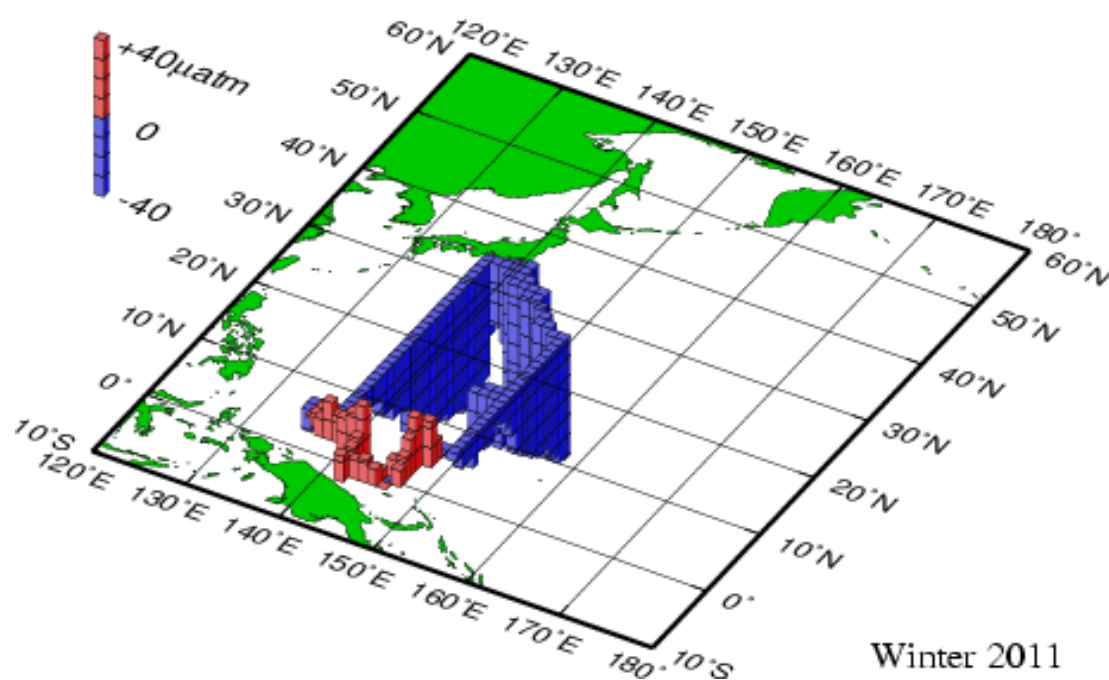


図 1.4 気象庁による二酸化炭素測定のパブリック情報の例（気象庁HPより）

1.3 本研究の目的, 意義

このように研究の量が少ない要因としては, 近年になって着目されるようになったことに加えて日本の沿岸域においては二酸化炭素収支の把握が容易ではないことが挙げられる. 前々項の近年における問題で述べたとおり, 外洋における二酸化炭素収支は基本的に吸収となっている部分が多く, 海流等の関係で放出が行われる海域もあり季節ごとに変動するが, 吸収・放出が行われる場所はある程度決まっている. そのため, 外洋についての研究は, 広域で測定に多大な時間を要することを除けば試算は容易である. しかし東京湾のような閉鎖的で水深が浅い特殊な海域においては水質の変動が激しく, 把握にはこまめな長期的な監視が必要になる. また藤井らの研究において, 閉鎖的な海域である大阪湾では二酸化炭素の吸収と放出が短い期間で入れ替わり変動していることが分かった. そのため東京湾においても変動が激しいことに加えて放出の期間の頻出が予想される. また陸域に近い沿岸域は周辺地域の人々の生活から切り離すことができない場所であり, 酸性化等の海水の異変が生じれば漁業をはじめとした周辺の産業に多大な影響を及ぼすことが考えられる.

そのため, 本研究は東京湾における二酸化炭素収支の把握に有用な情報を提供することができると考え, 東京湾湾奥部における二酸化炭素収支の変動と特徴を明らかにすることを目的とし, 定期観測によって得られた情報から二酸化炭素収支の変動を把握, それによってさらに詳細な連続した年間変動の推定を行うこととする.

1.4 本論文の構成

本論文は, まず2章において二酸化炭素収支を測定するための手段および算出するために使われる数値計算式について記述し, 3章において二酸化炭素分圧と二酸化炭素交換量を指標とした収支の概算を行い, それによって得られた結果について変動の特性を中心として考察を行う. さらに同章において連続推定のための手法を検討, 推定した二酸化炭素収支の連続変動を示し, 収支についての評価を行う. これらを統合して, 4章において今後の研究における展望を示していく.

2. 研究方法

2.1 現地観測

観測場所を行う場所を図に示す.

国土地理院承認 平14経産 第149号

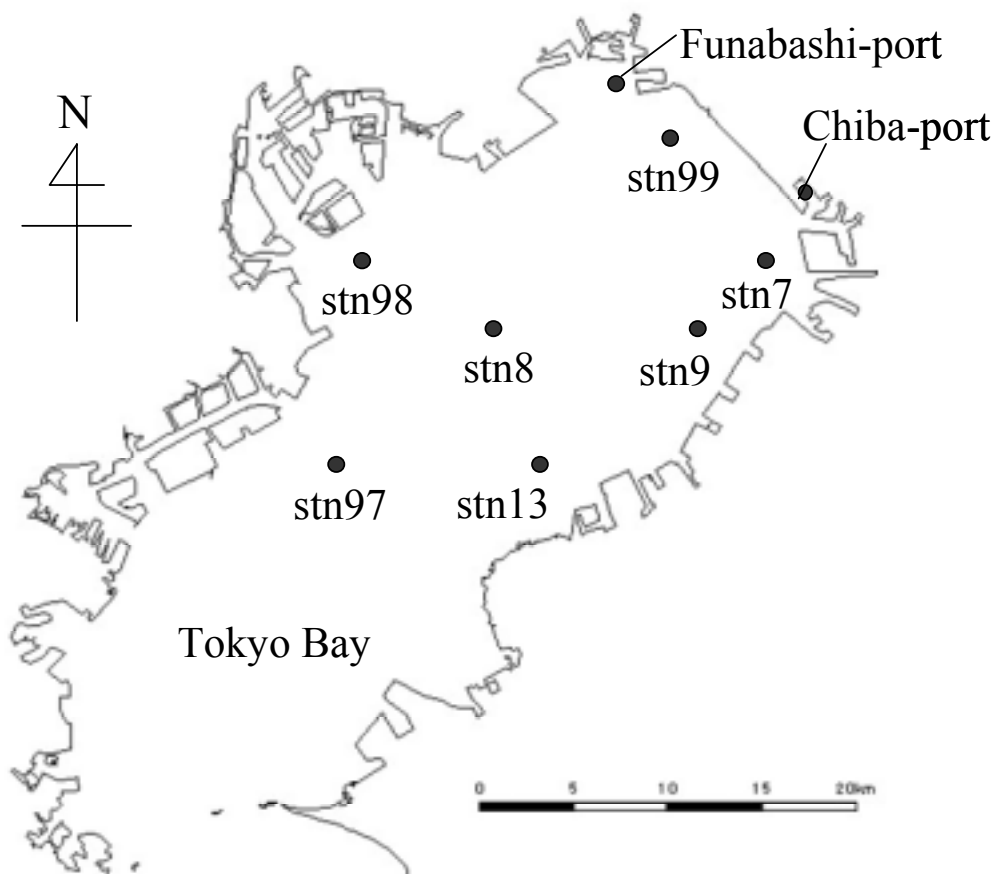


図 2.1 観測点図

観測点は、東京湾内の stn99, stn98, stn97, stn13, stn8 の 5 地点を中心として、必要に応じてその他の地点においても現地観測を行った。測定内容は、多項目水質計(Biochemical Instruments Inc. 04 QSP200A)を使用して水温、塩分、pH、DO、Chl-a (クロロフィル a) を各観測点において鉛直方向について測定した。各地点における表層 1 m の採水、またアルカリ度測定のために表層 1 m において採水を行った。全アルカリ度は二酸化炭素分圧の算出のために実験室にて測定を行い、水温、塩分、pH は算出における各値の補正、また算出において使用される各係数、定数を求めるために使用した。また DO、Chl-a は、後に測定結果と観測時期における水質状況との関連を調べ考察するために測定した。

2.2 全アルカリ度測定

アルカリ度は、水中の炭酸塩、炭酸水素塩、水酸化物といったアルカリ成分を、対応する炭酸カルシウム CaCO_3 の濃度で表したもので、全アルカリ度 A_T として以下の式で表す。

$$A_T = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B(OH)}_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{H}^+]$$

(2. 2. 1)

また全アルカリ度の測定については，紀本電子工業の全アルカリ度滴定装置 ATT-05 を用いて行った．全アルカリ度適定装置 ATT-05 の概観図を示す．

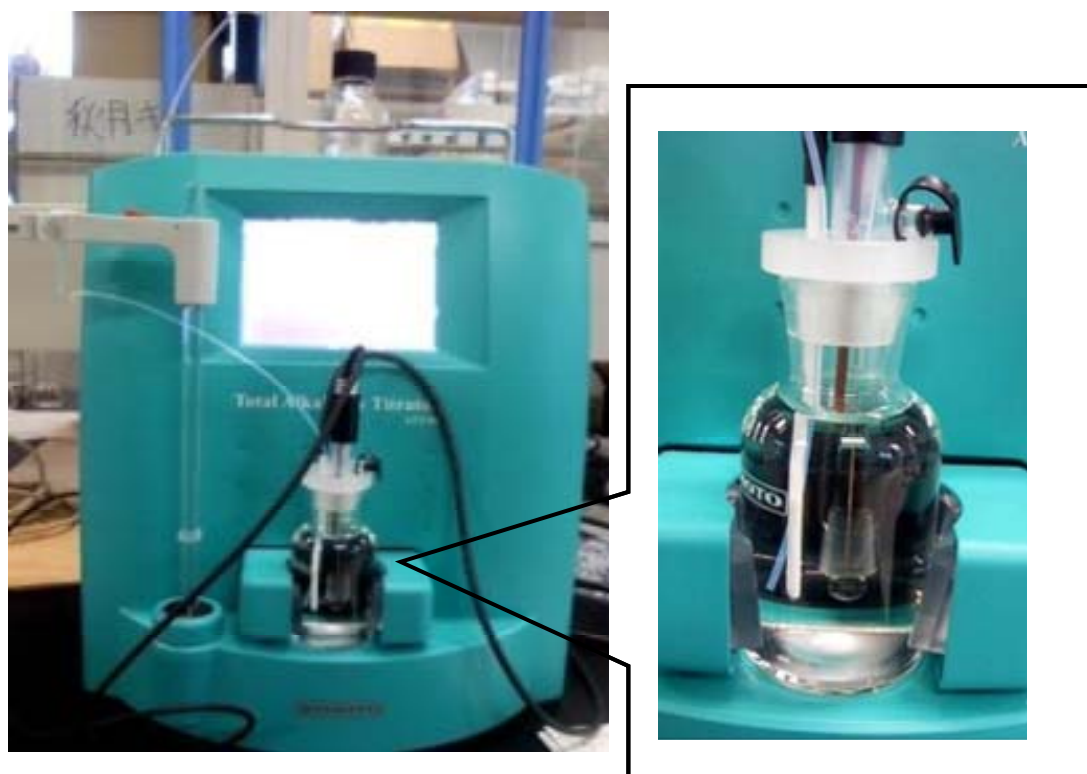


図 2.2 全アルカリ度適定装置 ATT-05

測定の方法は，中央の採水びんに海水を入れ，マグネットスターラーを投入後，温度センサー，pH 計，塩酸適下管をびんの中に入れる．マグネットスターラーで攪拌しながら滴下管から少量ずつの塩酸(0.5mol/l)を滴下して炭酸イオン等の弱酸成分を適定し，炭酸塩を脱気させる．そのときの pH の変化を測定することによって，弱酸成分の量を対応する炭酸カルシウムの量として表す．一般的な海水（濃度 $2200 \mu\text{mol} / \text{kg}$ 程度）を適定した場合における適定曲線を図に示す．

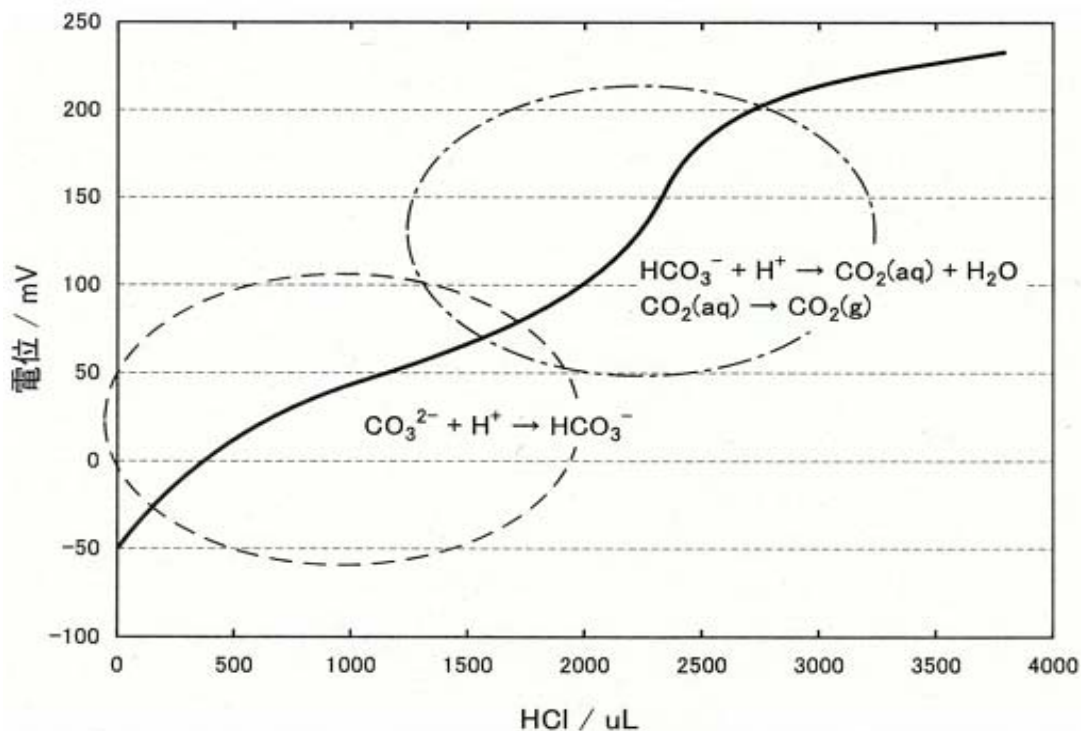


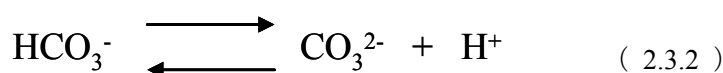
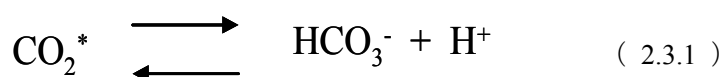
図 2.3 適定曲線の例（引用：紀本電子工業 全アルカリ度適定装置 ATT-05 取り扱い説明書より）

なお，図中の電位 0mV に対して pH7，236mV に対して pH3 である（紀本電子工業全アルカリ度適定装置 ATT-05 取り扱い説明書より出典）．なお，実験における所要時間によって海水サンプルの劣化が懸念されるが，一般的に海水における全アルカリ度は保存性の強い指標とされている．保存性の確認のために採取したサンプルで劣化実験を行い，3 日程度では全アルカリ度には有意な変化が起きないことがわかった．

2.3 二酸化炭素分圧の算出

測定した全アルカリ度，現地観測で測定した水温，塩分，pH を用いて海水中の二酸化炭素分圧の算出を行った．二酸化炭素分圧とは，海水中で二酸化炭素が負担している圧力のことである．算出の手順について述べていく．

まず，測定した全アルカリ度，水温，塩分，pH を用いて海水中の遊離炭酸濃度を算出した．一般的に，二酸化炭素は海水に溶解することで水和した溶存二酸化炭素 CO_2 ，炭酸 H_2CO_3 ，炭酸水素イオン HCO_3^- ，炭酸イオン CO_3^{2-} といった形で存在する．溶存二酸化炭素と炭酸の存在比率はおおよそ 1000 対 1 なので，この二つは一つにまとめることで遊離炭酸 CO_2^* としている．これらの遊離炭酸 CO_2^* ，炭酸水素イオン HCO_3^- ，炭酸イオン CO_3^{2-} は，水溶液中で化学平衡の状態に達しており，水温や pH，塩分などのイオン組成を左右する外的要因が変化しない限り，存在比を一定としながら相互に絶えず変化している．これらの化学変化は，以下の二つの式で表すことができる．



そして，遊離炭酸濃度 $[\text{CO}_2^*]$ は，アルカリ度 A_T を用いて，以下の式で表すことができる．

$$[\text{CO}_2^*] = \frac{[\text{H}^+] \cdot A_c / K_1}{1 + 2K_2 / [\text{H}^+]} \quad (2.3.3)$$

ここに， $[\text{H}^+]$ ：水素イオン濃度で，測定した pH により求めることができる．
また， A_c ：炭酸アルカリ度である．炭酸アルカリ度 A_c とは，全アルカリ度のうちで炭酸イオンや炭酸水素イオンの負担している割合を，全アルカリ度同様，当量の炭酸カルシウム CaCO_3 で表したものであり，Frank.J.Millero(2006)より，塩分 S を用いて，以下の式で表すことができる．

$$A_c = A_T - 1.19 \times 10^{-5} S \quad (2.3.4)$$

さらに， K_1 ， K_2 ：二酸化炭素が遊離炭酸から炭酸水素イオン，炭酸水素イオンが炭酸イオンに変化する場合の 1 次，2 次解離定数である．海水中のそれぞれの解離定数を求める式は，常圧のもとでの温度 T と塩分 S の関数として表現され，Frank.J.Millero(2006)より，以下の(2.3.5)式および(2.3.6)式で表すことができる．

$$\begin{aligned} \ln K_1 = & 290.9097 - 14554.21 / T - 45.0575 \ln T + \\ & (12.10 - 489.634 / T - 1.881 \ln T) S^{0.5} + \\ & (0.022 - 2.635 / T) S + 0.0000474 S^2 \end{aligned} \quad (2.3.5)$$

$$\begin{aligned} \ln K_2 = & 207.6548 - 11843.79 / T - 33.6485 \ln T + \\ & (22.444 - 797.294 / T - 3.558 \ln T) S^{0.5} + \\ & (0.148 - 26.687 / T) S + 0.000369 S^2 \end{aligned} \quad (2.3.6)$$

上式中の遊離炭酸の濃度 $[\text{CO}_2^*]$ によって二酸化炭素分圧を算出することができる。海水中の二酸化炭素分圧は $p\text{CO}_{2\text{sea}}$ で表され、厳密には「海水中の溶存二酸化炭素と気液平衡状態にある気相中の二酸化炭素の分圧」と定義される。海水中の二酸化炭素分圧は、ヘンリーの式を応用して、次式を用いて算出することができる。

$$p\text{CO}_{2\text{sea}} = [\text{CO}_2^*] / K_0 \quad (2.3.7)$$

ここに、 $p\text{CO}_{2\text{sea}}$: 海水における二酸化炭素分圧、 K_0 : 海水における気液平衡のヘンリー一定数で、Weiss(1974)によって温度と塩分の関数として求めることができるとわかっている。(Weiss の式) 以下にその式を示す。

$$\begin{aligned} \ln K_0 = & -60.2409 + 93.4517(100 / T) + 23.3585 \ln(T / 100) + \\ & [0.023517 - 0.023656(T / 100) + 0.0047036(T / 100)^2] S \end{aligned} \quad (2.3.8)$$

ここに、 T : 水温(K), S : 塩分 (‰) である。

さらに、上述の式によって算出した二酸化炭素分圧を大気中の二酸化炭素分圧と比較して吸収・放出の判定も行った。具体的には、ヘンリーの法則を用いた分圧算出式(2.3.7)により二酸化炭素分圧を求め、それと大気中の二酸化炭素分圧を「大気平衡分圧」として、その差を「分圧差」として求めた。もし海水中の二酸化炭素分圧が大気平衡分圧より大きければ、分圧差はプラスの値をとり、圧力平衡の関係により二酸化炭素は海水中から大気中へ移動する。しかし、海水中の二酸化炭素分圧が大気中のそれより小さい場合、圧力平衡の関係により二酸化炭素は大気中から海水中へ移動する。つまり、分圧差がプラスの場合は大気中へ二酸化炭素は放出され、マイナスの場合は逆に大気中から吸収されることになる。なお、分圧差の単位は $\mu \text{ atm}$ である。

ここで、大気中における二酸化炭素分圧について補足を行う。大気平衡分圧に影響する大気中の二酸化炭素濃度は風等の影響により絶えず変化を続けている。一般的に、大気中の二酸化炭素分圧は概ね $350\sim 400\ \mu\text{atm}$ となっており、その範囲を逸脱して変化することは稀であり、海水の二酸化炭素分圧を求める研究においては大気平衡分圧を $380\ \mu\text{atm}$ の一定値として考えることが多い。しかし近年では、空気中に存在する二酸化炭素濃度の平均値は増加傾向にあるため、一定値として設定して評価を行うことはこの先継続的に研究を行うという観点では信頼性にかけると判断した。現地観測において、実際に簡易濃度計によって二酸化炭素濃度を測定し、分圧の算出を行ったが、変動の範囲は $350\sim 400\ \mu\text{atm}$ と小さかったものの、気象や風速等の影響によって濃度の変化は大きい。本研究では、気象庁が公開している大気中の二酸化炭素濃度の情報を用い、大気平衡分圧とする。場所としては綾里大気環境観測所において観測された情報を用いることにし、公開されている情報の中で最も頻度の高い月平均の濃度を用いることにした。参照した濃度情報は 2013 年 6 月 13 日現在の情報である。しかし、2013 年 5 月および 6 月の情報は公開されていない。そのため、5 月および 6 月の情報については、前年度の濃度を引用することとする。

濃度から分圧を求める方法について補足する。濃度の単位は基本的に ppm で記録されている。これは百万分率、つまり百万立方メートル中に何リットルの二酸化炭素が存在するかという体積濃度の単位である。これを体積濃度からモル濃度に換算し、これを気象庁の観測による月平均の気温 (K)、気体定数 ($\text{Pa}\cdot\text{l}/\text{K}\cdot\text{mol}$)、をかけることによって圧力 (Pa) を求め、これを μatm に換算する。

2.4 二酸化炭素交換量の算出

大気と海洋の間では二酸化炭素は常に吸収と放出を行っており、相互に出入りを行っている。海洋から大気への移動量から、大気から海洋への移動量を差し引いた量を、単位面積・単位時間に換算したものを交換量といい、単位は $\text{mol}/\text{m}^2\cdot\text{day}$ で表す。大気から海洋への移動と同等量の海洋から大気の移動があれば、表面的には二酸化炭素の移動は行われていないことになり、交換量はゼロである。しかし、大気から海洋への移動が多い場合はマイナスの値をとり、逆に海洋から大気への移動が多い場合はプラスの値をとる。二酸化炭素交換量を E とすると、以下の式により表すことができる。

$$E = k s \Delta p\text{CO}_2 \quad (2.4.1)$$

ここに、 E : 二酸化炭素交換量 ($\text{mol}/\text{m}^2/\text{day}$)、 k : ガス交換係数 (m/s)、 $\Delta p\text{CO}_2$: 二酸化炭素分圧差 (μatm)、 s : 二酸化炭素の溶解度 ($\text{mol}/\text{kg}/\mu\text{atm}$) である。式中の二酸化炭素の溶解度 S は、温度 t による関数として求めることができ、以下の式で表すことができる。

$$s = 2.552\cdot 10^{-9}t^4 - 6.146\cdot 10^{-7}t^3 + 5.823\cdot 10^{-5}t^2 - 2.829\cdot 10^{-3}t + 0.0768 \quad (2.4.2)$$

また、ガス交換係数を求める方法には様々な式が提案されている。しかし、現在のところではどの方法が最も現実的であるかが明らかになっていない。そのため、本論文では短期的な風速によって求める方法として比較的広く使われている二つの方法によって、交換量を二通り求めることにした。

(1) Liss and Marlivat の式

瞬間値に近い風速を用いる場合によく使われる．以下に示す．

$$\begin{aligned} k &= 0.17 \cdot U_{10} (Sc_{20} / Sc)^{2/3} & [U_{10} \leq 3.6 \text{ m/s}] \\ k &= (2.85 \cdot U_{10} - 9.65) (Sc_{20} / Sc)^{1/2} & [3.6 \text{ m/s} < U_{10} \leq 13 \text{ m/s}] \\ k &= (5.9 \cdot U_{10} - 49.3) (Sc_{20} / Sc)^{1/2} & [13 \text{ m/s} < U_{10}] \end{aligned} \quad (2.4.3)$$

ここに、 U_{10} ：高さ 10m での風速 (m/s)， Sc ：シュミット数， Sc_{20} ：20℃の場合のシュミット数である．

(2) Wanninkhof の式

短期的な風速と長期的な風速による場合分けを行ったのが特徴で，本論文においては，短期的な風速を用いた方法のみを使用する．以下に示す．

$$k = 0.31 \cdot U_{10}^2 (Sc_{20} / Sc)^{1/2} \quad (2.4.4)$$

海上 10m での風速 U_{10} は，走行船舶での測定では 10m 高度の風速だけではなく，実際は 30m 以上の高度で風速を測定している場合も多く，参考値として風速を引用する場合も海上 10m で測定された風速ではないことも多い．そのため近年では， U_{10} を海上 10m における風速ではなく，単に海上における風速を使用して交換量を算出する場合が多い．本論文でも， U_{10} には海上で測定された風速，もしくは気象庁の気象統計情報を参考とした風速を用いることとする．また，シュミット数 Sc は，拡散係数を動粘度で割ったものを指す無次元量で，気体の場合はほぼ 1 と近似されることが多い．そのため，本論文でも，20℃におけるシュミット数 Sc_{20} をシュミット数 Sc で割った値 (Sc_{20} / Sc) もほぼ 1 に近い値に近似することができると考えて，シュミット数比 (Sc_{20} / Sc) も 1 と近似して扱うこととする．

以上の (2.4.2) から (2.4.4) 式により求めた交換量 E は，分圧差の関係で符号がプラスのものとマイナスのものがある．分圧と同じように考えて，プラスになったものが放出，マイナスになったものが吸収と考える．なお，交換量は Liss and Marlivat の方法で求めたガス交換係数 k による算出したものと Wanninkhof の方法によって求めたガス交換係数によって算出したものの二通りが求まることになる．後述の 3．結果および考察の章で二通りの方法で交換量を求め，それらの比較を行う．

2.5 補足：誤差について

ここで推定時の誤差について記述する．交換量を求める際にも使う二酸化炭素分圧は，観測でサンプルを各 3 つ以上採っている．これは誤差の大きさを測るためである．3 回以上測定したものから標準偏差をとり，それを正および負の誤差範囲とした．参考までに，二酸化炭素分圧の測定結果にエラーバーとして誤差範囲を付けたものを示す．図中に示すのは，2012 年 5 月から 7 月においての推定された結果である．また，同じ測定期間において 3 回分の推定結果と平均および標準偏差を表にして示す．

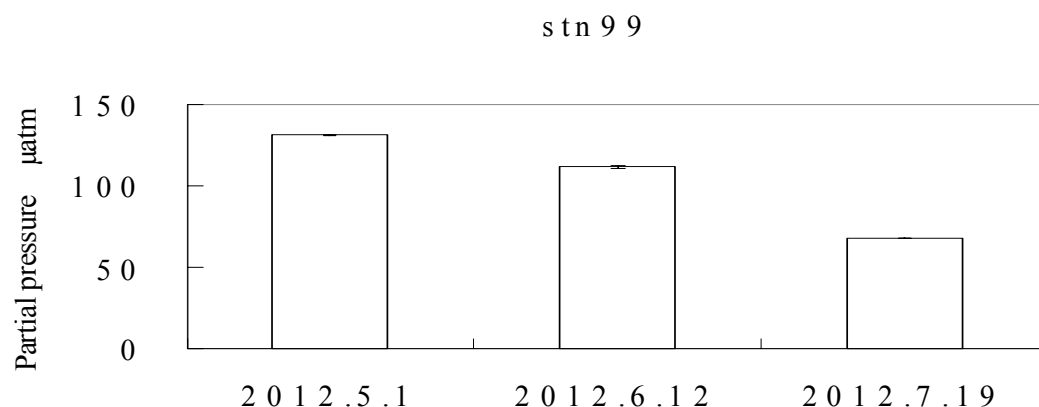


図 2.4 誤差をつけた分圧推定結果

図から，推定誤差は分圧全体の結果に対して大変小さいことがわかる．他の観測地点においても，誤差範囲を示すエラーバーはとても小さく，無視できるほどの範囲であった．よって，本結果は複数回の測定でも大変ばらつきが小さいことがわかった．

二酸化炭素分圧 $\mu \text{ atm}$	2012.5.1	2012.6.12	2012.7.19
1	131.282	112.662	67.763
2	131.62	111.518	67.86
3	132.021	111.609	68.061
平均	131.641	111.9297	67.89467
標準偏差	0.37	0.636	0.152

表 2.1 分圧測定結果における標準偏差

3. 結果および考察

3.1 二酸化炭素分圧

3.1.1 二酸化炭素分圧推定結果

Stn99, 98, 97, 13, 8 の 5 地点において、採水と他項目水質計による測定を行い、各地点における二酸化炭素分圧を測定した。観測は、各月に一度行い、2011 年 5 月 23 日、6 月 22 日、7 月 26 日、8 月 30 日、9 月 27 日、10 月 24 日、2012 年 5 月 1 日、6 月 12 日、7 月 19 日、2013 年 4 月 10 日、5 月 8 日、6 月 13 日の計 12 回行った。図 3.1.1 に示す。各地点において点が欠如している部分は、天候や行程の関係で観測を行わなかった部分である。前述の通り、二酸化炭素の挙動は、大気平衡分圧より二酸化炭素分圧が上であれば海水中から大気中への放出、下であれば大気中から海水中への「吸収」が起きていることを表す。大気平衡分圧は $400 \mu \text{atm}$ 前後であることを考えると、全体としては多少の上下はあるものの、吸収が行われている時期がほとんどであると推測できる。しかし、秋季において観測を行った 2011 年 9 月、および 10 月に関しては、分圧が非常に高く、「放出」であると推測できる。併せて、観測された二酸化炭素分圧から大気平衡分圧を差し引いた分圧差を、図 3.1.2 に示す。二酸化炭素の分圧差は、マイナスの値である場合は海水中の分圧から大気平衡分圧を差し引いたものが負の値、つまり大気中から海水中へ二酸化炭素は吸収されているということを表し、逆にプラスの値である場合は海水中から大気への放出である。図の通り、9 月および 10 月の秋口は正の値で放出、それ以外は吸収になっている

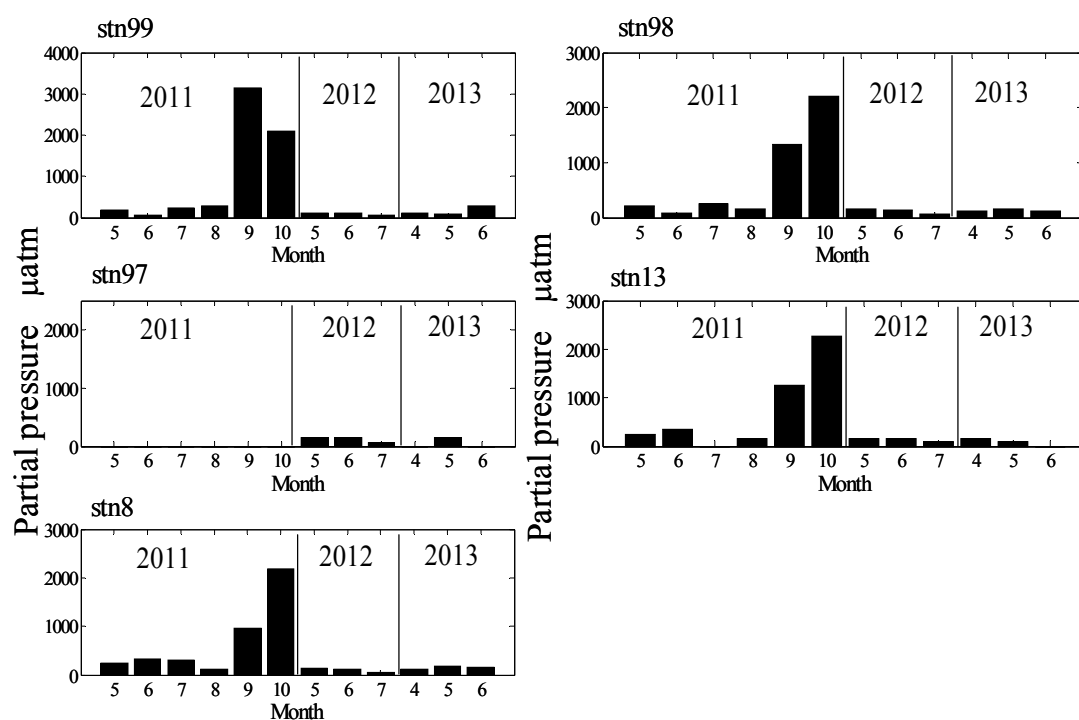


図 3.1.1 二酸化炭素分圧推定結果

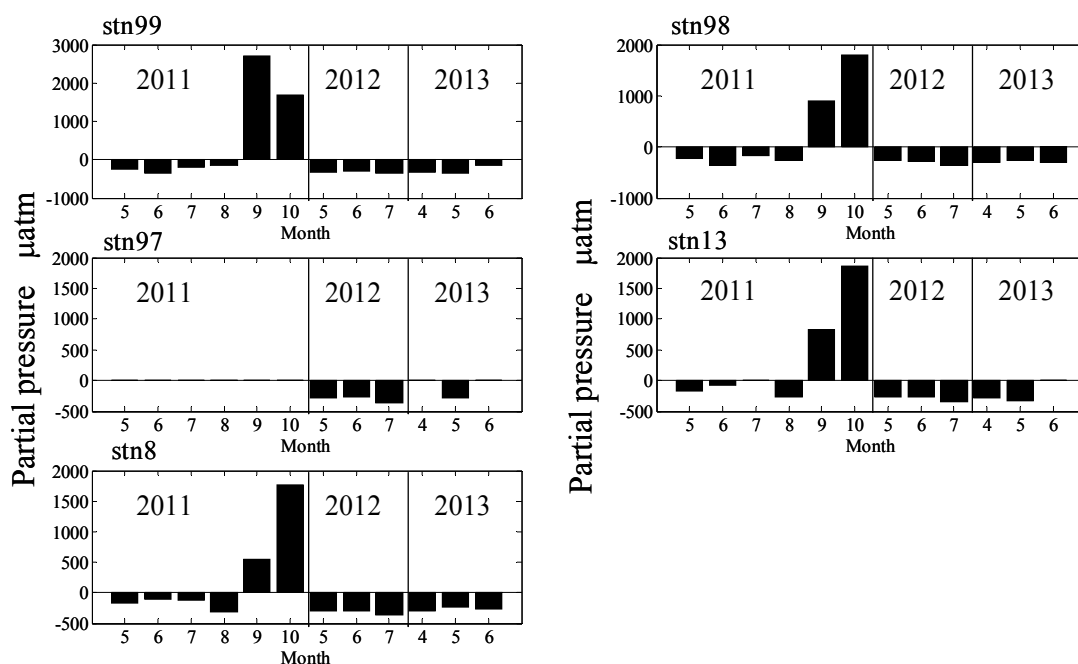


図 3.1.2 大気との分圧差

ここで、時期による違いと観測点の場所による違いについてみる。まず、各観測点における分圧および分圧差の変動をまとめて図 3.1.3 および 3.1.4 に示す。図より、各時期の変動に対して各観測点における違いが小さいことがわかる。また、同時期の各地点における標準偏差と、同地点の各時期における標準偏差をとる。表より、地点ごとのばらつきよりも、時期ごとのばらつきの方が大きいことがわかる。つまり、東京湾内における二酸化炭素分圧は、时期的な変化の影響が大きく、各地点における差異はあまり見られなかった。東京湾湾奥部においては、場所による変動はあまり見られず、季節変動が大きく、基本的には吸収であるが、時折大きな放出に移行する場合が見られる。

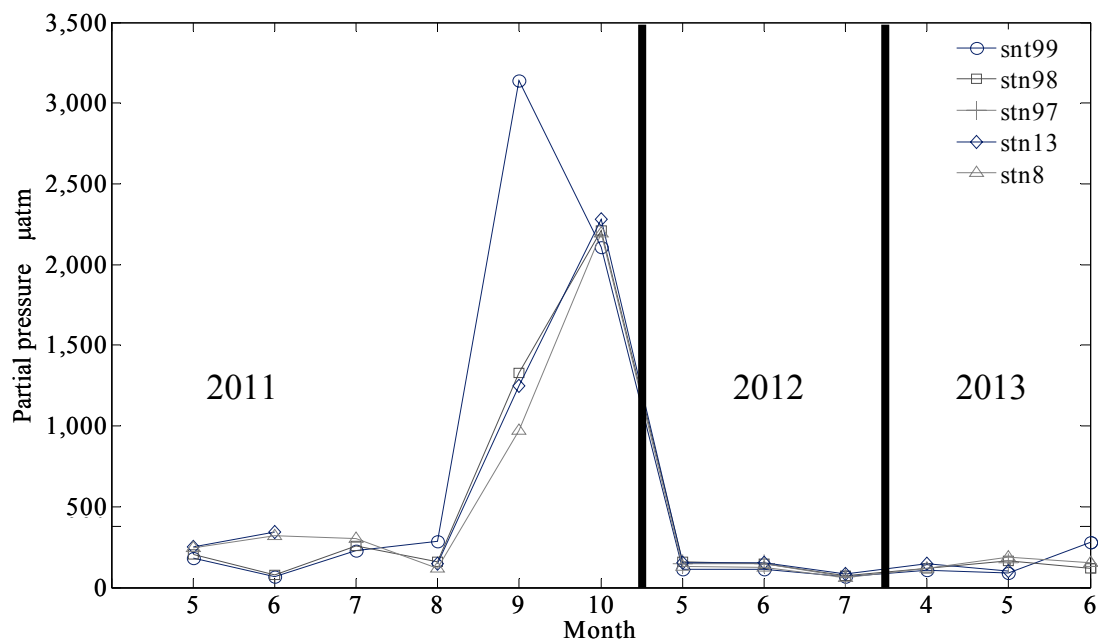


図 3.1.3 推定された分圧の年間変動

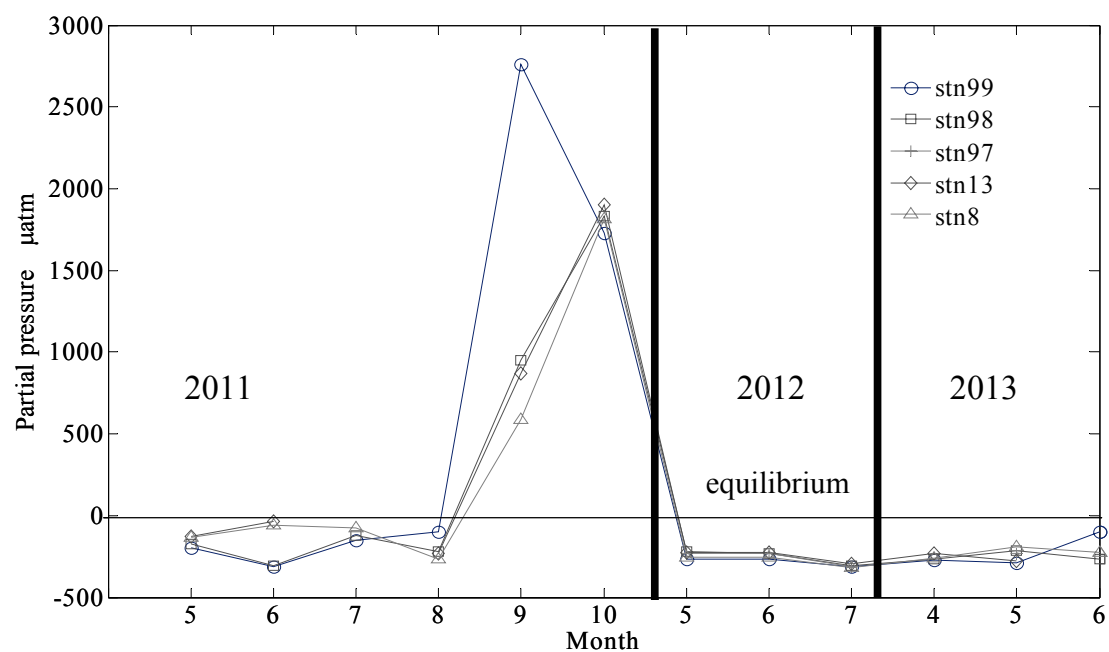


図 3.1.4 分圧差の年間変動

表 3.1.1 観測点ごとの、各月の分圧における標準偏差（上）
各月の、観測した分圧における標準偏差（下）

stn NO.	99	98	97	13	8
標準偏差	989.158	660.834	39.894	717.622	611.106

観測月	2011.5	6	7	8	9	10
標準偏差	32.4807	149.658	38.1626	72.9018	990.324	70.7040
	2012.5	6	7	2013.4	5	6
	19.1606	17.6092	8.79453	17.8463	42.0857	86.5232

3.1.2 考察

(1) 秋季における変動

二酸化炭素分圧について時期による違いが生じた原因について考察を行う。「放出」の時期となった 2011 年 9 月および 10 月は、どの地点においても「放出」という判定であった。そこで、各地点における他項目水質計の測定結果として、DO の鉛直分布を図 3.1.5 および 3.1.6 に示す。徐々に深さに対して変化している 9 月のものに対して、10 月のものは深さ 10 m 以降においての DO の変化が急激になっていることがわかる。同日は塩分についてみても、図 3.1.7 に示すように、深さ 10m を過ぎたところで変化が急になっている。これが海水における成層化である。

ここで、成層化について補足を加える。東京湾などの閉鎖的な海域においては、河川からの流入の影響を受けやすい。河川からの水は塩分を含まないために密度は低く、逆に海水は塩分を含むために密度は高い。すると、密度の高い海水は相対的に重いため下に沈み、低い水は密度の低い水の上に乗る形になる。これによって海水の表層と底層において著しい密度および塩分の違いが生じることになり、上下において層が出来上がる。他にも、温度や溶存酸素等様々な理由で成層化が起こる。温度では、空気の例で分かるように、高温のものは上に、低温のものは下に潜りやすい。水においても同じで、高温の水塊は上に、低温の水塊は下に移動しやすい。また表層には日光が届きやすく、光合成によって酸素の溶存が盛んに行われることから、植物プランクトンをはじめとして生物の活動が活発になり、溶存酸素濃度 DO も高い。さらに、近年においては人間の活動における排水が河川から流れ込むことで富栄養化が起き、表層では排水に含まれる栄養塩を養分とした植物プランクトンがさらに増殖しやすい傾向にある。しかし、それに対して底層の溶存酸素濃度 DO は底層において低くなる。理由としては、表層における豊富な生物が死滅または排出物が底層に沈降すると、底層において微生物によって生物の死骸や排出物などの有機物が分解され、その際に酸素を消費するためである。また底層は日光が届きにくいところから、植物プランクトンによる酸素の生産もあまり行われず。結果として、表層においては低塩分・低密度・高 DO の水塊、底層には高塩分・高密度・低 DO の水塊に分かれて層が形成されやすい。これを成層化といい、特に底層に溜まる低 DO の水を貧酸素水塊と呼ぶ。また、貧酸素水塊において、有機物の分解に DO が消費されたのに対し、二酸化炭素が排出される。そのため、基本的には底層においては二酸化炭素分圧が高くなる傾向にある。

成層化が起きている東京湾などの閉鎖性海域においては、時折表層の水が動くことで底層の水が上がってくることがある。それが湧昇と呼ばれる現象である。これによって底層の低 DO の水が表層にまで上がり、表層の水が貧酸素化、鉛直分布としては一様化される。また、表層の水が動き、底層の水が上がることでそれぞれの水が混合されることもあり、鉛直分布としては成層がやや甘くなる。こうして湧昇又は混合によって、底層の低 DO の水が表層に上がってくることになる。上がってきた貧酸素水塊によって生息している生物の死滅等も報告されており、近年では問題となっている。二酸化炭素の視点で考えると、底層の貧酸素水塊では二酸化炭素が濃い濃度で存在していることになり、分圧は高い。その底層の水塊が湧昇してくることで、濃い二酸化炭素分圧の水が表層に出てくることになる。これらの原因として最も大きなものは、富栄養化、成層の発生の後の北東方向の風の連吹である。東京湾のように南の方向に開けている閉鎖性海域においては、北東の風が立て続けに吹くことで表層の水が空気との摩擦で南方向に押し流される。表層の水塊が移動することによって沿岸部の水位が低下し、それを補う形で底層の水が表面に上がってくる。これが湧昇である。

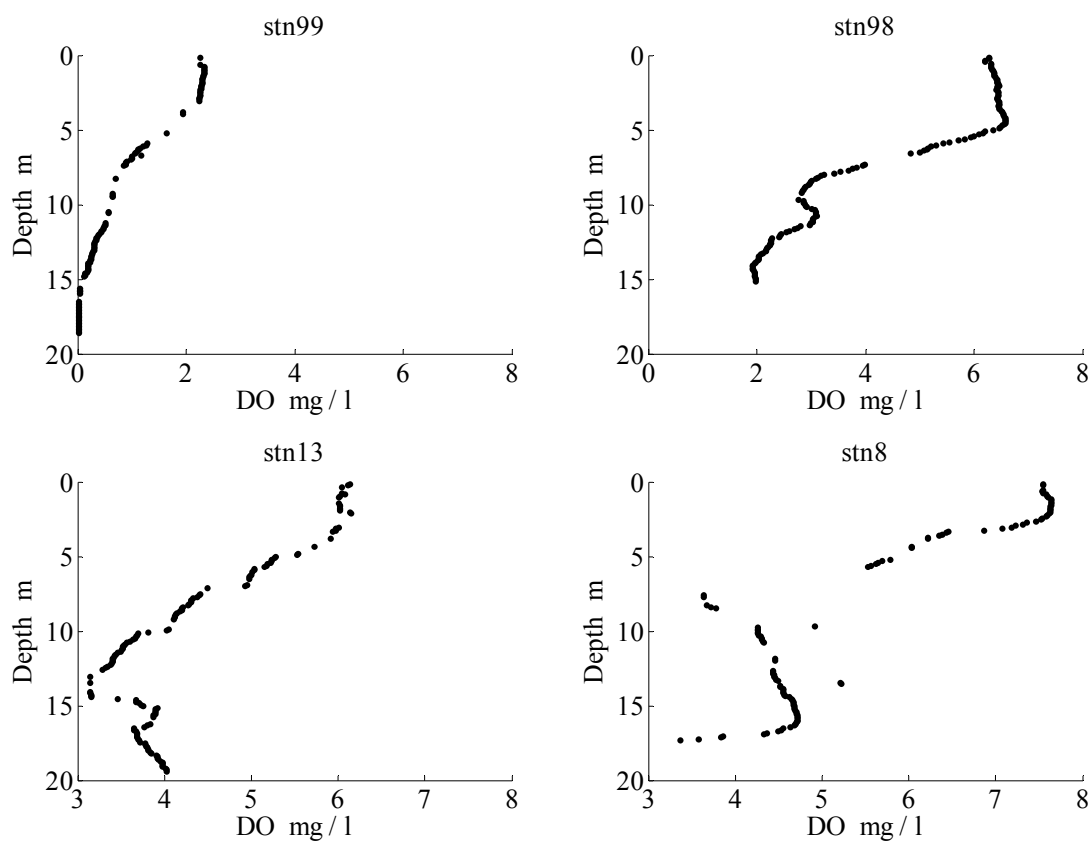


図 3.1.5 DO の鉛直分布 (観測日 2011.9.27)

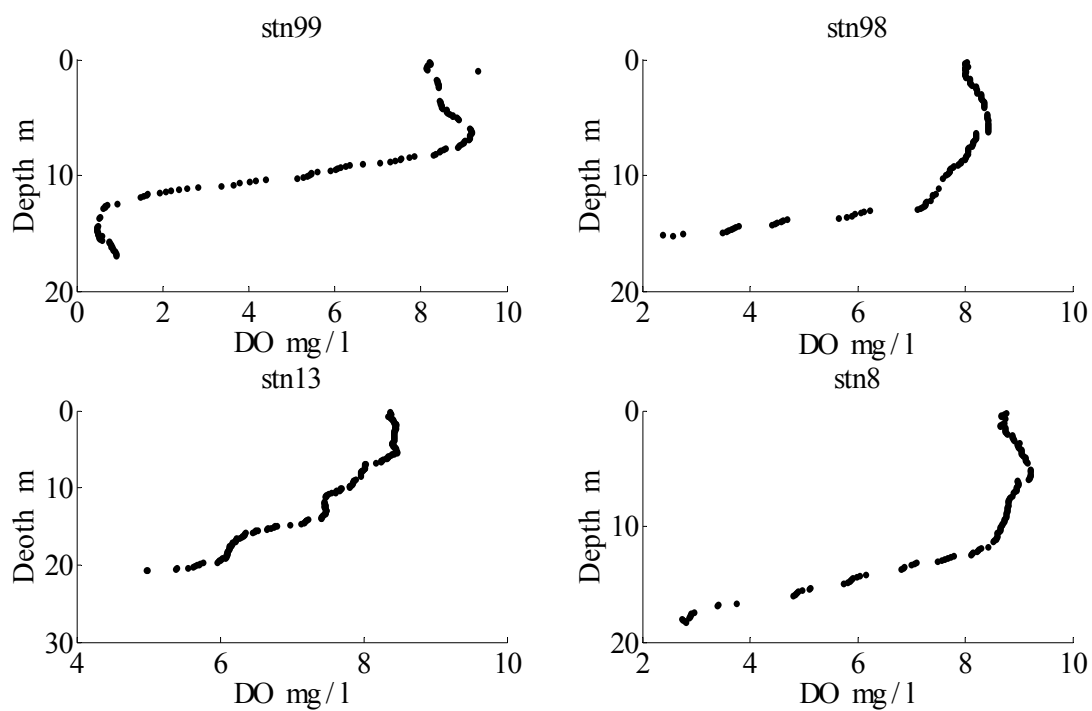


図 3.1.6 DO の鉛直分布 (観測日 2011.10.24)

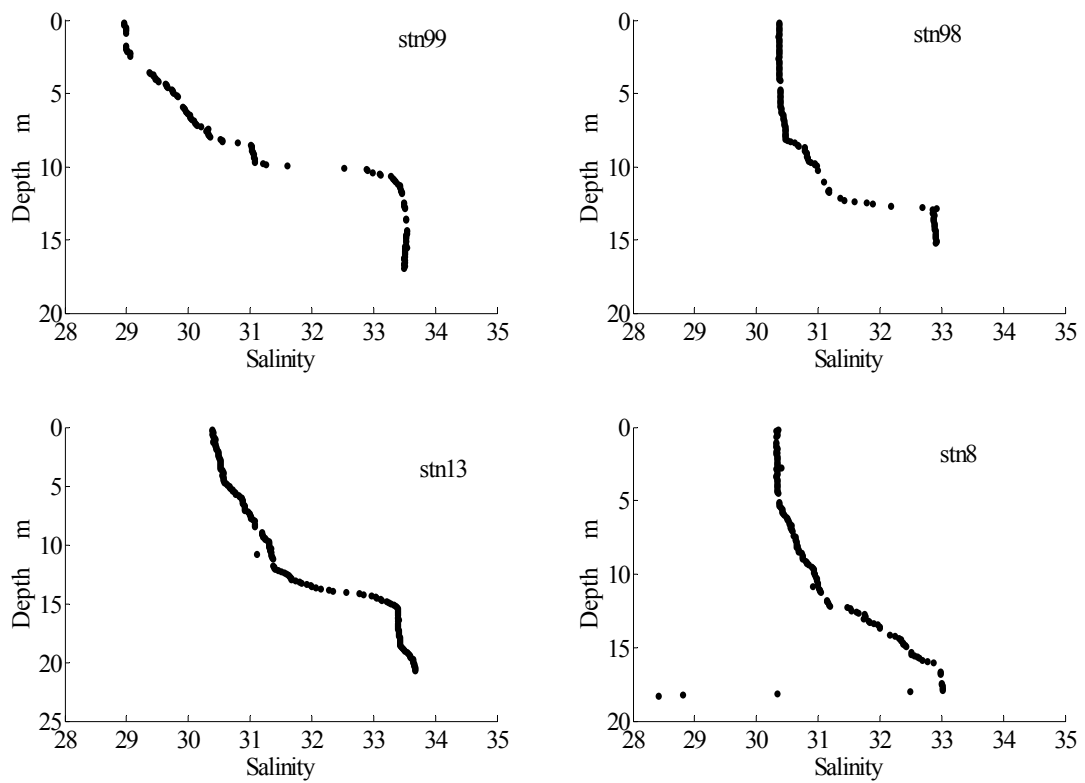


図 3.1.7 密度の鉛直分布 (観測日 2011.10.24)

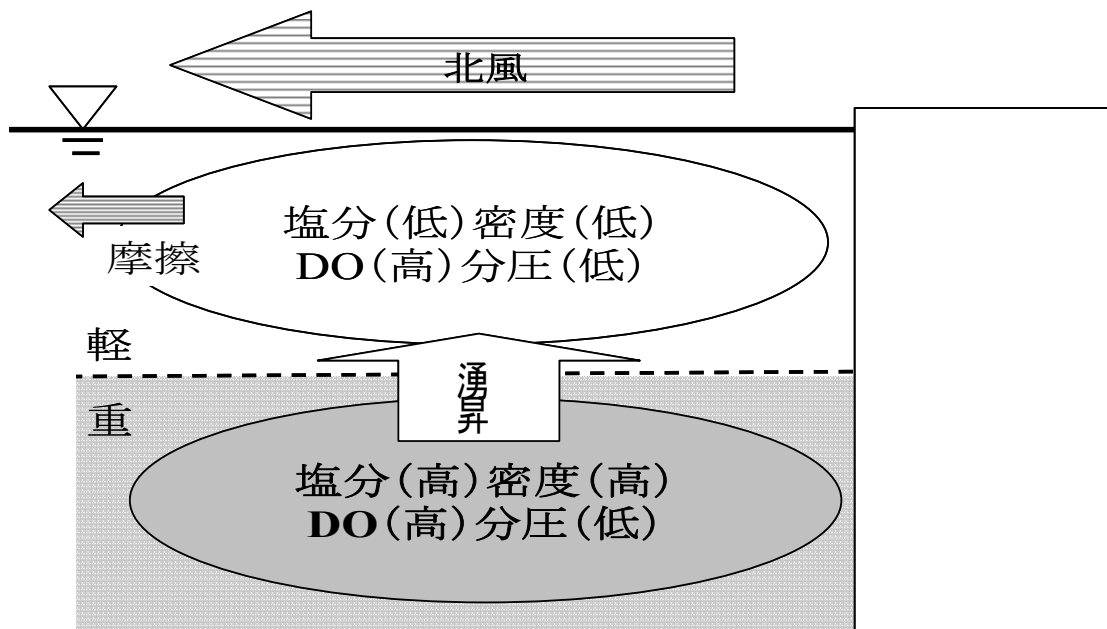


図 3.1.8 密度成層の簡易図

ここで9月におけるDOの鉛直分布に着目する。DO沿岸部に近いstn99において鉛直方向にほぼ一様化されていることがわかる。濃度は表層においても3mg/l前後かそれ以下となっており、表層の水が貧酸素化していることがわかる。ここから、stn99においては湧昇が起きていると判断できる。また他の観測点においては、表層の貧酸素化とまでは言えないものの、成層がはっきりせず深さ方向に徐々にDOが変化していることがわかる。これは底層の水塊が湧昇することで表層水塊との混合が起きているか、又は成層が崩れた後再度形成されているということが窺える。二酸化炭素について考えると、分圧が高い水塊が表層に出てきていることになる。成層時の底層の水塊についてみる。湧昇が起きていない時期の底層における二酸化炭素分圧を2012年5月および6月の観測で測定した。表層の二酸化炭素分圧と併せて図3.1.9に示す。傍線部は、それぞれの観測時期における月平均の大気平衡分圧である。底層の水の二酸化炭素分圧は大気平衡分圧よりも高く、成層が崩れて底層の水が表層に上がることがあれば、二酸化炭素は圧力平衡の関係で海水中から空気中へと放出されるということになる。9月に鉛直分布によれば成層は崩れているので、底層にある大気平衡分圧よりも分圧の高い水塊が表層に出ているということがいえる。9月に放出が起きているのはこのためであると考えられる。また秋や冬においては北よりの風が断続的に吹くことが多く、そのために底層の水塊が表層まで上がってくる機会が多々ある。夏においては日射が豊富であるだけに、表層では植物プランクトンの増殖およびDOの生産が盛んに行われ、成層化が促進され、底層が貧酸素化していることが多い。そのため、秋や冬には、湧昇による沿岸部海水の貧酸素化が起こりやすく、二酸化炭素の視点でいえば高分圧の水が湧昇することによる放出が起こりやすいと考えられる。

では、10月において放出になっている原因について考える。前述の通り、DOや塩分をみる限りでは成層がみられ、鉛直方向に徐々に濃度が下がっているため、若干の成層の崩れはあるものの、底層の水が表層に上がっているとは言い難い。しかし、植物プランクトンの分布状況を表す指標となるChl-a(クロロフィルa)の濃度の鉛直分布を図3.1.10に示す。通常に成層がされている時期の指標として、2012年5月の鉛直分布も同時に示す。図によると、2012年5月に関してはDOの分布に合わせて、それを光合成によって生産する植物プランクトンの分布の多いことを表し、DO同様に成層されていることがわかる。一方、2011年10月は表層から底層にかけて著しく低いことがわかる。これは植物プランクトンの分布が全層にかけて低いことを表す。ここからわかることは、光合成によって酸素を生産、または二酸化炭素を消費する機構が全層にわたって存在しないということである。植物プランクトンの光合成によって二酸化炭素の消費が行われ、海水中の二酸化炭素の濃度が減ることを考えると、海中では植物プランクトンが二酸化炭素分圧を下げる役割を担っているといえる。図から、植物プランクトン、つまり「分圧を下げる機構」が存在しないということは、海水中の生物の代謝によって二酸化炭素濃度しいては分圧が高くなり、10月においては「放出」になったということが考えられる。このように、植物プランクトンの分布というのも、海水の二酸化炭素の吸収においては重要な要素となっていることがわかる。

そこでさらに、9月において湧昇が起きた原因、また10月においてChl-aが下がった原因について気象状況の視点から検証を行う。観測日である2011年9月24日と2011年10月24日前後の気象状況を調べる。気象情報は、海上保安庁東京湾観測情報および気象庁の気象統計情報を参照した。図3.1.11および3.1.12に示す。9月においては直前の9月21日において台風の通過が観測されている。それによって一時的に南の風が卓越するが、その後数日間において北東の風が連吹していることがわかる。その後の観測日9月27日には湧昇が起きていたと考えることができる。一般的にも、台風の通過後は二酸化炭素の放出が起きやすいと言われている。また10月においては、直前に降雨が観測され日照が数日間にとたって著しく少なかったことから、表層に分布している植物プランクトンの減少が起き、海水中の二酸化炭素の消費が行われなかったことが考えられ、それが海水中の二酸化炭素

分圧の上昇に寄与していると考えることができる。

二酸化炭素収支は、外洋でも特殊な場所を除き、吸収が行われるところが殆どである。しかし、東京湾のような閉鎖的で外洋に比べて水深が浅い特殊な海域では、吸収から放出に転じることがあり、放出の監視が重要であると思われる。そして、以上の検証より、放出には天候や植物プランクトンの分布はとても重要な役割を果たしていることがわかった。

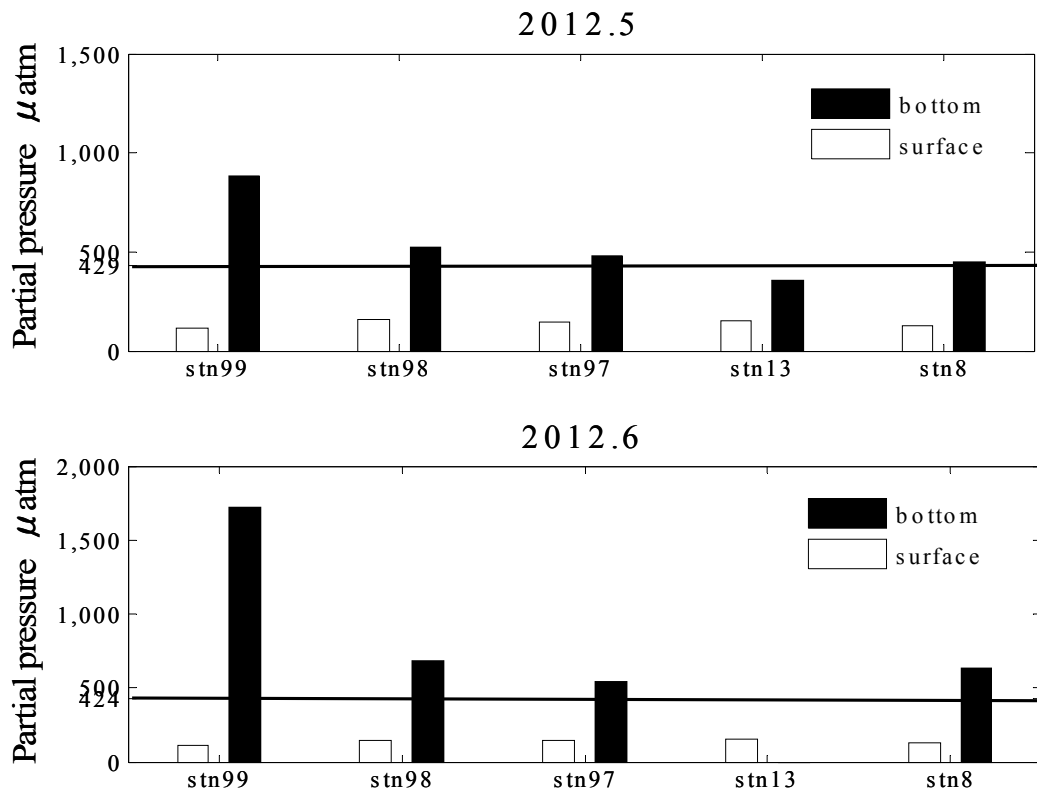


図 3.1.9 二酸化炭素分圧の表層と底層における比較

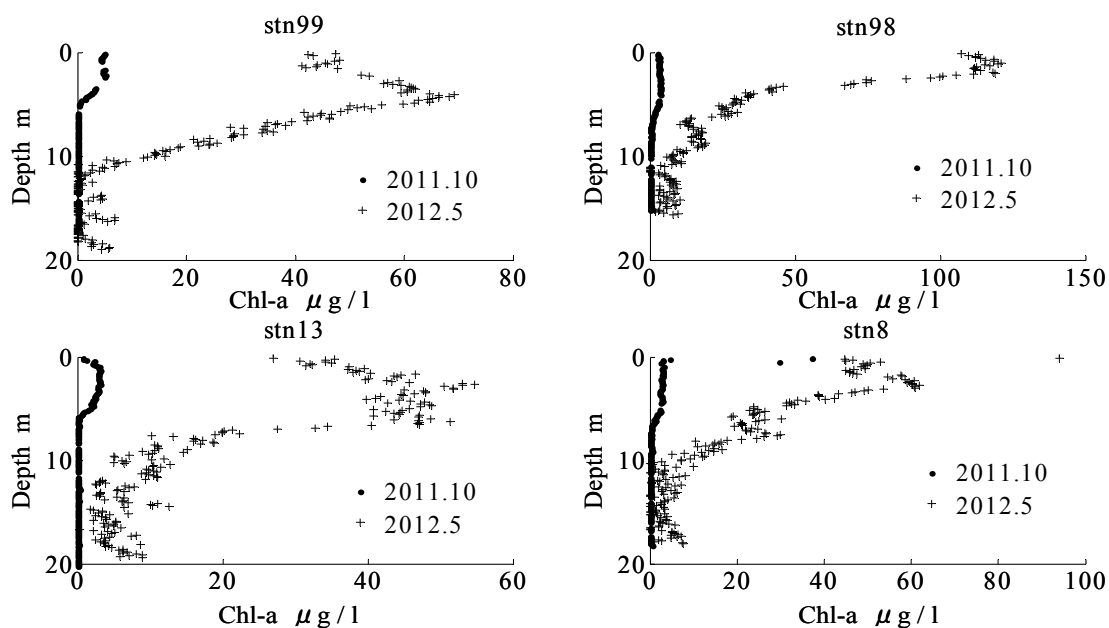
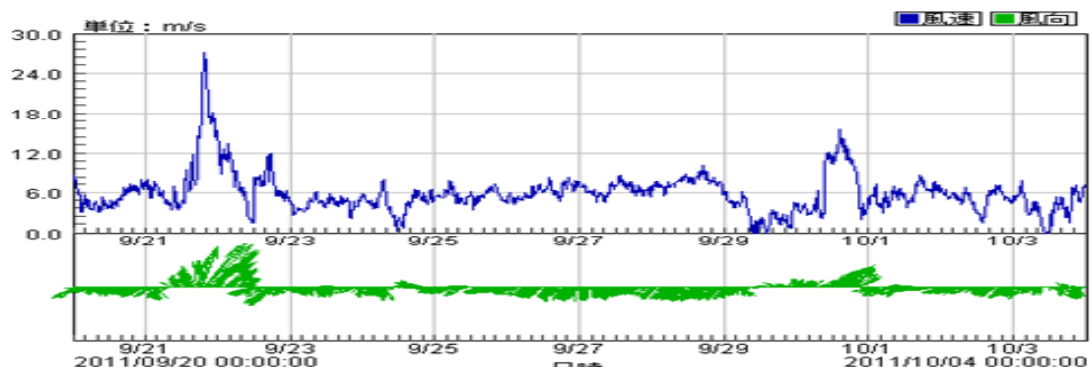


図 3.1.10 Chl-a 分布の比較



台風15号



台風16号

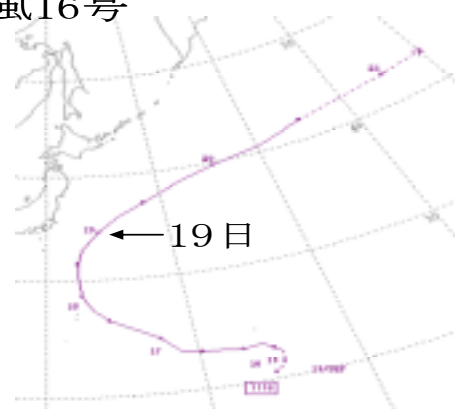


図 3.1.11 2011 年 9 月 24 日前後の気象状況

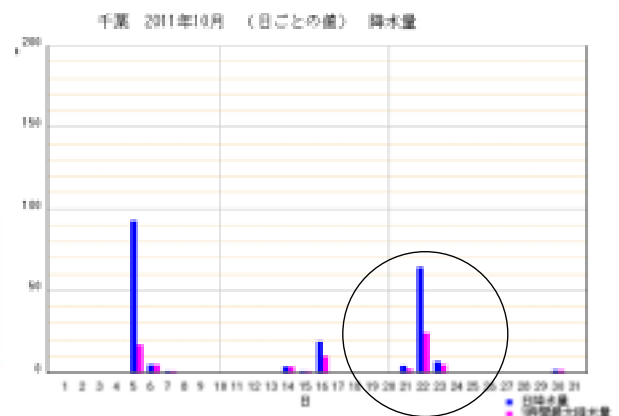
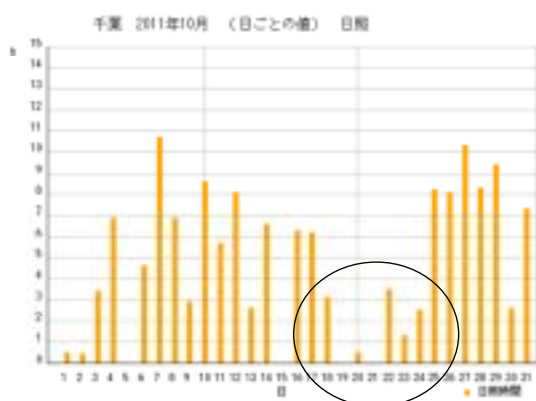


図 3.1.12 2011 年 10 月 24 日の気象状況

(2) 青潮発生時の変動

今回の測定では、定期観測点 5 点での変動は、秋口に放出に転じるという形になったが、他にも 2013 年 6 月の観測において放出が確認された。同日では観測点を増やして分圧の推定を行った。すると定期観測点以外の点で二酸化炭素の放出が見られた。理由としては、(1) 台風通過直後であったこと。(2) 青潮の発生がみられたためである。観測点は定期観測における stn99, 98, 97, 13, 8 に加えて、stn1, 7, 9 を追加し、さらには定期観測点外で船橋港においても採水を行った。(図 2.1 観測点図を参照) これは、船橋港において青潮の発生が確認されたためである。

ここで、青潮について補足を加える。青潮とは、東京湾等の閉鎖性の海域において発生する現象の一つである。前述の通り、東京湾では成層が起りやすく、海底では酸素が消費されて貧酸素化しやすい。その底層の水塊の中は硫酸還元菌を中心とした嫌気的生物が増殖しやすく、硫化水素が代謝される。海水中に溶け出した硫化水素は、湧昇の際に海水表層で空気に触れて酸化され、硫黄のコロイドを海水中に形成する。結果、沿岸の海水は腐った卵のような臭気を伴って乳白色や乳青色に変色する。これが青潮である。青潮は貧酸素水塊によって起きることと、有害な硫黄を含んだ水塊が表層に上がってくるため、多量の生物を死滅させ、周辺地域の漁獲等に多大な悪影響を及ぼし、近年では問題となっている。

《通常時》

《青潮時》



写真 3.1 青潮の様子

各観測点における二酸化炭素分圧を示す。なお、定期観測点である stn97 および 13 については、強風のため採水を断念した。推定結果によると、青潮の発生が確認された船橋港において二酸化炭素分圧は高く「放出」となっている。それに加えて、stn7, 9 においても「放出」という結果になった。しかし、stn7 および 9 においては青潮の発生は確認されていないため、青潮が発生している観測点においての特異性は確認されなかった。

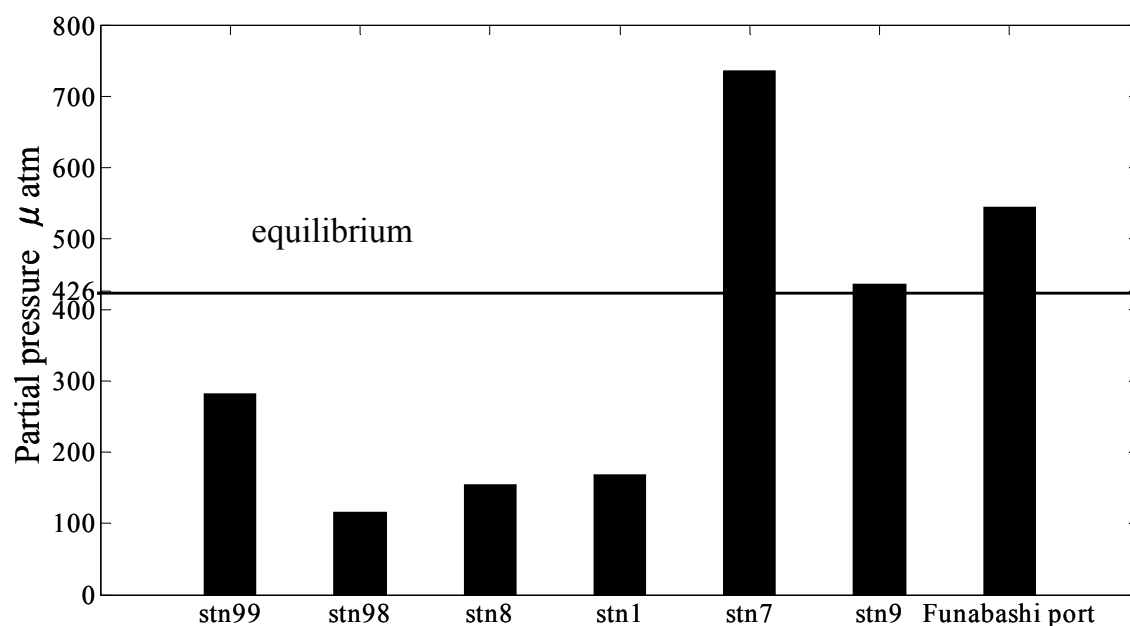


図 3.1.13 分圧推定結果 (2013.6.13)

青潮は、底層の水塊が湧昇することによって起こる現象である。そのため、青潮が発生している地点において二酸化炭素が放出されているのは、底層の高二酸化炭素分圧が湧昇しているためである。しかし、青潮が発生していない stn7 および 9 においても放出が確認された。つまり、両 2 観測点でも湧昇が起きていることを表す。なお、青潮が船橋港の他にも千葉港でも湧昇による青潮が観測されており、そこに近い場所に位置する stn7 および 9 においても湧昇が起こったと推測される。両観測点における DO の鉛直分布を示す。

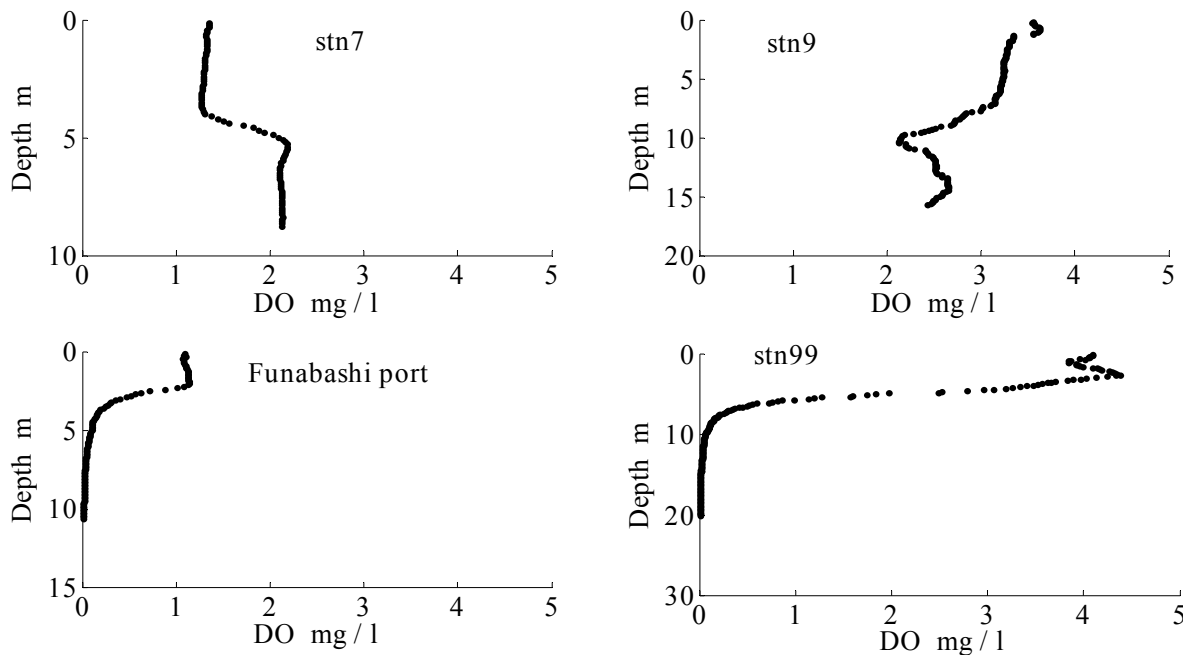


図 3.1.14 放出されている観測点の DO 鉛直分布

参考までに、成層が起きており吸収となっていた stn99 の鉛直分布もあわせて示す。stn7, 9, 船橋港とも、若干の成層は見られるが、一番 DO が高い値でも 3mg / l 前後になっており、鉛直方向全部において貧酸素化が起こっているといえる。つまり、stn7 および 9 で湧昇が起こっており表層において二酸化炭素の放出が起きていると推測できる。

stn7 および 9 の 2 観測点において青潮が確認されなかったのは、底層の水塊の湧昇とともに青潮が発生するわけではなく、青潮になるまでにはタイムラグがあるためであると考えられる。stn7 および 9 においても、測定時には湧昇していたが、まだ青潮にはなっていない水塊であり、今後青潮に発展する可能性がある。

また、青潮が観測された 2013 年 6 月 13 日の前日は台風 3 号の通過が確認されている。前項でも述べたとおり、一般的に台風の通過後は二酸化炭素が海水から放出されることが多く、stn7 および 9 における放出も、台風通過の影響であると考えられる。国土交通省関東地方整備局の東京湾連続水質観測情報より、千葉波浪観測塔における観測日前後の風速および風向の変化を示す。

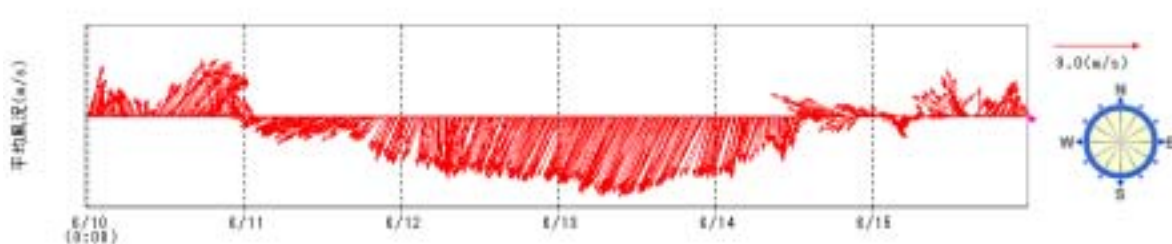


図 3.1.15 連続風況 2013.6.10～2013.6.15

観測日前日に通過した台風によって、強い北よりの風が吹いていることがわかる。これによって沿岸部において底層の水が湧昇し、港湾部においては青潮が発生した。

また、同じように台風通過後に観測を行った 2011 年 9 月 27 日の推定結果との違いについて考察する。同日では、台風 16 号の通過が確認されている。3. 1 二酸化炭素分圧の項によると、2011 年 9 月は全観測点において「放出」の判定であった。しかし、同じ台風通過後に観測を行った 2013 年 6 月の場合は、青潮および台風に伴って湧昇が発生した 3 地点においてのみ「放出」の判定となった。それぞれの時期の気象状況を確認すると、2011 年 9 月 27 日の場合は、21 日に通過した台風 16 号に伴う北風の連吹から十分な時間が経過している。また、採水を行った 2013 年 6 月と同様に、船橋港および千葉港の港湾部において青潮の発生が確認されている。一方、2013 年 6 月 13 日の場合は、前日に台風 12 号が接近、通過の途中で熱帯低気圧に変化しており、その最中の観測となった。それに伴い北風は連続的に吹いていたものの、観測した日は吹いている途中であった。以上より、両方の時期ともに北風が断続的に吹くことで湧昇へとつながっている。しかし、2013 年 6 月は北風が断続的に吹いてから時間が十分に経過していないため、全域において放出ということにはならなかったと考えられる。今後、時間が経過すれば、十分に湧昇または混合が行われ、全域で放出に転じると考えられる。3. 1 二酸化炭素分圧における結果から海域は基本的に二酸化炭素を吸収しているが、東京湾のような特殊な海域では放出が起きることがある。そして、二酸化炭素が放出に転じるメカニズムには、前述のような植物プランクトンの分布に加えて、本項で述べたように気象状況が密接に関わっていることがわかる。

3.2 二酸化炭素交換量

3.2.1 交換量推定結果

次に、二酸化炭素の交換量の推定の結果を示す。二酸化炭素交換量とは、単位面積、単位時間あたりの二酸化炭素の量の出入りを表すものである。単位は 1 秒あたりにするとあまりにも小さい量になってしまうので、1 日あたりとして $\text{mol} / \text{m}^2 \cdot \text{day}$ とする。前述の通り、二酸化炭素交換量の算出にはいくつか方法があり、本研究では、そのうち 2 つの方式(1) Wanninkhof の方法、(2) Liss and Marlivat の方法を取り入れて行うこととする。各観測点、各時期における二酸化炭素交換量を示す。値が正であれば、大気中への放出、負であれば海水中への吸収が行われていることを表す。実際はより多くの量が入り出しているが、同等の大気中から海水中へ入る量と海水中から大気中へ出る量は相殺され、見かけ上の出入りの量として表される。見かけ上であるので、基本的にはわずかに正か負の値を取り、0 である場合は出入りが行われていないのではなく、お互いに入りの量が釣り合っていることを表す。

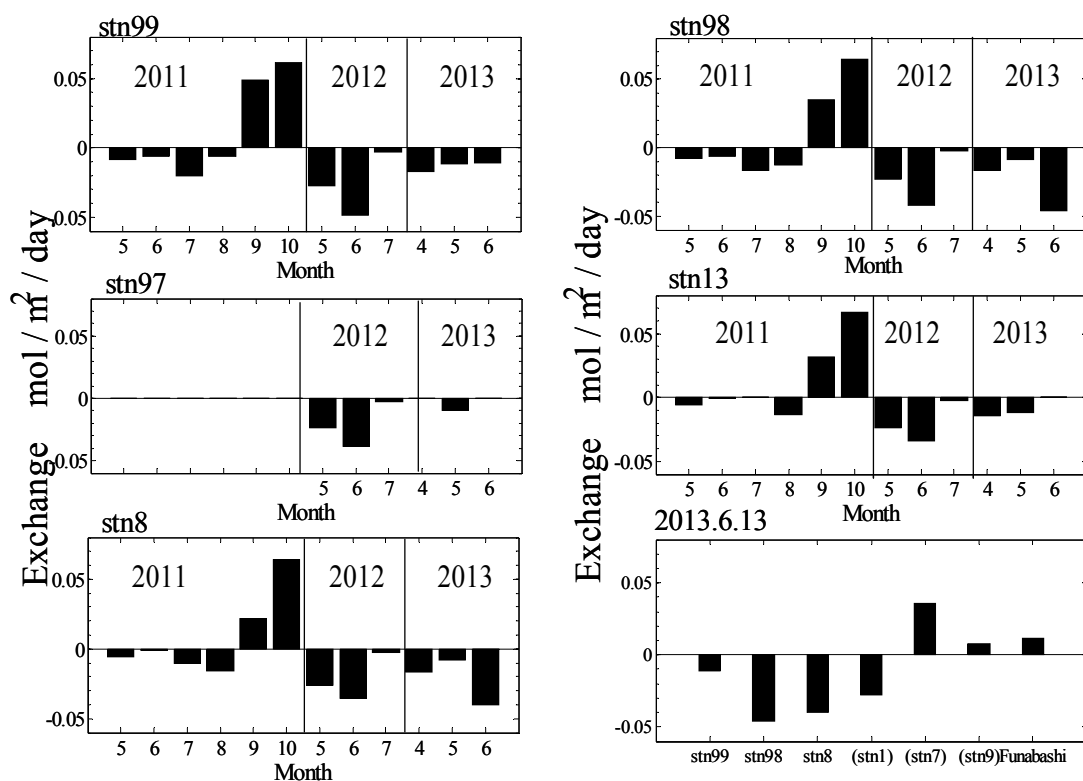


図 3.2.1 二酸化炭素交換量 (Wanninkhof の式)

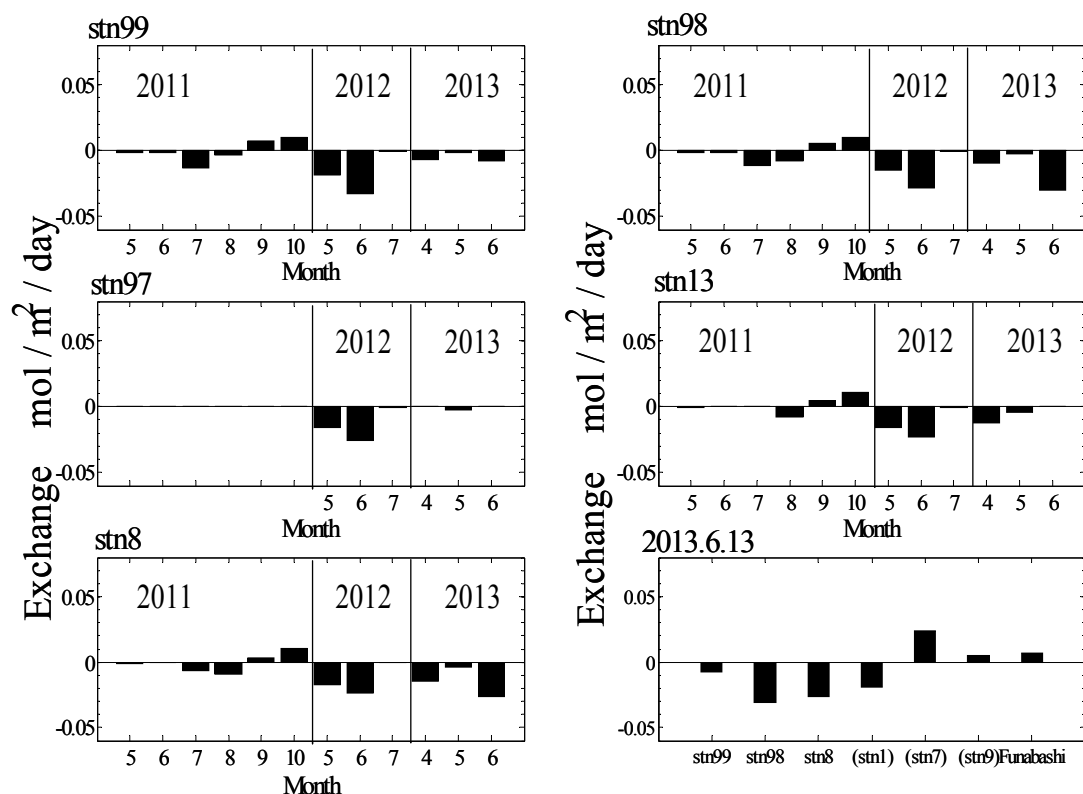


図 3.2.2 二酸化炭素交換量 (Liss and Marlivat の式)

なお、分圧の結果でも述べたとおり、2013 年 6 月 13 日には台風の通過に伴う青潮の発生が確認され、青潮が観測された船橋港および他の観測点でも採水を行ったため、交換量の推定結果を併せて示す。

交換量は、大気との分圧差に、風速による係数を掛け合わせて算出したものである。正の値、つまり放出となっていた時期は、分圧の推定結果においても放出となっている。それが 2011 年 9 月および 10 月の結果で、分圧の推定結果は両者とも大気平衡分圧よりも大きい値になっていた。

3.2.2 考察

交換量は二つの種類について算定した．分圧の推定結果よりも交換量の方が若干ばらつきが大きいように思えるのは，風による係数を掛け合わせることで風の影響が入っているためである．交換量においても，分圧と同様に，場所による違いは見られず，時期としての違いが顕著であった．これは交換量を算出するための要因である分圧，また風速が両者ともに東京湾上においては場所によらず時間変化が大きいためである．また全体として，(1) Wanninkhof の方法の方が，(2) Liss and Marlivat の方法よりも値は大きく出ている．この二つの方式による結果の違いについて考察を行う．両者の違いは，分圧差に掛け合わせるガス交換係数 k の算出方法の違いである．つまり，ガス交換係数は(1)の方が大きく出る傾向にあるためこの違いが生じたと考えられる．風速を変化させた場合のそれぞれの方式のガス交換係数の推移を図に示す．

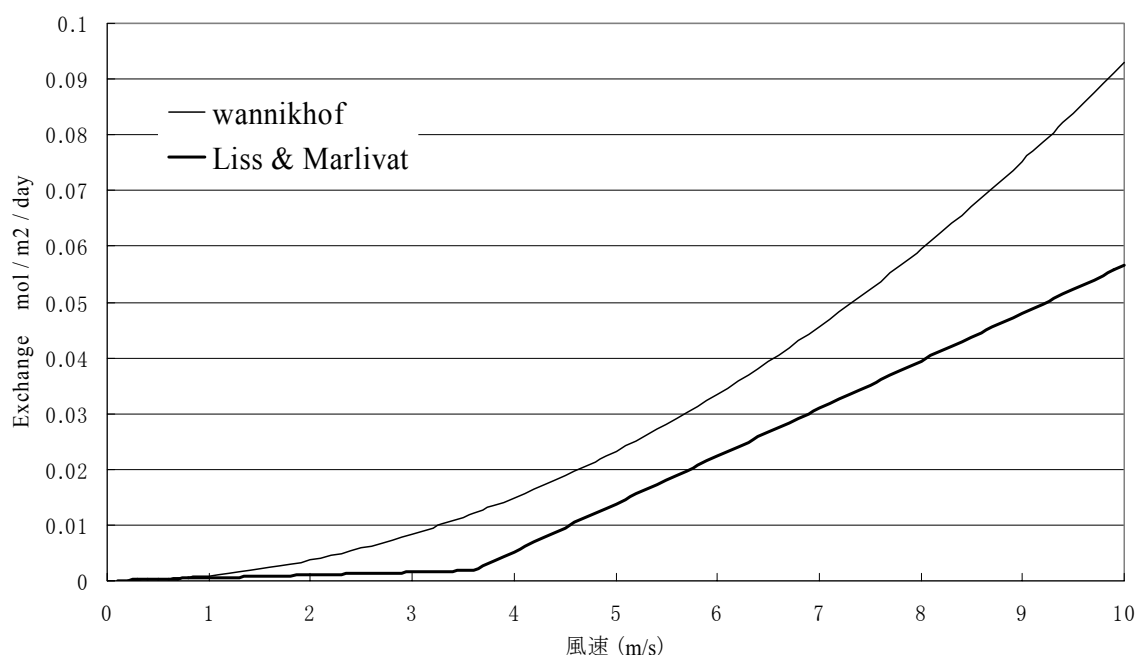


図 3.2.3 ガス交換係数 k と風速の関係

図から読み取れる通り，ガス交換係数 k の値は，風速が大きくなるほど(1)の方式の方が大きい値として出やすい．(2) Liss and Marlivat の方法は，瞬間値に近い風速を用いることを前提としている．対して(1) Wanninkhof の方法は，短期的な風速と長期的な風速を分けて計算することを目的としており，前提としての短期的な風速は瞬間値に近いものというが，その住み分けは曖昧である．両者の前提の違いが，結果として出る交換量の値の厳密さに影響していると考えられる．

二酸化炭素の交換は分圧差によって引き起こされるが、風の影響によって促進される。そのため、二酸化炭素の吸収・放出の動きをみるにあたっては、交換量までを算出して評価を行うことが多く、気象庁でも外洋における吸収・放出の監視には交換量の計算までを行っている。次の項において、東京湾の交換量の時空間における変動を推定するための方法について検証を行っていく。なお次の項より、比較的広い範囲で使用されており、気象庁でも採用されている(1) Wanninkhof の方法によって計算した交換量を以後、「交換量」として考察を行っていくこととする。

3.3 二酸化炭素収支変動の推定評価

3.3.1 推定方法の検証

(1) 交換量の直接推定

前項までは、二酸化炭素の交換量の推定を行った。しかし、時空間変動としては点数が少なく、変動の特性を把握するには至っていない。そこで本項では、観測による結果を利用して二酸化炭素の交換量の変動を連続推定する方法について検討を行う。具体的には、二酸化炭素交換量に影響を及ぼしている要因を抽出し、その要因と二酸化炭素交換量の関係性を調べる。そして精度の高い推定を行うため、最も説明可能な関係性のある要因を整理し、二酸化炭素交換量との関係性を以って推定のための手段とする。

交換量の算出については2章において述べた。本項においての「二酸化炭素交換量」は、Wanninkhof の式によって算出されたものを使う。式によると、交換量の算出にあたって最も影響が大きいものは分圧差、そして風速である。しかし、さらに分圧を算出するまでに使用した測定項目アルカリ度、pHや塩分等、間接的とはいえ、交換量に影響を及ぼしていると思われる要因は多い。ここで、算出に使用した式をもとに、また二酸化炭素分圧・交換量の推定結果に対する考察によって得られた推測を交えて、交換量に影響している水質項目の関連をフローチャートとして示す。なお、測定項目の一部である水温、塩分については、各係数を求めるための補正項目として用いたため、今回の抽出においては対象から時除外した。

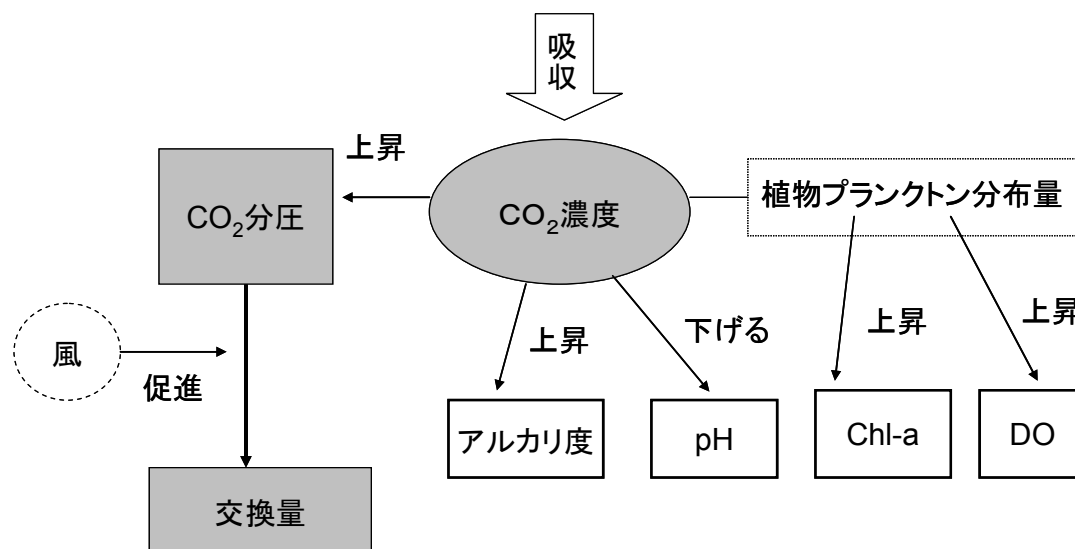


図 3.3.1 二酸化炭素吸収のフローチャート

二酸化炭素濃度とともに二酸化炭素分圧は上昇する．二酸化炭素濃度が上昇すると、海水は酸性へと傾き pH は下降する．さらに、二酸化炭素濃度が上昇すれば、光合成によって有機物の生産を行う植物プランクトン、しいては Chl-a の上昇につながる．また、植物プランクトンの光合成と呼吸、その他生物の呼吸的作用によって、DO は二酸化炭素濃度と逆の推移をしやすい．また二酸化炭素分圧は、大気との差によって二酸化炭素の交換を行い、風速によってそれが促進される．以下よりこれらの要因の整理をもとに、連続推定に使用するものを検討していく．

二酸化炭素交換量 (Wanninkhof の式によって算出したもの) に最も影響を及ぼしている要因の抽出を行うために、以上の関係図によって挙げられた要因のうち、風速、全アルカリ度、pH、Chl-a、DO の 5 つのそれぞれと、二酸化炭素交換量の相関性を検証する．それぞれの相関の検証結果を以下に示す．

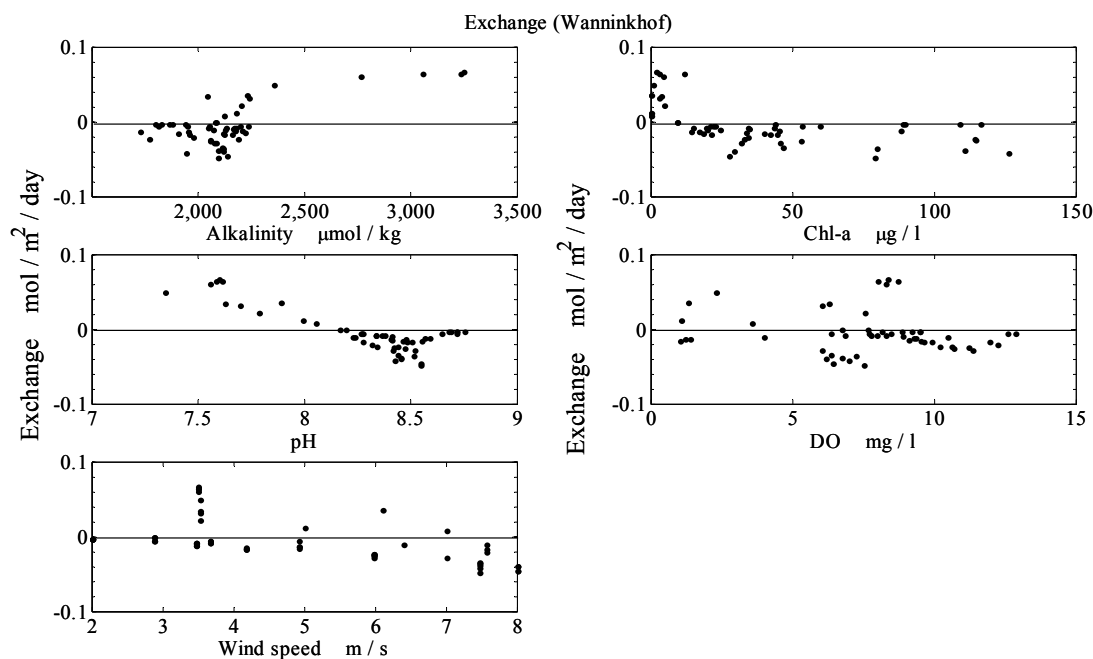


図 3.3.2 二酸化炭素交換量と各測定項目の関係

二酸化炭素交換量との関係性は、アルカリ度が大きくなるほど交換量は増加する．しかし、一定値に達するとアルカリ度の増加に関わらず交換量はほぼ一定値である．ただし、これは放出の区間についてのみ言えることで、負の値つまり吸収の区間についてはばらついている．逆に、Chl-a の増加に伴って交換量は減少し、負の方向へと増加する．放出の区間については、縦にばらつきが大きい．pH に関しては、ほぼ線形の変化をしているといってよい．DO および風速についてはばらついていて関係性はみられない．風速については観測日の平均風速で一定値としているため、同日においては観測場所によらず風速は同一の値になっている．

この中で、規則的な関係性を持つ全アルカリ度、Chl-a、および pH に関しては、関係性が高く精度の高い推定ができると考えられる。しかしここで留意しなくてはいけないのが、実用的に連続推定をするにあたり、連続的に測定が行える項目でなくてはならないことである。アルカリ度は実際に海水を採取し、適定試験によって求めているのが現状であり、精度の良い推定はできるが実用的な連続推定には不向きであると判断できる。また pH も、測定機器のメンテナンス等の理由から、定点において連続的な測定はあまり行われていないのが現状であり、水質監視船の搭載されている他項目水質計等によって行われるのが一般的である。以上の、実用面での視点を考慮して、最も現実的に精度良く連続推定が行えるものは Chl-a であると結論付ける。加えて、3.1.2 二酸化炭素分圧の推定に対する考察について述べたとおり、Chl-a は東京湾における二酸化炭素収支の変動、特に放出に転じる場合には関係が深い指標である。しかし、Chl-a から推定するとばらつきが大きいことから、一つの項目からではなく複合的な関係式を決定することが、連続推定には望ましいと思われる。以上より、図 3.3.2 の Chl-a と交換量の関係図に、風速の影響を加えたものを考える。風速別に整理したものを図 3.3.3 に示す。

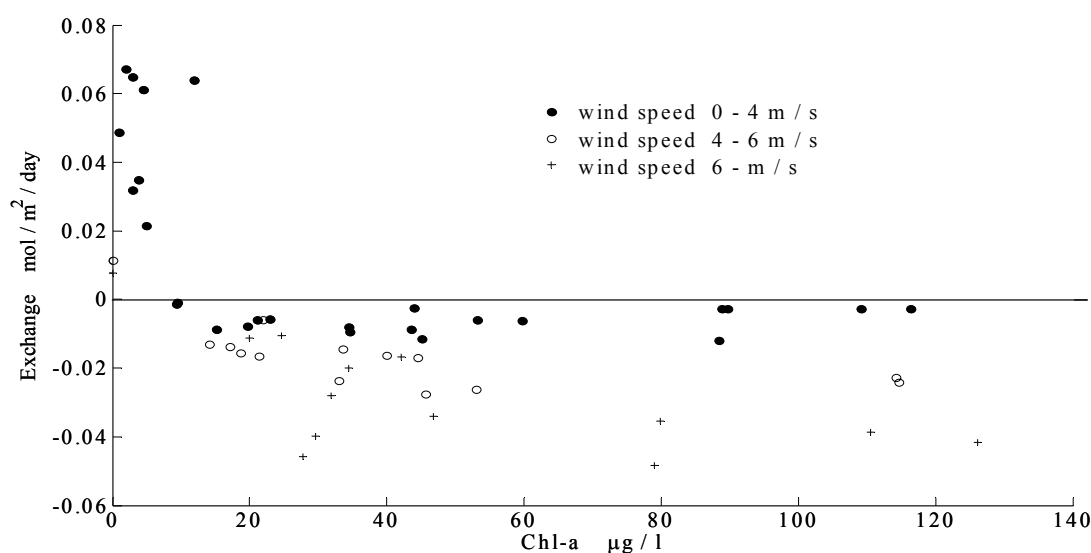


図 3.3.3 風速別に分けた Chl-a と交換量の関係

図によると、Chl-a と交換量の関係は、Chl-a によって負の方向に増加、つまり吸収が増加されていることがわかり、どの風速段階においても対数関数のような関係となっている。これは、Chl-a が増加すれば吸収が促進されることを表す。一方、交換量の値がいずれの風速段階においても、Chl-a の増加に対して一定の値へと収束している。これは、Chl-a の増加、つまり植物プランクトンが増加しても無限に吸収が促進されるわけではなく、一定の増加の後に Chl-a が増加しても吸収が促進されなくなる。つまりは吸収が飽和することを表している。そして、風速段階が大きいほど曲線が負つまり吸収の方向に伸び、収束する値が負の方向に増加する。これは、風速によって吸収が促進されることを表す。一方で、Chl-a が

著しく少ない場合において放出が行われることもわかる。放出における風速と交換量の関係は、風速段階に対して関係性があまり見られないことがわかり、Chl-a の減少によって著しく放出が促進されていることがわかる。この理由としては、Chl-a つまりは植物プランクトンが分布することは光合成の効果により海水中の二酸化炭素分圧を下げる機構が存在していることを表すということは前述したとおりである。つまり植物プランクトンの増加によって海水中の分圧は積極的に下げられるため、吸収が促進され、このような分布になるのである。一方で植物プランクトンが少ない場合は分圧が下げられず海水中の二酸化炭素は増加するため空气中に放出されやすい。Chl-a が少ない場合において放出となっているのはそのためである。

ここで、風速によって段階分けをした分布図をもとにして Chl-a から二酸化炭素交換量を連続推定するための曲線式を得る方法について考える。まずそれぞれの風速段階において最小二乗法をもとに交換量と Chl-a の自然対数をとった値とで対数近似を行った。しかし対数曲線はプロットとの重なりが悪く、Chl-a の軸に対しての切片が大きく、交換量 0 に至る Chl-a の値があまりに大きいため現実的ではない近時曲線になってしまった。そのため、双曲線として近似を行うこととした。同様に交換量と Chl-a の逆数とで最小二乗法を用いて近似を行ったが、近似した双曲線の漸近線がプロットよりも下の部分になってしまったため、別の方法で推定のための双曲線を調べることにした。方法は以下の通りである。

- ① それぞれの風速においてのプロットは、Chl-a の増加に対して徐々に交換量の変化が少なくなっていく。その部分の収束点 5 点以上を取り出して平均値を求める。その値を双曲線の切片（漸近線）の値、双曲線の式 $y = a/x + b$ の b 値とする。
- ② また、収束点 5 点のうちで、 y 座標が切片 b の値に最も近い 1 点を取り出し、その座標を双曲線の式 $y = a/x + b$ の (x, y) に代入することで、比例定数 a を求める。

以上の方法により、風速 U を 2m/s 毎に分け、それぞれの段階において二酸化炭素交換量 E ($\text{mol/m}^2/\text{day}$) についての式を得た。また、散布図上に推定曲線を重ねた図を示す。

(1) $0 \leq U < 4 \text{ (m/s)}$: 弱風

$$E = \frac{0.0491}{\text{Chl-a}} - 0.00528 \quad (3.3.1)$$

(2) $4 \leq U < 6 \text{ (m/s)}$: 中風

$$E = \frac{0.099}{\text{Chl-a}} - 0.0192 \quad (3.3.2)$$

(3) $6 \leq U < 8 \text{ (m/s)}$: 強風

$$E = \frac{0.148}{\text{Chl-a}} - 0.0405 \quad (3.3.3)$$

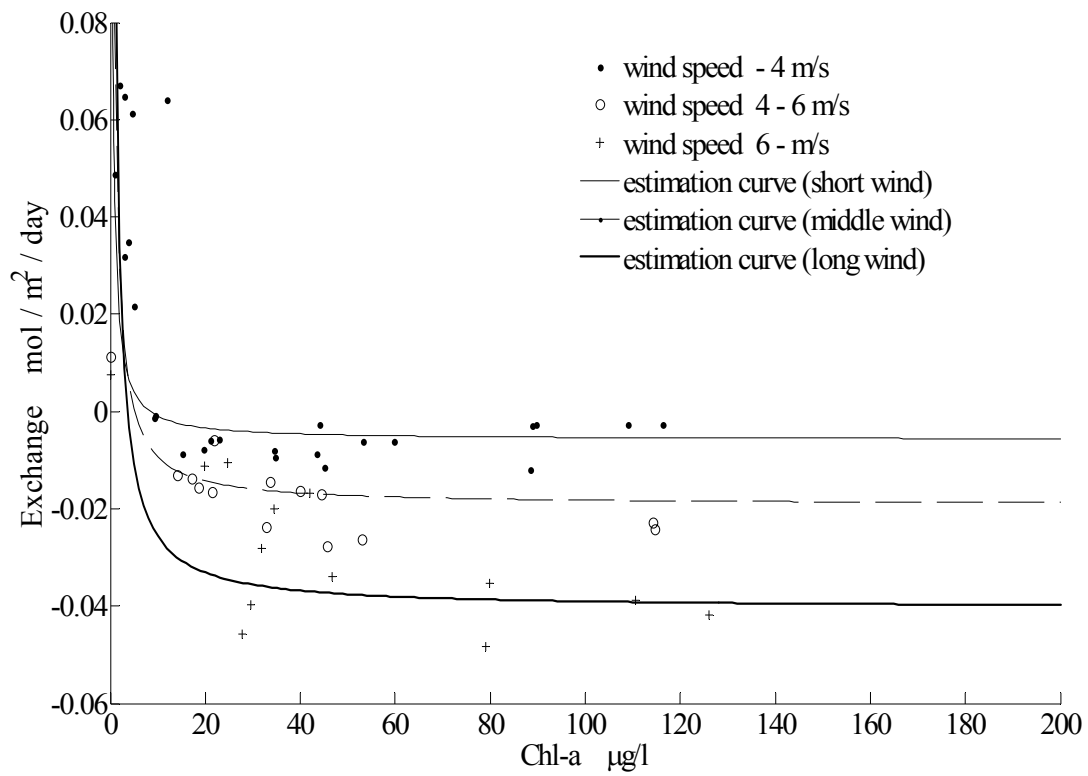


図 3.3.4 推定用双曲線

なお、観測時において計測された風速は概ね 0 m/s から 8 m/s までの範囲内であった。そのため、本研究においては便宜上、 2 m/s おきに段階分けして整理することとした。これは、交換量を求める際に用いた Wanninkhof の式において、分圧差に掛け合わせるガス交換係数 k について風速別の変異を描いた図 3.2.3 によると、ガス交換係数 k は風速の増加によって二次関数的に増加することが分かる。そのガス交換係数 k が掛け合わされている交換量を、段階分けせずに一律にしてしまうとあまりにばらつきが大きく、風速 2 m/s の範囲内においてはばらつきが小さくなるためである。また、風速が 2 m/s 以下におけるガス交換係数 k は、風速が 1 m/s の場合は 0.31 、風速が 1.5 m/s 以内の場合は 0.7 、風速が 2 m/s の場合は 1.2 と、非常に 1 に近似もしくは無視でききるほどに小さい。これは、風速が 2 m/s 以下では交換があまり促進されていないことを前提に Wanninkhof の式が考案されている前提に基づいたものであり、小さい風速のもとでは分圧の差が交換において大きな意味を持つことを表す。そのため、風速 0 から 2 (m/s) の場合のものはその次の段階の 2 から 4 (m/s) と合わせて考えても差し支えないと判断した。

(2) 直接推定の問題点

本推定式の欠点については、推定結果のばらつきが多いことである。Chl-a および風速からの連続推定であるが、推定曲線と散布の点では重なりきらない部分もあり、特に中風および強風の点においてばらつきが大きい。また、本研究の目的として、二酸化炭素収支の変動が激しい沿岸部において連続観測を行うというものがある。今回の交換量の連続推定は、Chl-a および風速という説明するための要因が二つから推定を行うものである。しかし、直接的に推定する場合、組み込む説明変数は多くなるほど確実性は薄れていく。そのため実用面を考えれば、少ない要因で確実に監視を行えることが理想である。また、風速も観測の範囲内で 0 から 8 (m/s) 前後の範囲でしか推定が行えず、また便宜上 2 (m/s) おきに区切りをつけて推定式を分けたが、風速を 3 段階に分けて 3 種類の式にあてはめてしまうのはいささか大雑把で、より精度の良い連続推定のためにはより多くの段階わけが必要であり、これも推定曲線に対する分布点をばらつかせている要因でもある。解決策として、分圧を推定してから交換量を算出する方法を提案する。今回の推定方法の問題点は、二つの要因から推定の目的が直接交換量になることである。これでは二つの指標が大きく影響を及ぼしあってしまうため、その前の段階である二酸化炭素分圧に着目した。既存の研究としても、分圧を求めることで二酸化炭素の収支の変動をみているものもあり、二酸化炭素収支の変動特性を把握するにはこれも信頼性のある指標であるといえる。次の項においては二酸化炭素分圧の連続推定から交換量の算定を行う方法を検討する。

(3) 交換量の間接推定

交換量を算出するために、二酸化炭素分圧の連続推定方法について検証する。直接推定のとおりと同じく、分圧に影響を及ぼす要因の抽出を行う。再びフローチャートにおける項目から、二酸化炭素分圧に影響を及ぼしやすい要因を選び、今度は全アルカリ度、Chl-a、pH、塩分、DO を選び出し、それぞれと分圧との関係を調べた。分圧との関係をみるにあたり、塩分を対象に入れた理由としては、既往の研究によって分圧を推定するための重要な指標であるアルカリ度との相関性が深いとされているからである。⁽¹⁾ 以下に示す。

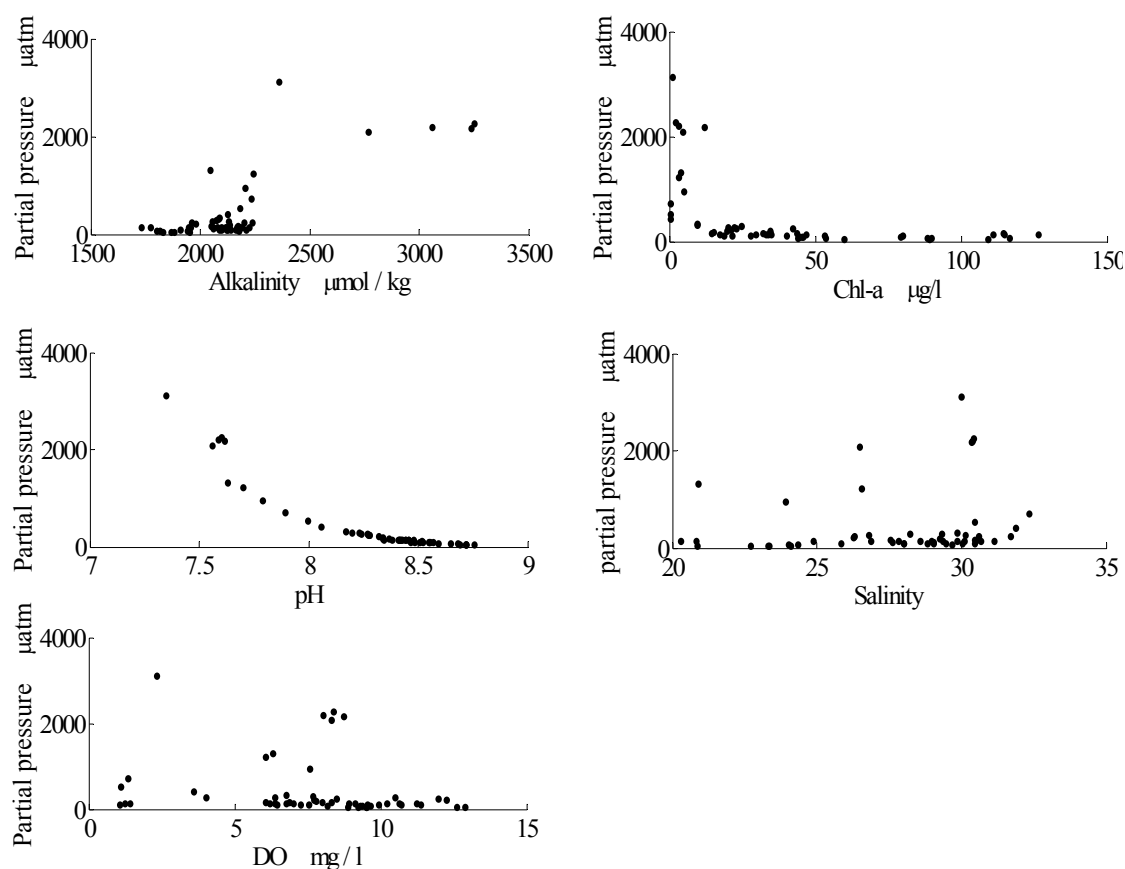


図 3.3.5 分圧との関係

以上の図から、規則的な関係性を持っていると思われるものを選ぶ。全アルカリ度は、増加とともに分圧も増加しているが、少々ばらつきが大きい。また、DO に関しては関係性が見出せなかった。既往の研究によっては、微生物が有機物を代謝する過程で DO を消費して二酸化炭素を排出することから DO と二酸化炭素分圧は負の相関性があるとして DO の測定から二酸化炭素分圧を推定するものもある。しかし、今回の東京湾での推定結果からは、DO から分圧を推定するのは精度が悪く妥当ではないと思われる。一方、規則的な関係性が見出せたのは pH - 分圧の関係および Chl-a - 分圧の関係である。以上の二つの関係を曲線とともに含めて詳細に示し、関係式を得ることとする。

pH との関係は対数曲線のような分布となっており、pH の自然対数をとった値と分圧とで最小二乗法を使って式を得ることができた。また、Chl-a との関係は、前の項の Chl-a と交換量の関係と同じく、双曲線を描けるような分布となった。関係曲線と式の導き方は、前項・直接推定の Chl-a – 交換量において式を得るときに使った①、②の方法を流用することとした。ただし、関係式における切片（漸近線）は、分布図から限りなく水平軸に近づいていると考え、切片 0 とした。関係曲線および式を示す。

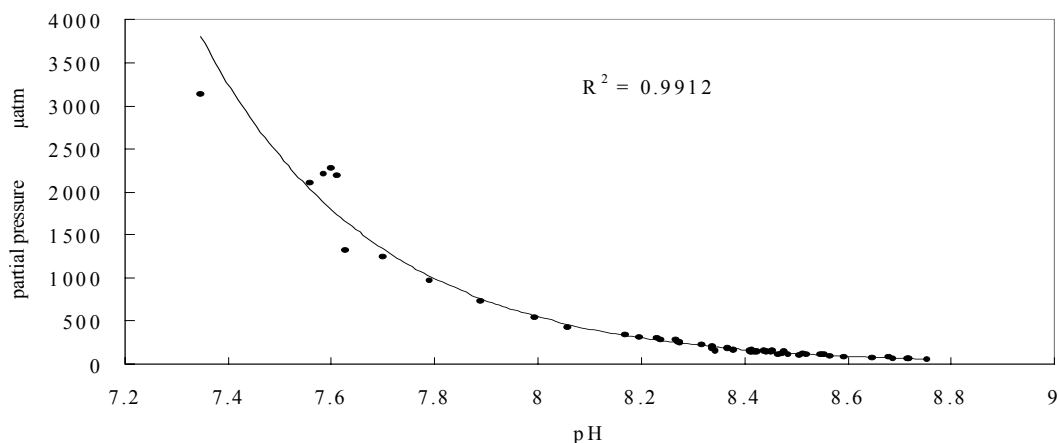


図 3.3.6 pH と分圧の散布図と関係曲線

関係式：

$$p\text{CO}_2 = 10^{13} \exp\{-2.96 \cdot \text{pH}\} \quad (3.3.4)$$

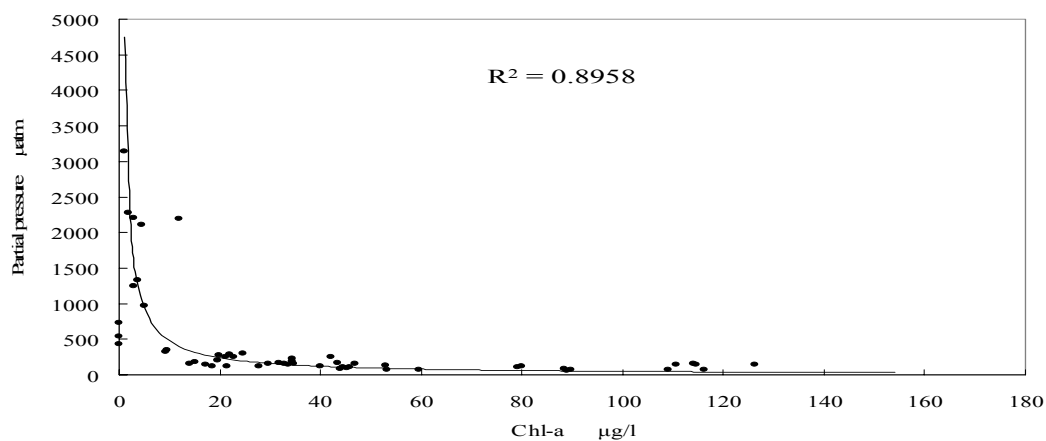


図 3.3.7 Chl-a と分圧の散布図と関係曲線

関係式：

$$p\text{CO}_2 = \frac{4747.8}{\text{Chl-a}} \quad (3.3.5)$$

(4) 間接推定の評価

それぞれ曲線と分布の相関係数を調べると、pH と分圧の場合は 0.991、Chl-a と分圧の場合は 0.896 であり、相関性は高い。両者とも関係曲線に対して点のばらつきが少なく、Chl-a から交換量を推定する場合に比べて精度の高い推定ができると考えられる。最も精度の良く連続推定できるものは、相関係数から考えて pH – 分圧の対数分布の関係である。しかし、前項に同じく、実用の面、および連続測定の視点から考えて、pH からの推定は不適であると考えられる。そのため、次に精度の良い関係性を示し、実用面でも定点での連続測定が行われており、また前述のとおり東京湾の二酸化炭素収支の変動と関係が深い Chl-a との関係を採用することとした。Chl-a と分圧の双曲線分布の関係を利用して分圧の推定を行い、そこから連続観測可能な指標である風速を使って Wanninkhof の式に従いガス交換係数を決定して分圧差に掛け合わせ、交換量の連続推定結果を得ることとする。

3.3.2 連続推定結果

(1) 推定手段

前項にて検討した結果得られた方法を利用して、二酸化炭素収支の推定を行った。使う値の測定情報は、国土交通省関東地方整備局によって公開されている、水質連続観測の Chl-a および平均風速である。測定スパンは1時間ごとで、推定期間は2011年および2012年の2年間の測定情報を使用した。場所は、関東地方整備局によって水質連続観測が行われている点のうちで2箇所から情報を得た。①湾奥部の北部沿岸に位置する「千葉波浪観測塔」、②湾奥部の南部に位置し離岸に位置する「川崎人工島」である。位置については、以下に図示する。

国土地理院承認 平14総審 第149号

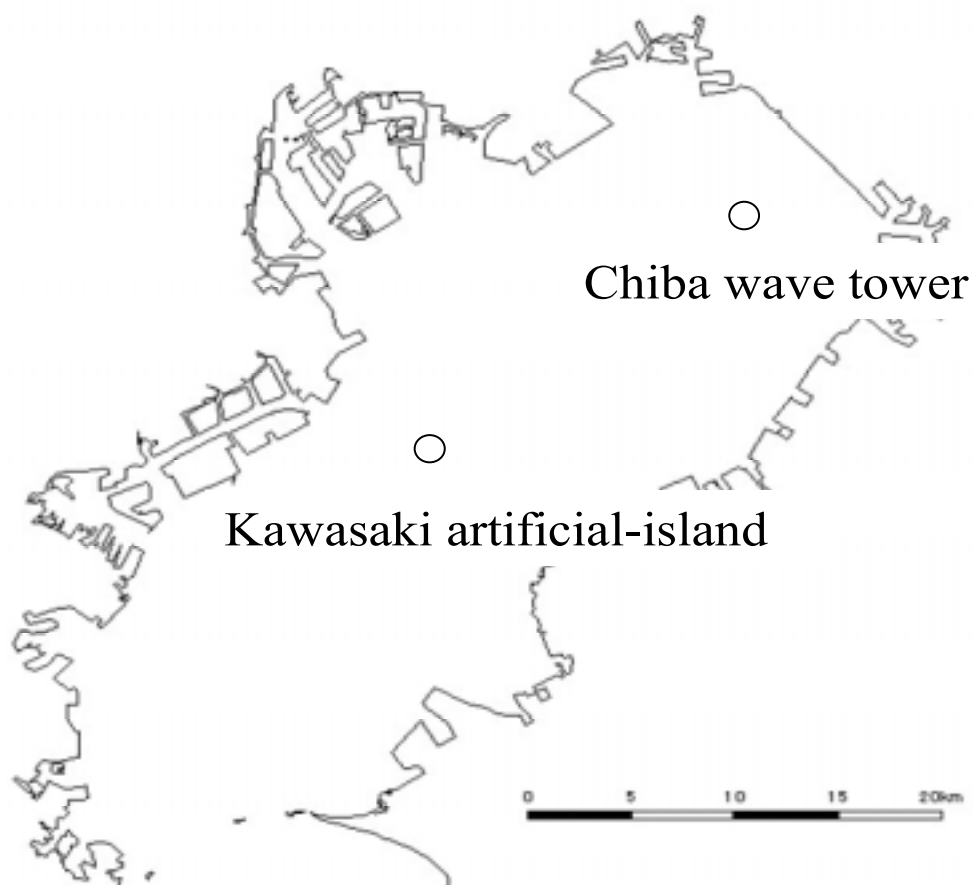


図 3.3.8 観測地点図

推定のための計算は、得られた Chl-a の値を本項における式 (3.3.5) に代入して二酸化炭素分圧 $p\text{CO}_2$ を求め、式 (2.4.1) によって二酸化炭素交換量を求める。式中のガス交換係数 k については、Wanninkhof の方法つまり式 (2.4.4) に連続測定による風速を代入することによって求める。なお、式 (2.4.1) 中の二酸化炭素の溶解度 s は、温度の関数として水温から求めていたが、現地観測において得られた水温をもとに算出した溶解度の値は、どれも大きな違いは見られなかった。そのため、本項における連続推定では現地観測によって得られた溶解度の平均値である $48.1 \text{ (mol / m}^3 \text{ / atm)}$ を一定値として使用して計算することとした。また、式 (2.4.1) 中の $\Delta p\text{CO}_2$ を算出する際に使用する大気平衡分圧 $p\text{CO}_{2\text{air}}$ であるが、今回の連続推定ではそれぞれ 2011 年および 2012 年の大気中の二酸化炭素分圧の平均値であった $418 \text{ (}\mu\text{atm)}$ および $420 \text{ (}\mu\text{atm)}$ を使用した。

(2) 連続推定結果

二酸化炭素交換量の連続推定結果を図に示す。なお、交換量の単位は、1 時間当たりの量として $(\text{mol} / \text{m}^2 / \text{hr})$ で表す。

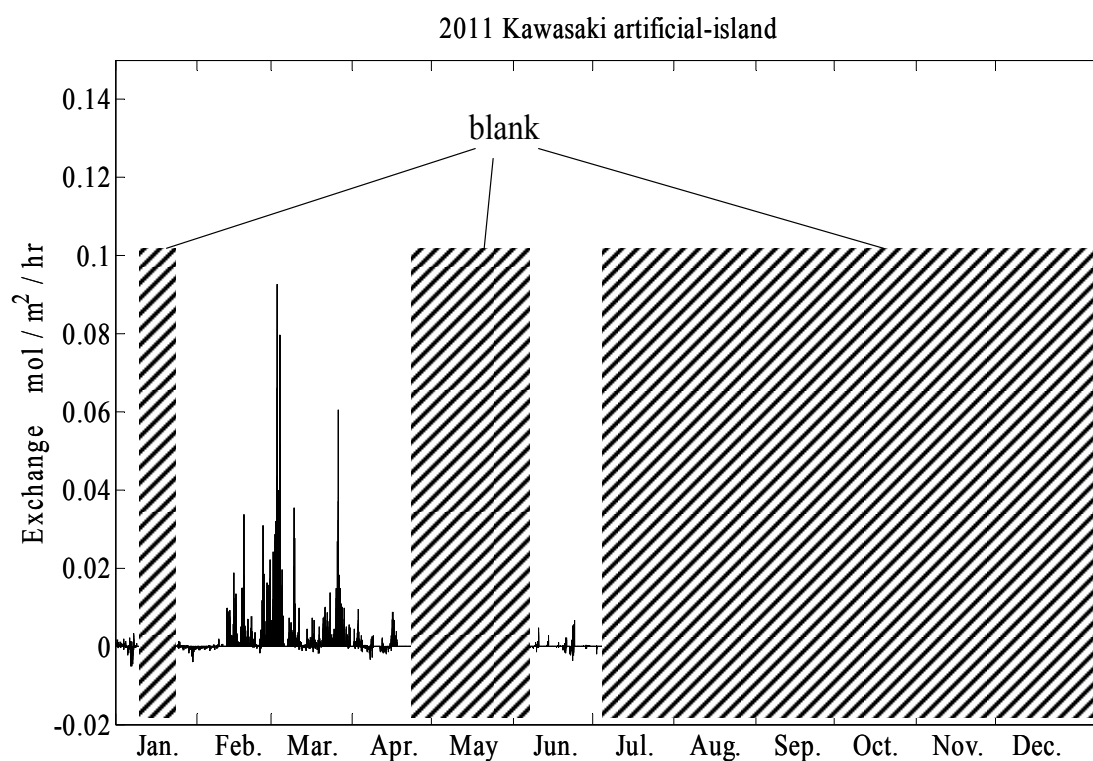


図 3.3.9 交換量連続推定結果 2011 年川崎人工島

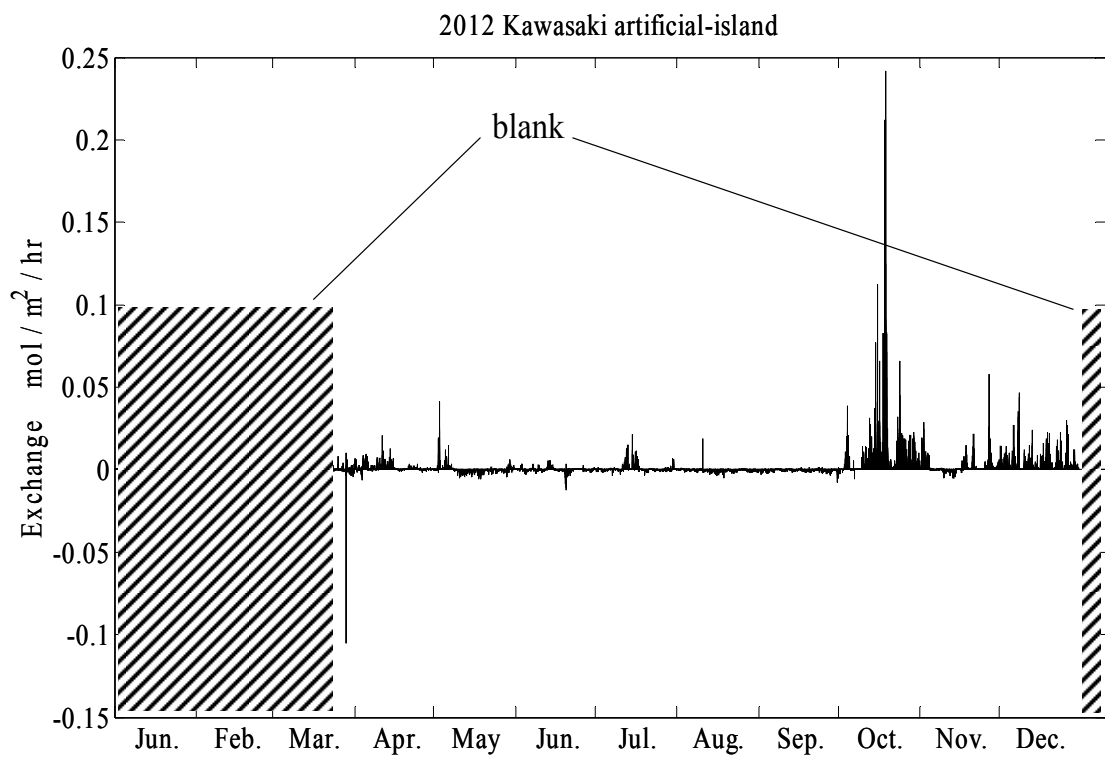


図 3.3.10 交換量連続推定結果 2012 年川崎人工島

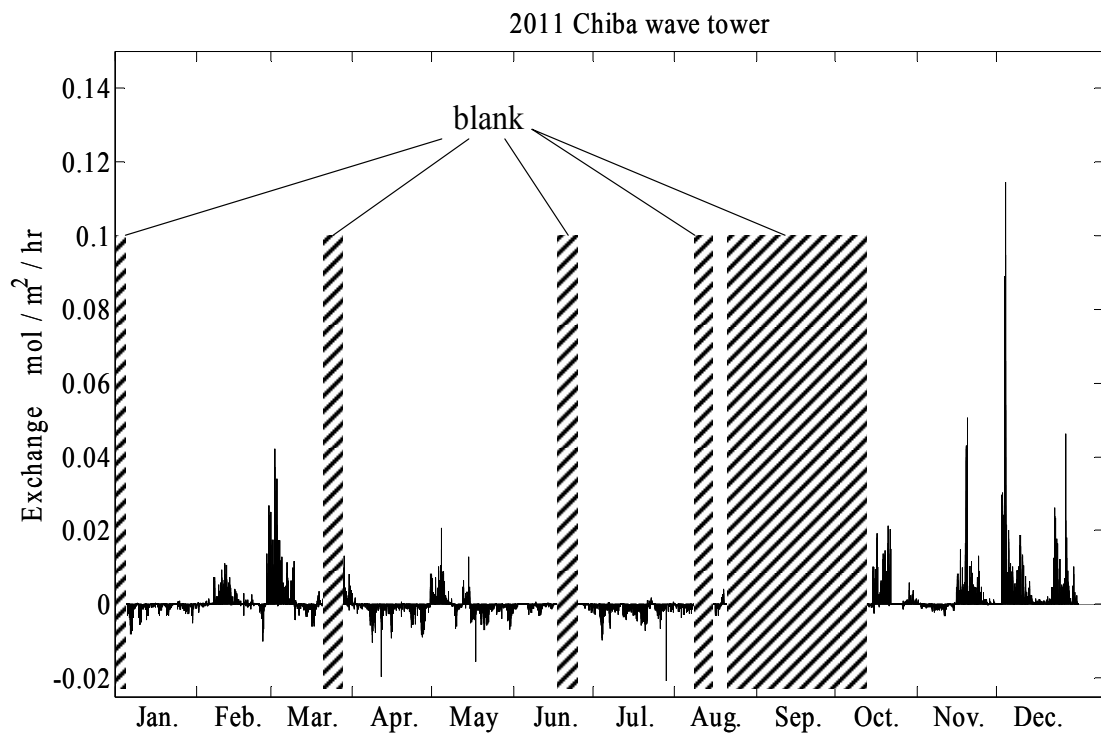


図 3.3.11 交換量連続推定結果 2011 年川崎人工島

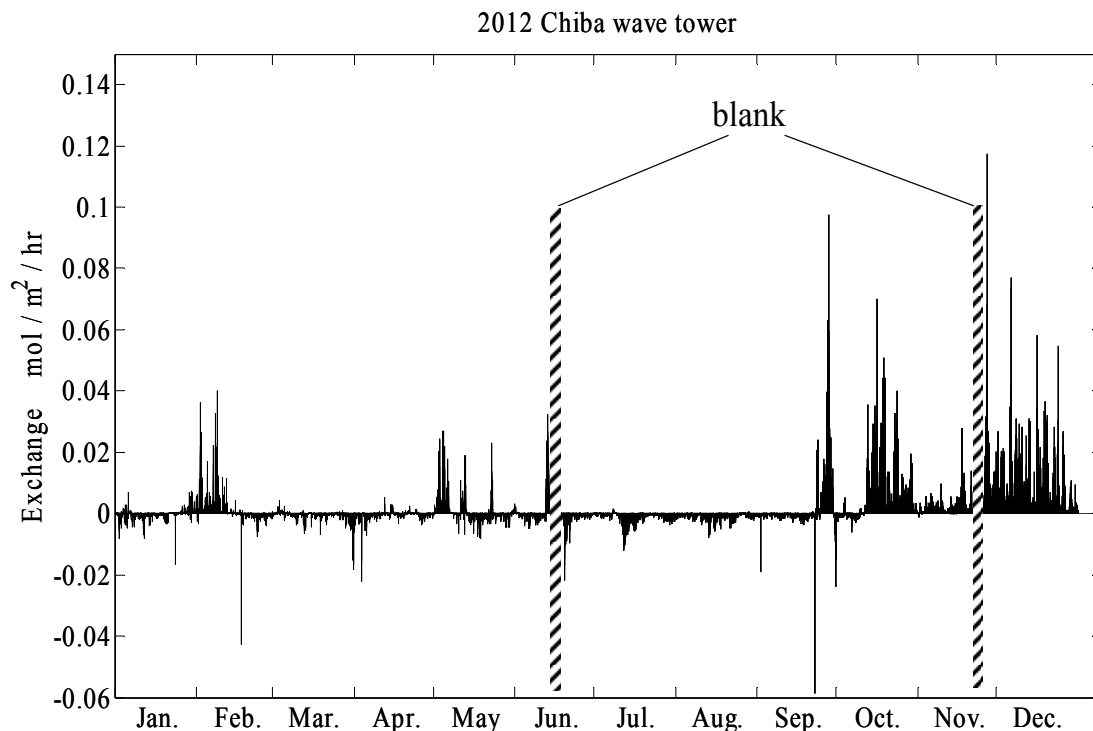


図 3.3.12 交換量連続推定結果 2012 年川崎人工島

なお、図中において欠損している部分が存在するが、これは水質連続観測の情報において Chl-a または風速の観測が何らかの理由でエラーとなり、情報がなかった部分である。特に川崎においての欠損部分は多く、年間を通しての完全な推定結果は得られなかった。各々の図全体において言えることは、吸収している部分は、突発的に大きく吸収が行われている部分はあるものの、全体としては外洋と同様にほぼ一定値で長い期間に渡って推移している。一方放出に転じている場合には、いずれの場所、年でも同じような時期で大規模な放出がみられるということがいえる。長期間で大規模な放出で主なものを挙げると、①2月または3月、そして②5月の初旬、③9月の中旬から下旬、④10月末から年末にかけてである。次項において、年間を通しての収支の評価を行い、それが外洋に対してどの程度の意味を持つかの検討を行う。また北部沿岸の「千葉波浪観測塔」と南部離岸の「川崎人工島」において、細かな部分はあれ、明瞭な変動の違いは見られなかった。

3.3.3 考察

(1) 年間収支の評価

二酸化炭素収支変動の連続推定に伴い、それぞれの年・測定点における年間収支の試算を行った。まず、各都市・測定点の平均収支を計算した。また、合計の放出量と吸収量を算出した。方法は、連続推定した交換量を積分値として合計するというものである。交換量の単位は $\text{mol} / \text{m}^2 / \text{hr}$ で、さらに推定交換量が1時間あたりの値として出ているので、全てを合計することで1年分という形で算出することができる。なお、連続推定において Chl-a または風速の欠損により推定値が出なかった部分がある。そこについてはその地点、その年における平均値を与えることで補完した。また、放出量と吸収量を足した総収支を算出した。吸収であれば負の値、放出であれば正の値となる。以下の表に示す。

	平均収支 ($\text{mol}/\text{m}^2/\text{hr}$)	合計放出量 ($\text{mol}/\text{m}^2/\text{yr}$)	合計吸収量 ($\text{mol}/\text{m}^2/\text{yr}$)	総収支($\text{mol}/\text{m}^2/\text{yr}$)
2011川崎人工島	0.0017	15.287	-0.438	14.849
2011千葉波浪観測塔	0.00064	10.064	-4.486	5.578
2012川崎人工島	0.00159	16.085	-2.178	13.907
2012千葉波浪観測塔	0.00111	15.82	-6.054	9.766

表 3.3.1 二酸化炭素の年間収支

まず、平均値をみる。東京湾においては、どちらの地点も年間で平均して放出であることがわかった。そのため、合計した吸収量、放出量を比べると、いずれも放出の方が吸収量よりも大きい。差し引いた総収支も、いずれも放出となっている。年間を通して九州が続く東京湾であるが、突発的な放出や断続的な放出に傾く時期があり、それによって年間の吸収を上回る二酸化炭素の放出が行われていることが分かった。また、総収支で両方の測定点を比べると、いずれの年においても川崎人工島の方が千葉波浪観測塔よりも放出が大きい。これは、吸収量の合計を比べるといずれの年においても千葉波浪観測塔の方が大きいことから、湾奥部の北部沿岸の方が吸収を活発に行っているためである。理由としては、二酸化炭素分圧の算出に Chl-a を使っていることから考えて、沿岸部の方が Chl-a の濃度が高い日が多いことを表している。これは、栄養塩が河川から流れ込む関係で、二酸化炭素分圧を下げる役割を担っている植物プランクトンの活動が北部沿岸の方が活発なために、吸収が盛んであるためと考えられる。

また、それぞれの測定点において総収支（放出量）の推移を比べると、川崎人工島は-0.94 ($\text{mol} / \text{m}^2 / \text{yr}$) と減少はしているものの、あまり変化していないのに対して、千葉波浪観測

塔は $+4.19 \text{ (mol / m}^2 \text{ / yr)}$ と、増加している。千葉波浪観測塔は、2011年から2012年にかけて放出量・吸収量とも増加しており、放出の増加が大きかったため総収支が増加した。2012年については、9月の下旬に突発的で著しい吸収になっている期間あり、それが合計吸収量の増加につながっている。一方、同年の9月以降の秋・冬については突発的で前年よりも高い放出の期間が複数回あることがわかる。これが合計放出量を増加させている要因である。

さらに、今回の収支試算結果をもとに、東京湾ではどのくらいの二酸化炭素を放出・吸収しているのかを算出した。最も年間で安定して観測情報が得られた千葉波浪観測塔の2012年における総収支をもとに計算すると、東京湾の面積は 1320 km^2 であるので、1年で $9.766 \text{ mol / m}^2 \text{ / yr}$ の放出ということは、全体で $1.29 \times 10^{10} \text{ mol / yr}$ である。これを炭素質量に換算して考えると、1年で東京湾は約 155 kt-C 、二酸化炭素換算にすると年間約 568 kt-CO_2 に相当する二酸化炭素を放出していることになる。

この東京湾起源の二酸化炭素量は、日本の家庭一世帯では年間 5.06 t-CO_2 (2010年において)なので、約11万2000世帯に相当する量の放出がされていることになる。また①2011年現在における東京都・神奈川・千葉の東京湾を囲む周辺3県の年間 CO_2 総排出量が 86000 kt-CO_2 (23400 kt-C)であること、②日本においてはそのうち34%が工場等の産業起源という分析がされているので、沿岸部の工業地帯から排出される二酸化炭素の量は約 $29000 \text{ kt-CO}_2 / \text{yr}$ (7900 kt-C / yr)と推測されることの2点から考えると、東京湾からの排出は東京湾周辺3県の排出量の150分の1、また工業地帯起源の50分の1と、今は大変小さい値である。

一方で、吸収量自体の合計は約 $352 \text{ kt-CO}_2 / \text{yr}$ (95.9 kt-C / yr)であり、吸収を差し引きしない合計の放出量は吸収量の2.5倍以上である。2007年におけるIPCC (気候変動に関する政府間パネル) の報告書によれば、全世界の海域における二酸化炭素の総収支は炭素換算で約 2.0 Gt-C / yr の吸収とされている。つまり、東京湾の吸収は全世界の2万分の1にすぎない。しかし、差し引きしない東京湾の放出量自体の合計が約 $919 \text{ kt-CO}_2 / \text{yr}$ (251 kt-C / yr)であることを考えると、それを吸収によって $568 \text{ kt-CO}_2 / \text{yr}$ に抑えている東京湾の吸収の寄与は大変大きいといえることができる。本研究における試算では、総収支に対して吸収量も上がっているので何とも判断はできないが、海水温の上昇や、放出を引き起こす気象状況の近年における急激な異常化を考えると、東京湾の吸収能力は今後減少していくことが予想される。現に、千葉波浪観測塔の連続推定結果によると、2011年と2012年とでは放出の量が1年で 66 kt-C 増加している。また、東京湾における海水の二酸化炭素放出も、その発端となる底層水塊の貧酸素化が今後も続いていくことを考えると増加していく可能性があり、それが都市地域の異常気象やヒートアイランド現象につながる可能性がある。今後、東京湾における二酸化炭素収支について詳細な調査と監視が必要であると思われる。

(2) 連続推定方法の評価

今回は、二酸化炭素交換量に関わる指標として実用的で精度の良い Chl-a との関係を使って連続推定を行った。結果としては、一部で突発的で著しく放出が大きい期間がみられた。推定に使った間接推定（Chl-a と分圧の関係による推定）は、低 Chl-a においては少しの減少で大きく分圧が上がるような曲線になっており、Chl-a の変動に依存してしまう上に、Chl-a が著しく低い場合に、かなり高い値として分圧が見積もられていることが考えられる。今回、実際に観測結果をもとに推定した交換量の中で、最大の値は $0.0037 \text{ mol/m}^2/\text{hr}$ であるが、連続推定では 0.01 を超える日も多い。そのため、放出における過大評価を防ぐ方法の検討が必要である。それについては後章の今後の展望について所見を述べる。

また、大阪湾における二酸化炭素分圧の観測の前例⁽²⁾⁽³⁾によれば、冬季において、成層の崩壊に伴い表層の二酸化炭素分圧は一時上昇し、大気中への放出を行うが、やがて大気平衡分圧となり、海水と大気の間二酸化炭素収支は平衡へと向かうとある。これはつまり、夏季において成層化が起きる中で、底層において蓄積された二酸化炭素が成層の崩壊に伴い表出、蓄積した二酸化炭素を放出することで濃度を下げ、最終的には平衡となる濃度に落ち着くことを意味している。この現象は東京湾でも同じことがいえると考えられる。しかし、本研究における連続推定結果は、秋季および冬季においてまとまった放出となっており、平衡になる時期はない。これは、推定方法が Chl-a のみに頼った方法であるからと考えられる。次章図 5.1 においても、Chl-a は成層の崩壊が窺える秋季において減少し、0 に近い値でほぼ一定となっている。本研究における連続推定で使った式では、Chl-a が低い値の場合は高い分圧になるようになっており、連続推定結果において冬に放出が続くようになったのはこのためである。しかし、もしも実際は推定と違い、また大阪湾と同様に、冬季は蓄積した二酸化炭素を放出しその後平衡へ向かっているとすると、冬季においては一定の時期が過ぎた時点で、Chl-a を使った間接推定の式は著しく精度を失うということの意味している。これを補うためには、本研究において実用面から断念した pH と分圧の関係等、放出時期において別の指標を使うことを提案したい。別の指標で二酸化炭素分圧の推定を行い、それを複数年行うことで放出における「交換時間」を把握する。把握した交換時間を、本研究の Chl-a を使った間接推定に適用する。つまり、放出が起きてから「交換時間」が経過したら、放出が行われず、つまり分圧の推定値に関わらず大気平衡分圧となるようにして推定を行う。本研究では、総収支は放出が卓越するという結果であったが、二酸化炭素収支が一定時間の放出の後に平衡に向かうことを考えると、実際の放出量はより小さくなることが予想される。それを踏まえて考えると、東京湾における総収支は吸収と放出が釣り合い、もしくは外洋と同様に総収支では吸収になるという結果が得られる可能性がある。継続的に研究を行う際は、「交換時間」を考慮した連続推定を行い、より現実的な積算ができることが望ましい。

4. まとめ

本研究は、東京湾における二酸化炭素収支の変動特性を把握することを目的として行われた。また定点における推定の検証、その結果を受けて二酸化炭素収支の評価を行うことを目的として行われた。まず、定期観測によって東京湾における海水中の二酸化炭素分圧・交換量の推定を行った。基本的には東京湾の海水は他の海域や既存の研究における観測同様、二酸化炭素を吸収していることがわかった。しかし、秋季においては放出が見られ、それには日照の不足や天候等の外的な要因が関わっていることが推測された。また青潮という特殊な条件における測定によって、青潮は貧酸素水が表層に上がることによる漁業被害の他にも二酸化炭素の放出という意味でも危険であることがわかった。

その後同章において、収支の変動を推定するために、各測定項目との関係の中でより信頼性が高く実用的なものを選び出した。そして収支の推定を行い、湾奥部における変動特性を把握するに至った。東京湾における二酸化炭素の収支は、基本的に吸収を行っているものの、突発的に大きな放出に転じる場合が目立ち、年間の吸収に対してそれをさらに上回る量の放出が、秋や冬を中心にされているということがわかった。総収支で見れば、吸収によって放出が相殺されるため、経済活動による排出に比べて微々たるものにはなっているが、海水温の上昇や酸性化によって今後吸収能力が減少した場合には致命的な放出源になる可能性はある。そのことを考えると、軽視してはいけないと思わせる結果になった。

当初の予想では、東京湾湾奥部は多くの二酸化炭素を吸収しており、周辺の産業活動における二酸化炭素の排出を抑える役割を持っているものと考えていた。しかし、精度の良い推定方法を検証し、実際に推定を行うと、総じて放出が多いという結果になった。

5. 今後の展望

今回の推定結果によって、湾奥部における収支変動が把握できた。考察において特に論点となった二酸化炭素の放出について、原因と思われる現象も推測できた。今後の継続的な研究のためには、測定を続けて変動を明らかにしつつ推定の精度を高めるとともに、特に放出が起きるとと思われる気候下、または時期における測定を増やし、推定の整合性を確認する必要がある。具体的には、①秋季および冬季、②北風が卓越し湧昇がおきると予測される日、③小さな日照が続いた日、④風速の強い（特に 8 m/s 以上の）日が挙げられる。風の強い日についての情報と継続的な観測によって、今回推定手法として断念した風速と Chl-a と使った直接推定を実用的なものにすることができる。また推定の年数を増やすことで東京湾湾奥部における収支の経年変動をみることができ、東京湾湾奥部における炭素固定能力が近年においてどのように変化しているかをみることができる。

また、今回の連続推定の評価において、Chl-a の変動に依存してしまう方法ゆえに放出における分圧が過大評価であったことが挙げられた。Chl-a と分圧の分布では、高い Chl-a に関わらず吸収が一定値に落ち着いた。同様に、放出も Chl-a の少なさによらず放出が飽和する段階が存在することが考えられ、その飽和する「最大値」より大きく推定分圧が出てしまった場合は全て「最大値」とする等の工夫が必要である。もう一つの方法として、今後行う場合は、放出の推定は別の関係を使って推定していくというものあり、特に利用したいのは全アルカリ度と分圧の関係である。3 章において関係をみると全アルカリ度と分圧は、吸収の場合においてはばらつきが大きく関係性が見出せないが、放出においては曲線を描けるような関係になっている。北東の風や日照が少ない日が続いた場合に推定に使用する関係を変えるようにすると、より精度の良い推定ができるのではないかとと思われる。

しかし、この場合でも問題が生じる。全アルカリ度は連続測定を行える指標ではなく、そして吸収と放出の判断である。そこでもう一つの方法として提案したいのが、DO と塩分を利用した放出時期の連続推定である。本論文においては、二酸化炭素収支は植物プランクトンの分布との関係性が深いとして Chl-a による推定を行った。もう一つ二酸化炭素の収支特に放出との関係があるのは湧昇や混合といった、成層の崩壊に関連する現象である。そして、成層の崩壊が見やすい測定項目として挙げられるのが、DO と塩分である。図 5.1 において、2012 年 8 月から 12 月の千葉波浪観測塔における塩分および DO の変化を示す。10 月に入り北風が卓越して成層が崩壊しやすい時期になると、表層・底層における塩分と DO はほぼ一様となる。つまり、放出につながりやすい成層の崩壊は、塩分や DO によってみるのが可能ということになる。この表層と底層における塩分もしくは DO の差によって放出に転じたことを判断し、Chl-a 等による推定を行う。

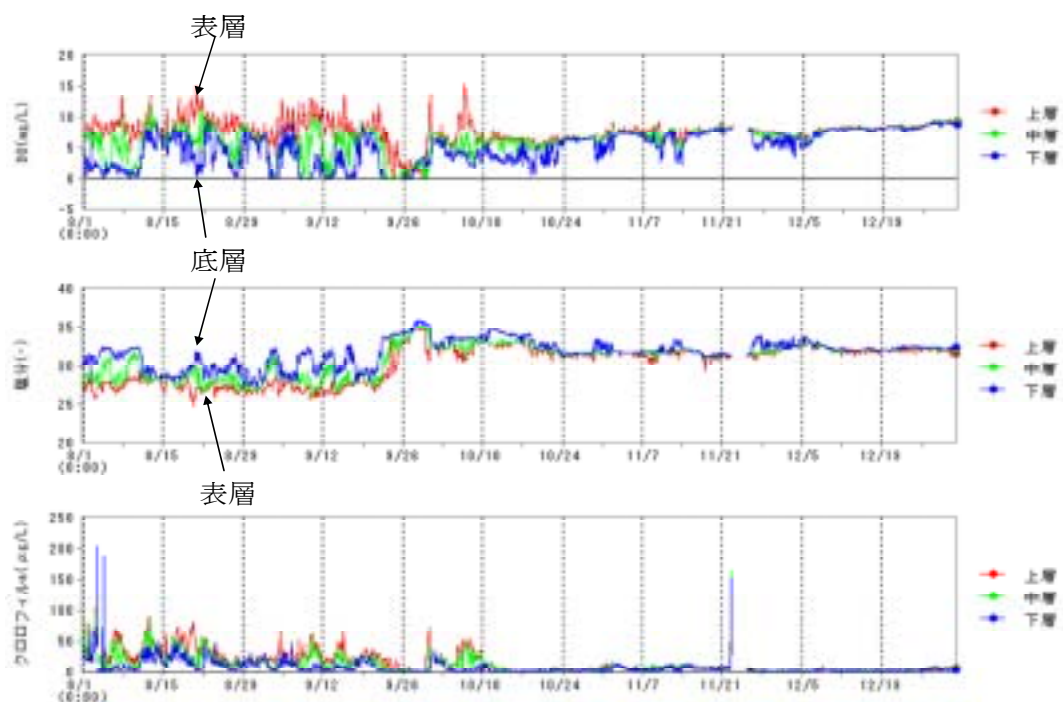


図 5.1 千葉波浪観測塔における表層・底層の塩分および DO 変化 (2012.8~12)

(国土交通省関東地方整備局 東京湾水質連続観測より引用)

さらに、今後の研究の発展として望みたいところは、実用的ではないとした pH の連続測定の情報である。pH の連続測定情報があることで、より精度の良い推定ができるとともに、今回使用した間接推定の整合性の確認を行うこともできる。また近年では衛星画像から海水の温度、塩分、Chl-a を推定するシステムに関する研究が整いつつある。衛星情報による測定、また測定項目から精度の良い推定が整うことで、衛星による汎地球的な二酸化炭素収支の推定が可能となるため、今後の発展を期待したいところである。

地球温暖化によって、都市部における平均気温の上昇は近年では大変顕著であり、ヒートアイランド現象による急激な都市部上空における上昇気流、結果的にはゲリラ豪雨や竜巻と呼ばれる過去に類を見ない突発的で危険な自然現象が都市部に見られるようになった。温室効果ガスがそれを助長しているということを考えると、東京湾の二酸化炭素放出はそれに拍車をかける原因になりかねない。また豪雨の規模が大きくなれば、河川から東京湾への大量の出水を招き、河川に含まれる栄養塩の急激な流入による富栄養化や、淡水の流入による成層化、底層水の貧酸素化が促進されることが考えられ、二酸化炭素の放出を増加させる可能性がある。外洋に比べれば大変小さい海域ではあるものの、最も日本の中心を担う場所に近い海域であるだけに、より詳細の把握と対応策の提示が必要であるだろう。

6. 参考文献

- (1) 田口二三夫・藤原建紀・山田佳昭・藤田弘一・杉山雅人(2009)：沿岸海域のアルカリ度，沿岸海域研究，47，pp.71-75.
- (2) 藤井智康・駒井幸雄・藤原建紀(2011)：大阪湾沿岸域の二酸化炭素の挙動，土木学会論文集 B2（海岸工学）67，pp.I_911-I_915
- (3) 藤井智康・藤原建紀(2012)：大阪湾奥部における二酸化炭素の長期連続観測，土木学会論文集 B2（海岸工学），68，pp.I_1061-I_1065
- (4) 気象研究所技術報告(2000)，41，pp.5-7.，気象庁
- (5) 島根彰男・和田明・長谷川一幸(2005)：太平洋における大気・海洋間のCO₂収支について，土木学会第60回年次学術講演会資料
- (6) 環境儀(2002)，No.6，pp6-14.，独立法人国立環境研究所
- (7) 杉原裕司・山上路生(2011)：界面水理学における乱流とガス交換，ながれ 30，pp.181-193
- (8) 多田希(2009)：環境因子がサンゴの骨格成長と光合成に与える影響に関する研究，東京大学大学院新領域創成科学研究科社会文化環境学専攻 修士論文
- (9) Frank. J .Millero (2006)：Chemical Oceanography.3rd ed., CRC Press, Florida. pp.249-267
- (10) R. F. Weiss (1974)：Carbon dioxide in water and seawater：the solubility of a non-ideal gas, Marine Chemistry, 2, pp.203-215
- (11) 小田僚子・森脇亮・神田学(2006)：東京湾におけるエネルギー・H₂O・CO₂フラックスの季節変化，水工学論文集，50,pp.463-468
- (12) 気象庁HP (<http://www.jma.go.jp>)
- (13) 国土交通省 関東地方整備局 東京湾環境情報センター 東京湾水質連続観測 (<http://www.tbeic.go.jp/MonitoringPost/viewGraph.asp?buoyId=01>)

- (14) 東京都環境局 (<http://www.kankyo.metro.tokyo.jp>)
- (15) 日刊温暖化新聞 有限会社イーズ (<http://daily-ondanka.com>)
- (16) JCCCA 全国地球温暖化防止活動推進センター (<http://www.jccca.org>)
- (17) 林野庁 (<http://www.rinya.maff.go.jp>)
- (18) 環境省 地球環境局 地球温暖化対策課 温室効果ガス排出算定・報告・公表制度
(<http://ghg-santeikohyo.env.go.jp/>)
- (19) 河野健(2010)：海洋酸性化研究の動向，科学技術動向 2010 年 2 月号，文部科学省 科学技術政策研究所 科学技術動向研究センター
(http://www.nistep.go.jp/achiev/ftx/jpn/stfc/stt107j/1002_03_featurearticles/1002fa02/201002_fa02.html)
- (20) Kobayashi Shigeru：アルカリ度について，海外で地下水調査を行うための技術情報サイト (<http://www.geocities.co.jp/Technopolis/2890/index2.html>)
- (21) 近藤邦明(2006)：大気中二酸化炭素濃度を海水温・気温の関係，『環境問題』を考える，(http://www.env01.net/global_warming/report/kondoh01.htm)
- (22) 北海道大学大学院 地球科学研究科 角皆静男 HP
(<http://members3.jcom.home.ne.jp/mag-hu/Tsunogai/Ronbun/Honj5/5-48Gasex.htm>)
- (23) 窪田薫(2012)：海水のアルカリ度まとめ，黒猫の旅～過去から未来まで～
(<http://palaeo-kuroneko.blogspot.jp/2012/06/blog-post.html>)
- (24) 室田泰弘(2008)：47 都道府県別 CO₂ 排出量の推計，新地方公共団体実行計画策定マニュアル等改訂検討会 第 2 回検討会 資料
- (25) 有田正光 編著，池田裕一，中井正則，中村由行，道奥康治，村上和男 著(2007)：水圏の環境，東京電機大学出版局，p292 - 295

7. 謝辞

まず、本論文を執筆するにあたり、指導してくださった鯉渕准教授に感謝の言葉を述べたいと思います。私が水圏環境デザイン研究室に入ってから3年目以上になってしまいました。途中様々な問題があり、多分にご迷惑をおかけしてきたと思います。研究に関しては、本当に実力がなく、大学院生としての自覚も未熟で、出来ないことだらけだったと思います。しかし、そんな問題だらけの私を粘り強く最後まで指導してくださいました。私が今年の4月、最後と思い留年を覚悟して研究室に戻ってきてからここまで半年、建設的な助言を多くかけてくださり、お蔭様で何とか執筆までこぎつけることができました。「何とかうまくいくように道と一緒に探っていきましょう」とこんな私にご理解を示してくださいました。自分は生意気で、自分の主張ばかりで、本当に先生には多大なご迷惑をおかけしたと思います。本当にすみませんでした。でも、先生の指導のもと、最後の半年は研究に全力投球させてもらいました。そう決めてから研究がとても楽しかったです。それでも満足な研究ができたとは言えないかもしれません。まだまだ人間としても未熟だと思います。それでもこんな自分をここまで見守ってくださり、本当に鯉渕先生には感謝の気持ちでいっぱいです。また、今年の3月にご退官されました磯部雅彦教授、今年の4月からお世話になっております佐々木淳教授、ゼミの機会等で私の研究への熱心な助言をいつもありがとうございます。細かなアドバイスを頂くたびに、「頑張ろう」という気持ちになり、毎週研究に励むことができました。ありがとうございました。

そして研究室の秘書の室園さん、自分が研究室に入ったばかりのとき、そして研究室を一時はなれたとき、そして戻ってきて研究に取り組んでいたとき、いつも変わらず、笑顔で私をはじめ学生たちを気にかけてくださいました。研究室での仕事だけではなく、普段一緒にご飯を食べたり、一緒にテニスをしたりと、何でも一緒になって参加して下さり、また歓迎会や誕生日会を開くたびに美味しい料理やお菓子を作ってきてくださり、本当にありがとうございました。また小澤さんをはじめセクレタリーの皆さん、ご迷惑をおかけしたこともありましたが、普段の講義室やラウンジの使用や話譚セミナーの準備等、様々な場面で私達学生を支えてくださりありがとうございました。

また、本研究に取り組むにあたり、月に一度の定期観測で一緒させて頂きました飯村さんをはじめ、千葉県水産研究センターの皆さん、皆さんの親切と協力なくして本論文の完成はありませんでした。本当にお世話になりました。

そして自分の研究にアドバイスを下さった諸先輩方にも感謝の言葉を述べたいと思います。本研究室の一員でありながら社会で仕事・経験を積んでいらっしゃる森田さん、平

塚さん、鈴木さん、実地での経験を見たり聞いたりすることを通して、水環境の研究への意識を高めることができました。ありがとうございました。そして卒業された熊井さん、遠藤さん、岡本さん、寺門さん、佐藤さん、卒業してからは時々お会いすることしかありませんが、後輩の自分に本当に親切にしてくださり、ありがとうございました。また、自分が本研究室に入る前の研究室訪問でお話をした多田先輩、そのときのアドバイスだけではなく、先輩の執筆なさった論文は自分の研究に欠かせない資料として、参考にさせてもらっていました。ありがとうございました。

そして研究室の同期のみんな、名前を挙げればきりがありませんが、佐藤君、松本さん、西村君、中村君、三浦さん、同じ時期に研究を完成できなかったのは残念ですが、皆さんには私生活で、授業で、研究で本当に楽しい時期を過ごさせて頂きました。そして一緒にの時期に修士論文を執筆することとなった遠藤さん、数少ない9月卒業を目指す学生として、大変な修士論文執筆の時期を一緒に過ごせたこと、とても励みになりました。みんなそれぞれの場所で頑張っていることでしょう。またこれから頑張ることでしょう。自分も、自分の場所を見つけ、これから頑張っていきたいと思います。また会うことはあると思いますので、感謝と報告はそのときにでもたっぷり述べるとします。みんなの活躍を願いつつ、みんなの活躍を確信しています。ありがとうございました。

そして社会文化環境学専攻のかわいい後輩達、見正君、佐野君、同じ研究室で過ごすことが出来て良かったです。そして研究室は違いますが、特に一緒に過ごすことが多かった辻研究室の山本君、垣内君、安室君、鬼頭研究室の座間さん、望月さん、柴崎研究室の西村君をはじめ社会文化環境学専攻のみんな、みんなのおかげで自分の研究室生活はとても楽しく貴重な時間でした。自分が休学・留年をしなければ出会えなかった人も多くいて、本当に出会えて良かったと思える人たちでした。ありがとうございました。まだ研究生活は残されていますが、これからの研究室生活がより楽しく、より実りのあるものになるように祈っています。

And then, I would like to say thank you to our lab members, Aktar-san, Soulichan-san, Tofiq-san, Des-san, Yoshimu-san, and also Zhu-san, Masud-san, Machumu-san. I could have many opportunities to get contact with foreign students and talk with someone in English. It was very precious time for me to feel the culture in other countries though I was in Japan. And for such a experience, I think of how lucky I am. Sometimes, I would like to go the country of them. Thank you a lot.

そして何より、研究室同期の比嘉紘士くん。結局、博士2年も含めて3年間以上一緒にいましたが、辛いときも楽しいときも、一緒にやってこられたこと、自分は絶対に忘れません。

研究に対するひたむきな姿勢，そして数々の助言と教訓，絶対に忘れません．ここまでいろいろありましたが，何があっても傍で，その度に励まし，笑ってくれたこと，絶対に忘れません．まだ全部終わったわけではないのですが，この 3 年半の研究室生活は彼なしには語れません．4 月に研究室に復帰する前，うまくいか不安だった自分に「生活を楽しみましょう．焦らず気楽に進めていけばいい」と言葉をかけてくれて，本当に救われた気持ちがありました．また私が研究室を出てからも，時々会ってお酒を飲んだりしましょう．ありがとうございました．

そして，私を陰ながら支えてくれた家族のみんな，本当にありがとうございました．大学院生として生活を始めてからここまで，本当に迷惑をかけてきました．しかし，こんな自分勝手な私をいつでも暖かく支えてくれました．最も感謝したいのは，江戸川台のおじいちゃん，おばあちゃん，圭子おばちゃん，ここまで自分を支えてくださり，本当にありがとうございました．毎日毎日，美味しいご飯を作ってくれてありがとうございました．夜遅くに帰ってきてもちょうど不便なく寝られるように，研究に集中できるように，笑顔で「お疲れ様」と毎日帰りを迎えてくれてありがとうございました．毎朝毎朝，雨の日も晴れの日も，笑顔で手を振って送り出してくれてありがとうございました．自分が体を崩したときも，何もきかずに面倒をみてくれてありがとうございました．全ての研究の取り組みに対して多大な力添えと援助を頂き，書いても書いても感謝の言葉が足りません．

このような暖かい家族や仲間や先生方が近くにいて支えてもらえたこと，本当に私は幸運な人間だと思います．遠回りした分，それ以上の財産と成果を得ることができました．この先まだやること為すことはありますが，皆さんに支えて頂いたことを自信に，泰然と胸を張ってこれからも進んでいきたいと思います．ありがとうございました．

追記：

最後に，本論文の完成を，私が本専攻に入るにあたりお世話になり，また多大な助言を頂きました，学部時代の先輩でおられます天国の樋口大志さんにご報告致します．ありがとうございました．