



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	分析化学的アプローチによる海洋炭素・窒素循環の時空間変動の把握
Author(s)	渡辺, 豊
Citation	分析化学, 62(12), 1049-1056 https://doi.org/10.2116/bunsekikagaku.62.1049
Issue Date	2013-12-05
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/54675
Type	journal article
File Information	62_1049.pdf



総合論文

分析化学的アプローチによる海洋炭素・窒素循環の時空間変動の把握

渡 辺 豊¹

海洋の炭素窒素循環を詳細な時空間規模で描写するためには、現在のように研究観測船を用いた高精度ではあるが離散的観測データ群ではその実現は困難である。そこで、これまでに得られた高精度な分析化学データ群を基に炭素・窒素成分のパラメタリゼーション（数量化した経験式の構築）を行い、これを高時空間分解能な衛星観測や高頻度で海洋内部の情報を取得できる中層プロファイリングフロートから得られるデータ群に適用することで、海洋の詳細な炭素窒素循環像を描き出すことが可能となる。本稿では、これまでに行われている海洋炭素循環のパラメタリゼーションの研究例を紹介するとともに、海洋窒素循環のパラメタリゼーションの試みを報告する。

1 緒 言

近年の大気中 CO_2 の増加にともなう地球温暖化、それに続く海洋表層の pH 減少や CaCO_3 の溶解深度の上昇が報告され、将来の海洋生態系への影響が懸念されるようになってきた¹⁾²⁾。しかし、これらの結果は、誤差の大きな離散的データ群を用いた解析結果や、時空間規模に見合った pH の変動率などを考慮していない数値モデル計算の結果であり、その時空間変動を高分解能に捉えることが難しく、その克服が望まれている。

一方、地球温暖化によって数十年スケールでの海洋内部の水温上昇・塩分低下・溶存酸素濃度減少・栄養塩変動傾向が、近年、全球的に報告されている³⁾。これらの変動に伴い、海洋内部においても大規模に炭素循環が変動していることが次々に報告されつつある^{4)~9)}。

海洋炭素循環は、大気との CO_2 交換、生物活動、海洋環境の長期変動等の影響を受けるため、その時空間変動を捉えるためには、精度として溶存無機炭素 (DIC) とアルカリ度 (Alk) で 0.1 % 以下、pH で 0.002 以下の分析データが必須であり、分析化学的にこれまでに多くの努力が費やされてきた¹⁰⁾。この精度をクリアできた場合でも、時空間的に高頻度な海洋炭酸系データを集約・統合しなければ、海盆規模での海洋炭素循環像を描き出し、その変動を捉えることはできない。気候変動解明を目指す国際プロジェクトとして、多くの海洋観測研究船の参加によって全球規模の物理・化学パラメーターの観測を実施した WOCE 計画 (world ocean circulation experiments)¹¹⁾ や CLIVAR 計画

(climate variability and predictability)¹²⁾ で測定された炭酸系データ群 (DIC, Alk, pH) の時空間規模 (平均的経緯度空間規模 5 度程度、時間規模 10 年程度) でさえ、海洋表層から水深 1000 m 程度までの変動がワンショットのデータ群にしかならず、海洋炭素循環・物質循環の詳細な時空間的変動を定量的に評価することは困難である。

そこで、海洋船舶観測よりも時空間分解能が高い衛星観測データや海洋内部を数週間の単位で観測するアルゴフロート (中層プロファイリングフロート)¹³⁾ から得られる水温 (T)、塩分 (S)、クロロフィル (Chl)、溶存酸素 (DO)、硝酸塩 (NO_3^-) から海洋炭酸系物質を表現できるパラメタリゼーションを構築し、かつ、上記に述べた精度をクリアできれば、これを離散的データ群に適用することで、時空間的に高分解能な海洋炭素循環像の解明が可能となる。現在、その展開が十分に期待できるバックグラウンドが整備されつつある。

本稿ではこのような背景をもとに高精度な分析化学データを用いた高時空間分解能な海洋物質循環を描き出すためのパラメタリゼーションを紹介し、分析化学的アプローチによる海洋物質循環の把握の重要性を示す。特に、海洋物質循環の要となる炭素循環と窒素循環のパラメタリゼーションの可能性について明らかにすることを目的とする。

2 海洋の炭酸系物質のパラメタリゼーション

2.1 海洋表層の pH の時空間分布の復元

海洋炭酸系物質のパラメタリゼーションの一例として、大気中の CO_2 増加による酸性化が懸念されている海洋表層の pH 分布、北太平洋¹⁴⁾ の例を見てみる。海水中の pH 測定は、海水が純水とは異なり様々な塩類が溶けているため、一般に、平均海水組成をベースとするトータルスケー

E-mail: yywata@ees.hokudai.ac.jp

¹ 北海道大学大学院地球環境科学研究院: 060-0810 北海道札幌市北区北 10 条西 5 丁目

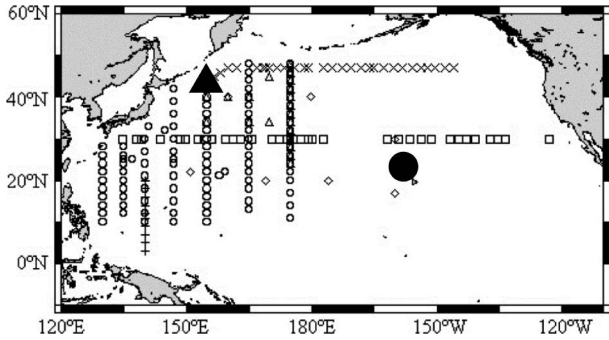


Fig. 1 Map of sampling points in the North Pacific. Time series stations HOT (22.7° N–158° W, 1992–1997, $n = 79$) and KNOT (44° N–155° E, 1998–2002, $n = 53$) are shown as a filled circle and a filled triangle, respectively. Each symbol represents the following cruises: open squares, WOCE-P2 (1993–1994, $n = 30$); open triangles, NOPACCS (1996, $n = 70$); open circles, WEST-COSMIC (1997–2001, $n = 172$); crosses, KH99-1 (1999, $n = 7$); X-marks, WOCE-P1r (1999, $n = 48$) and open diamonds, KH00-3 (2000, $n = 14$); respectively. Redrawn from Nakano and Watanabe (2005)¹⁴.

ルという標準スケールを用いて、水温 25 度に規格化されて測定されている。1990 年代から 2000 年代にかけて測定された pH データとその他の多成分データ群 (Fig. 1)¹⁴を用いて重回帰モデルに適用することで、トータルスケールで水温 25 度に規格化された pH 値 $[pH_{(25)}]$ のパラメタリゼーションを行った (Fig. 2)。

$$\begin{aligned} pH_{p(25)} &= 0.01325 \text{ SST} - 0.0253 \text{ Chl} + 4.150 \\ (RMSE &= 0.025, R^2 = 0.95, p < 0.0001, n = 483) \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 $pH_{p(25)}$ は水温 25 度での予測値、SST は海洋表面水温 (K)、Chl はクロロフィル a 濃度 ($\mu\text{g L}^{-1}$) である。ここで得られた精度 0.025 (平方根誤差, RMSE) であれば、pH の季節変動幅 0.4 程度を捉えるには十分であるが、式 (1) の妥当性を評価する必要がある。そこで、式 (1) のパラメタリゼーション作成データとは独立の北太平洋観測定点 KNOT (Fig. 1 の▲) と HOT (Fig. 1 の●) に対して式 (1) を適用し、同点で観測されている $pH_{(25)}$ との比較を行った (Fig. 3)。その結果、KNOT と HOT 点の pH 時系列データに対して、式 (1) による推定値 $pH_{p(25)}$ は 0.012 ± 0.025 pH の差の範囲内にあり、式 (1) が十分に北太平洋の $pH_{(25)}$ の季節的な空間変化を復元できることが分かった。

海洋の炭素循環像を理解する上では、 $pH_{(25)}$ よりも現場の水温での pH $[pH_{(T)}]$ のほうが、現実的という点で有用である。そこで、式 (1) の作成に用いた $pH_{(25)}$ データ群

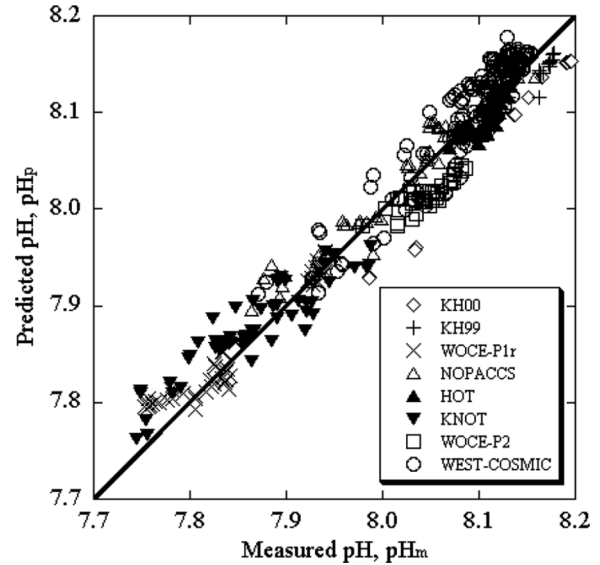


Fig. 2 Plots of the measured pH $[pH_{m(25)}]$ versus predicted pH $[pH_{p(25)}]$ in the surface layer of all cruises (0–30 m) based on a linear regression of the pH as a function of sea surface temperature (SST, K) and chlorophyll a (Chl, $\mu\text{g L}^{-1}$) in the North Pacific. The solid line represents the 1 : 1 regression line between $pH_{m(25)}$ and $pH_{p(25)}$. Filled triangles and reverse filled triangles are values in HOT and KNOT, which were used to validate equation (1) as independent data set. The other symbols are the same as in Fig. 1. Redrawn from Nakano and Watanabe (2005)¹⁴.

を、熱力学的経験変換式¹⁵)を用いて $pH_{(T)}$ へ変え、 $pH_{(25)}$ と $pH_{(T)}$ の差についてパラメタリゼーションを試みた。

$$\begin{aligned} pH_{(25)} - pH_{(T)} &= 0.01591 \text{ SST} - 0.00101 \text{ Chl} - 4.742 \\ (RMSE &= 0.003, R^2 = 0.99, p < 0.0001, n = 407) \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、式 (2) を式 (1) に代入すると、 $pH_{(T)}$ のパラメタリゼーション $[pH_{p(T)}]$ の式 (3) を得ることができる。

$$pH_{p(T)} = -0.00266 \text{ SST} - 0.0243 \text{ Chl} + 8.892 \quad (3)$$

式 (1) と式 (3) を海洋の全球気候値データベース World Ocean Atlas¹⁶⁾に適用することで、北太平洋の $pH_{p(25)}$ と $pH_{p(T)}$ の時空間分布を描き出してみた (Fig. 4)。一般に SST は 40° N 以北では南東方向に向かって増加している。その空間的変動は冬季に大きい (Fig. 4a)。一方、Chl は北方向に向かって増加し、縁辺海付近で $7 \mu\text{g L}^{-1}$ にも達し、春季にその空間的変動は大きい (Fig. 4b)。

$pH_{p(25)}$ は SST の時空間分布に類似しており、経度方向ではほぼ一定であった (Fig. 4c)。一方、現実的な分布を表す

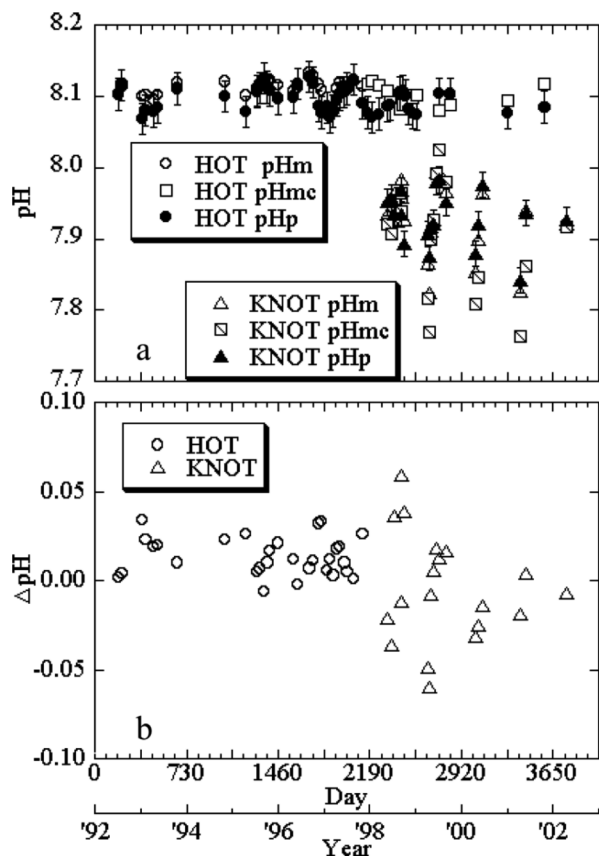


Fig. 3 Comparisons among the measured pH (pH_m), the calculated pH (pH_{mc}) from DIC and TA and the predicted pH (pH_p) in the surface layer at Station HOT (1992–2001) and Station KNOT (1998–2002)

The horizontal axis is the number of Julian days starting from January 1, 1992. We show the average values of pH_m , pH_{mc} and pH_p above 30 m in the surface layer. The error bars indicate the standard deviations. (a) The pH_m (HOT pH_m , open circles; KNOT pH_m , open triangles), the pH_{mc} (HOT pH_{mc} , open squares; KNOT pH_{mc} , open slash squares) and the pH_p (HOT pH_p , filled circles; KNOT pH_p , filled triangles). (b) Difference between pH_m and pH_p . The ΔpH ($pH_m - pH_p$) in HOT (open circles) and KNOT (open triangles). Redrawn from Nakano and Watanabe (2005)¹⁴⁾.

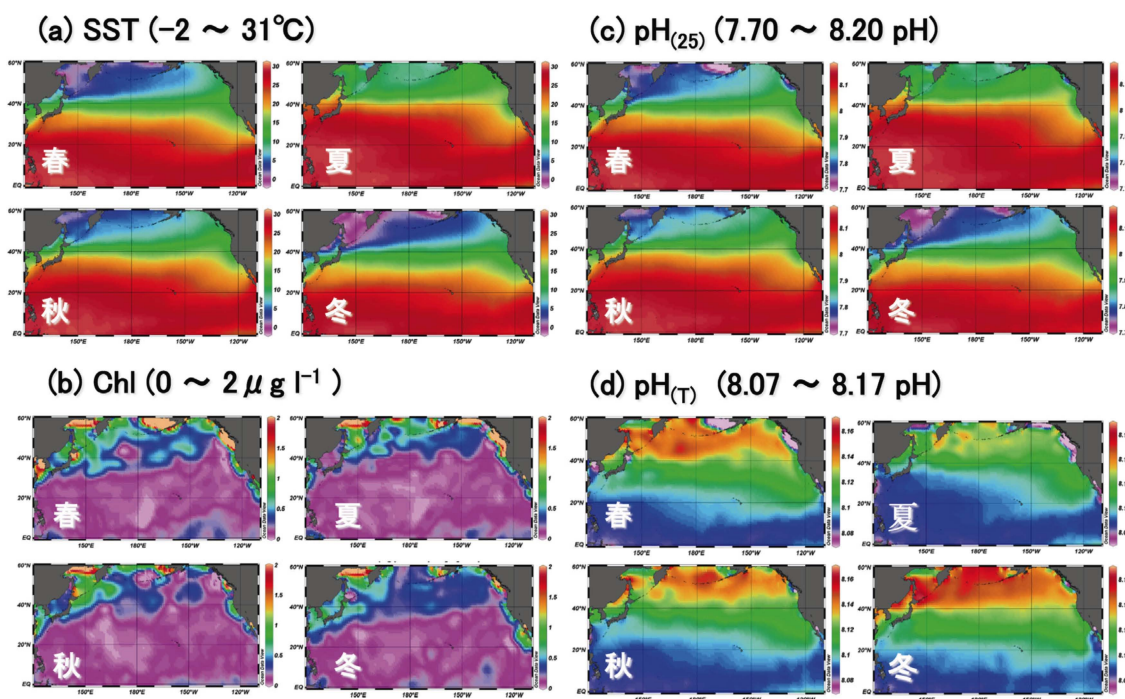


Fig. 4 Distributions of SST, Chl, $pH_{(25)}$ and $pH_{(T)}$ over the North Pacific (0°N–60°N, 120°E–110°W) (a) SST (0–30 °C)¹⁶⁾. (b) Chl (0–2 $\mu g L^{-1}$)¹⁶⁾. (c) $pH_{(25)}$ (7.7–8.2 pH) reconstructed using Eq. (1) with SST and Chl. (d) $pH_{(T)}$ (8.07–8.17 pH) reconstructed using Eq. (3) with SST and Chl. Redrawn from Nakano and Watanabe (2005)¹⁴⁾.

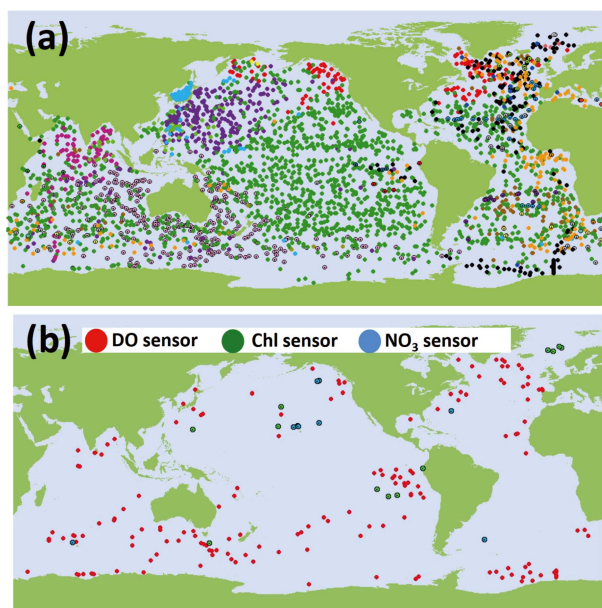


Fig. 5 Setting points of argo floats in the ocean
(a) All floats containing Japanese contribution (red circles). (b) Floats with dissolved oxygen (red circles), chlorophyll (green ones) and nitrate (blue ones) sensors¹³⁾.

$\text{pH}_{\text{p(T)}}$ の時空間分布は $\text{pH}_{\text{p(25)}}$ に比べて8.0～8.2 pHの狭い範囲で変動しており、より海洋循環と生物活動と連動していることが分かる。このように、離散的ではあるが高精度な分析化学データ群とパラメタリゼーション技術を用いることにより、海洋表層の炭酸系データの詳細な時空間分布を描き出すことができることの可能性を示した。今後は北太平洋だけでなく、全球規模を対象とする統合的な海洋炭酸系パラメタリゼーション開発が必要となろう。

2・2 アルゴフロートを用いた海洋内部の炭酸系物質の復元

2週間ほどの期間において、水深2000 mから海洋表層までの水温 (T)、塩分 (S) を搭載センサーによって測定し、海洋表面到達時に衛星回線を通して陸上へデータを送信してくるアルゴフロート¹³⁾の開発・展開は、ここ数年の海洋物理学研究へ時空間的に大量の高頻度データをもたらした。これまでに観測できなかった詳細な物理的構造を明らかにするなど、ブレークスルーとなっている。現在、TとSセンサーを搭載しているアルゴフロートは約3000台が全球的に展開しており、溶存酸素 (DO)、Chlや硝酸センサーを搭載しているものは200台ではあるが、今後、その展開台数はさらに増えていく予定である (Fig. 5)。しかし、従来の海洋観測研究船を中心とする離散的化学データ群では、この飛躍的に増え続ける高頻度な物理的時空間場と組み合わせ、詳細なプロセス研究や気候変動研究などを行

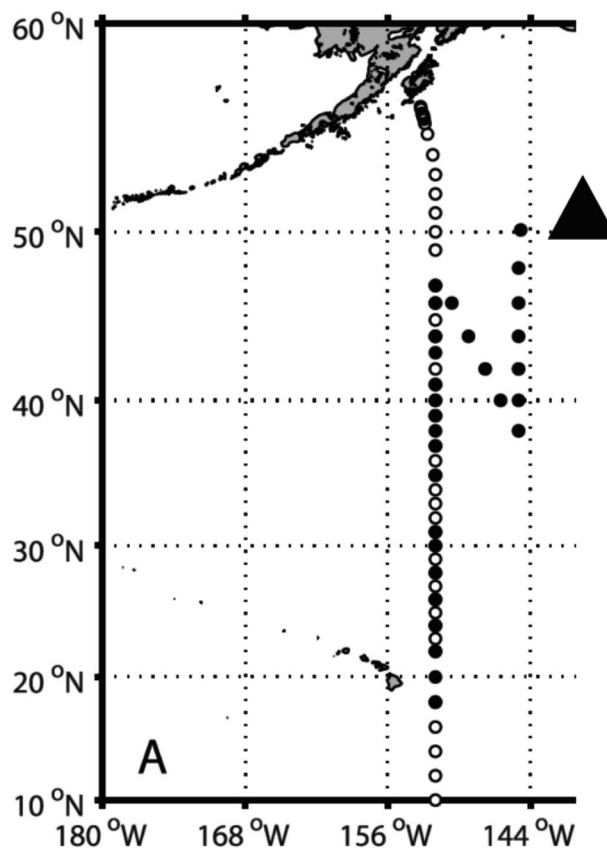


Fig. 6 Hydrographic cruise tracks for algorithm calibration data with the argo float trajectory (triangle)

Redrawn from Juranek et al. (2011)¹⁷⁾.

うのは難しい。そこで、アルゴフロートに搭載されているセンサーデータ群を用いて化学データのパラメタリゼーションを行い、物理データ群と同程度の時空間規模の研究を行うことが、現在、望まれている。

その先駆けとして、2010年から2011年にかけて東部北太平洋において $\text{pH}_{(25)}$ 、DIC、Alkの炭酸系物質炭酸系物質のパラメタリゼーションが行われた (Fig. 6)¹⁷⁾。その結果、DO (溶存酸素) とTによる重回帰により $\text{pH}_{(25)}$ 分布の復元が可能であり、DOとT並びにSによる重回帰としてDICとAlkの復元ができることが明らかとなった (Fig. 7 and Fig. 8)。これらのパラメタリゼーションを同海域に展開していたアルゴフロートデータに適用し、 $\text{pH}_{(25)}$ とDIC並びにAlkの水深0～300 mにおける2週間ごとの分布復元を行った (Fig. 8)。これまでに見たこともない詳細な炭酸系パラメーターの変動が描き出されている。今後は、よりRMSEの向上を図るとともに、全球規模での炭酸系システムのより克明な科学的記述を進めることが期待される。

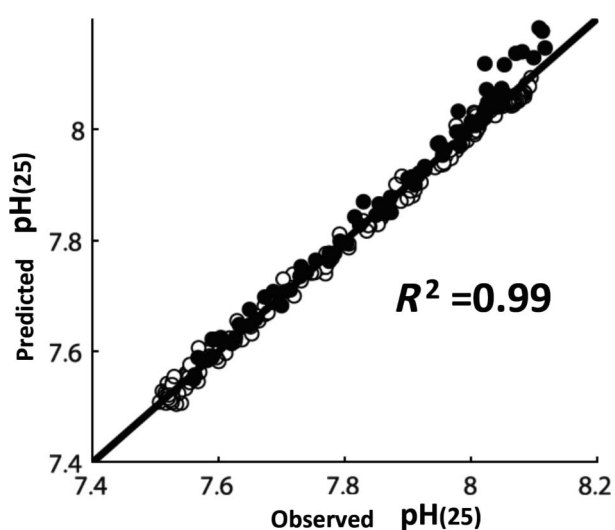


Fig. 7 Evaluation of $\text{pH}_{(25)}$ between the argo float and the prediction from the empirical equation with DO, T and S

$\text{pH}_{(25)} = 7.866 + 1.759 \times 10^{-3} (\text{DO} - \text{DO}_{\text{ref}}) + 1.813 \times 10^{-2} (T - T_{\text{ref}})$, $R^2 = 0.99$, $\text{RMSE} = 0.018$, VIF (Variance Inflation Factor) for DO = 1.6, VIF for T = 1.6. The units for DO and T are $\mu\text{mol kg}^{-1}$ and $^{\circ}\text{C}$, respectively. The subscript, 'ref' means the reference value. $\text{DO}_{\text{ref}} = 191.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $T_{\text{ref}} = 6.7^{\circ}\text{C}$. Redrawn from Juranek et al. (2011)¹⁷⁾.

3 海洋の窒素系物質のパラメタリゼーション

3.1 高精度データ群を用いた人間活動起源窒素の空間分布の復元の試み

海洋において、炭素循環の解明と並び重要な研究課題は窒素循環の解明がある。海洋中の生物利用態窒素は全地球規模で海洋生物活動を制御する必須の栄養物質であり、その存在量は約 $500 \times 10^{15} \text{ g-N}$ にも達する¹⁸⁾。ところが、海洋表層のほとんどの海域では、その濃度は枯渇気味のため、海洋生物活動の律速因子となっている。さらに、近年の地球温暖化により海洋循環が弱化し、海洋深部からの栄養塩供給が抑制されるため、海洋表層では生物利用態窒素の枯渇がさらに進むこととなる⁸⁾。一方、近年の陸域の変質や、開発途上国の工業化・農業化の進展により、陸域から大量の窒素が海洋へ供給され¹⁹⁾²⁰⁾、自然現象で起こる窒素固定量に匹敵する規模 (約 $100 \times 10^{12} \text{ g-N/年}$) にも達していると推論されている²¹⁾。

しかし、大気を通して海洋にどの程度負荷されるのかは数値モデル等からは推定できる²²⁾²³⁾が、その後、海洋内部にどの程度留まり、どのように広がっていくのかなど、その実態はいまだに不明である。このため、将来の海洋窒素収支とそれに連動する生物活動変動を正しく予測すること

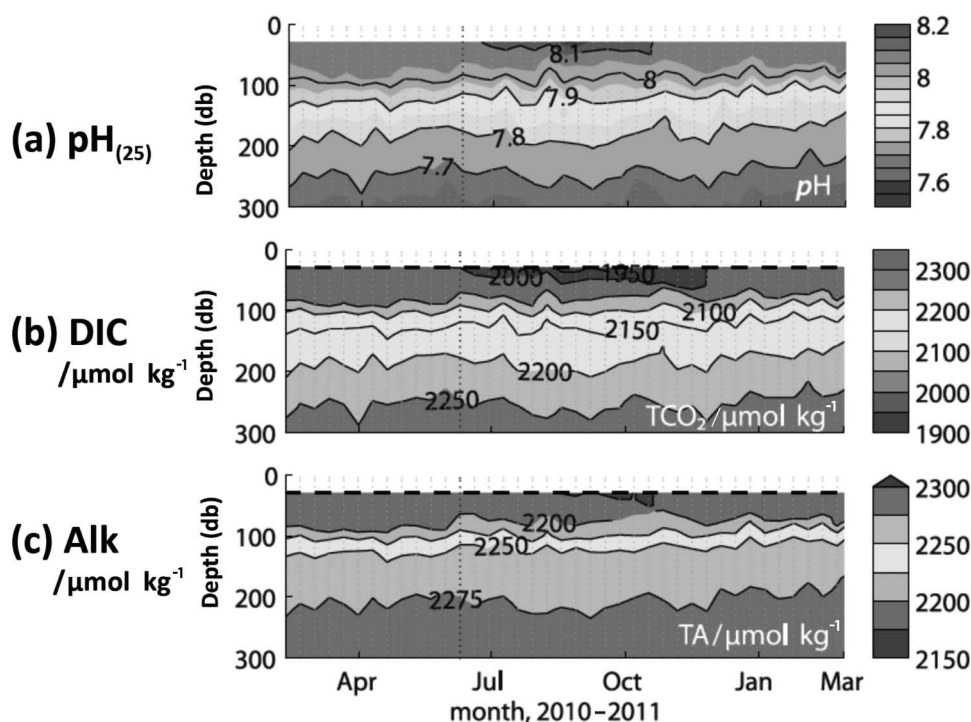


Fig. 8 Upper water column time-depth contour plots of predicted $\text{pH}_{(25)}$, DIC ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) and TA ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) in the eastern North Pacific by the following empirical equations

The equation for $\text{pH}_{(25)}$ is shown in Fig. 7. $\text{DIC} = 2154.09 - 0.66 (\text{DO} - \text{DO}_{\text{ref}}) - 16.47 (T - T_{\text{ref}}) + 43.89 (S - S_{\text{ref}})$, $R^2 = 0.99$, $\text{RMSE} = 3.5$, VIF for DO = 2.3, VIF for T = 5.3, VIF for S = 3.3. $\text{Alk} = 2255.82 - 0.20 (\text{DO} - \text{DO}_{\text{ref}}) - 2.51 (T - T_{\text{ref}}) + 36.57 (S - S_{\text{ref}})$, $R^2 = 0.98$, $\text{RMSE} = 4.8$, VIF for DO = 2.3, VIF for T = 5.3, VIF for S = 3.3. $\text{DO}_{\text{ref}} = 191.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$, $T_{\text{ref}} = 6.7^{\circ}\text{C}$ and $T_{\text{ref}} = 33.62$.

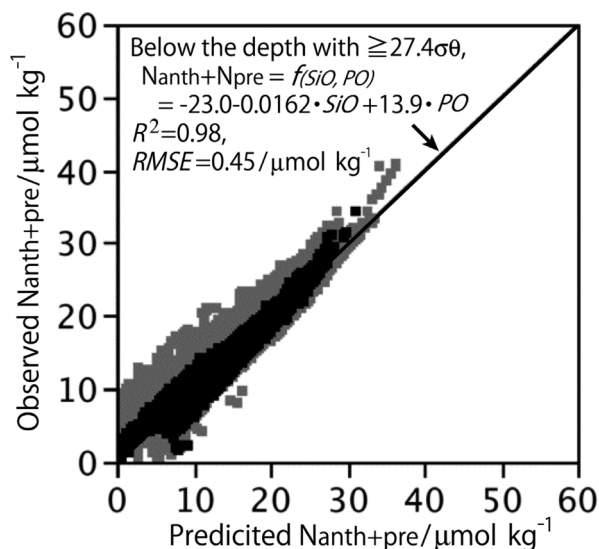


Fig. 10 Plots of the observed $N_{\text{anth+pre}}$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) versus the predicted one over the global ocean

Black and grey dots show $N_{\text{anth+pre}}$ below $27.4\sigma_\theta$ and above $27.4\sigma_\theta$, respectively. The solid line represents the 1 : 1 line between the observed and predicted $N_{\text{anth+pre}}$. The regression line for $f_{(\text{SiO}, \text{PO})}$ was as follows: $f_{(\text{SiO}, \text{PO})} = -23.0 - 0.0162 \text{ SiO} + 13.9 \text{ PO}$, $R^2 = 0.98$, $\text{RMSE} = 0.45 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

球では、 N_{anth} が窒素循環全体に対して約10% 程度を占めていることが示していた。ここで示した推定法には、化学量論比を一定にしていることによる不確かさや、 N_{pre} の推定法の不確かさなどがあり、さらに検討すべきことはある。しかし、海洋の物質循環像を俯瞰する点でパラメタリゼーションを用いたこの推定が優れた方法であることは間違いない。今後は、これらに伴う誤差を踏まえて N_{anth} の時空間変動を明らかにするとともに、海洋の窒素循環に占める人間活動起源窒素の割合をより定量的に評価する必要がある。

4 ま と め

地球温暖化によってどのようなことが起こりそうなのかを想像することはできるのだが、確度をもってその定量化・予測をするのは難しい。また、過去に学ぶべきことは多いが、過去に起こったことが同様に将来起こるとは限らない。現在、地球が体験したことのない勢いで大気中の CO_2 は増加し続けている。米国海洋大気局の報告によると2013年5月についに400 ppmを越えた²⁹⁾。これから生態系を含む地球システムがこの CO_2 増加に対してどのように応答していくのか？ その予測に対する多くの努力が払われているが、その不確かさはいまだに大きい³⁾。このため、地球監視システムを強化し、より注意深くその変化を見極める必要がある。

これまで分析化学は様々な分析方法・センサーを開発

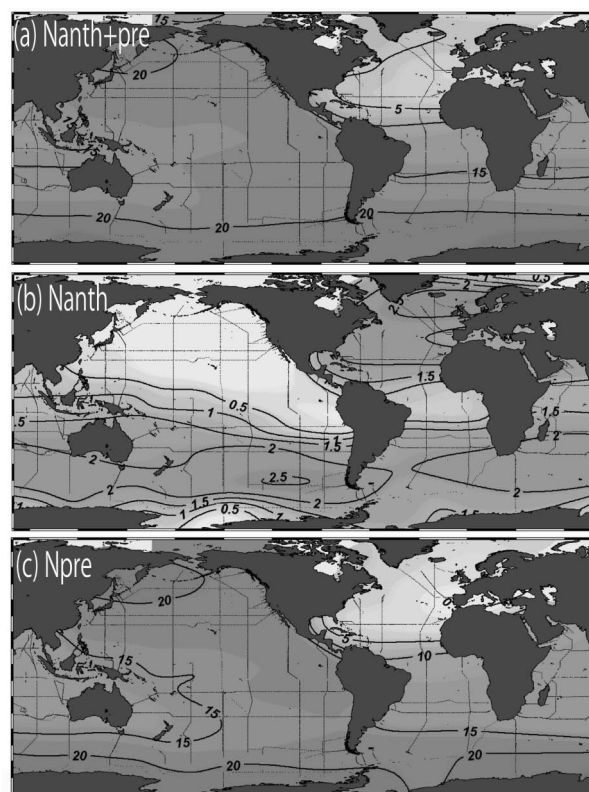


Fig. 11 Global distributions of $N_{\text{anth+pre}}$, N_{anth} and N_{pre} on the isopycnal surface $27.0\sigma_\theta$

All units are $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

し、地球監視システムに大きく貢献する技術を提供してきた。これらの技術と衛星観測やアルゴブイなどの観測システムとあわせることで地球監視システムにさらなる貢献が期待されている。本稿で記載した分析化学的アプローチはその一部であるが、これらの手法は当面の有力な候補であり、今後のさらなる研究展開が望まれている。

謝 辞

ここで述べた内容は、2013年5月に函館で開催された「分析化学会第73回分析化学討論会」のセッション「マリンサイエンス～分析化学からのアプローチ」で講演発表をさせて頂いたものをまとめたものである。この講演にご招待頂いた北海道大学教授・久万博士に感謝するとともに、この機会をご許可頂いた日本分析化学会の皆様並びに査読いただいた方々に心より御礼を申し上げる。

文 献

- 1) V. V. S. S. Sarma, T. Ono, T. Saino : *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1971 (2002).
- 2) J. C. Orr, V. J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S. C. Doney, R. A. Feely, A. Gnanadesikan, N. Gurbur, A. Ishida, F. Joos, R. M. Key, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, R. G. Najjar, G. K. Plattner, K. B. Rodger, C. L. Sabine, J. L. Sarmiento, R. Schlitzer, R. D. Slater, I. J.

- Totterdell, M. F. Weirig, Y. Yamanaka, A. Yool : *Nature*, **437**, 681 (2005).
- 3) IPCC : “*Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*”, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (Ed.), (2007), (Cambridge University Press, Cambridge, UK and NY, NY, USA).
 - 4) T. Ono, T. Midorikawa, Y. W. Watanabe, K. Tadokoro, T. Saino : *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3285 (2001).
 - 5) T. Ono, K. Tadokoro, T. Midorikawa, J. Nishioka, T. Saino : *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1186 (2002).
 - 6) Y. W. Watanabe, T. Ono, A. Shimamoto, T. Sugimoto, M. Wakita, S. Watanabe : *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3289 (2001).
 - 7) Y. W. Watanabe, M. Wakita, N. Maeda, T. Ono, T. Gamo : *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2273 (2003).
 - 8) Y. W. Watanabe, M. Shigemitsu, K. Tadokoro : *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L01602 (2008).
 - 9) Y. W. Watanabe, J. Nishioka, T. Nakatsuka : *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 322 (2013).
 - 10) DOE : “*Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water, version 2*”, (1994), (ORNL/CDIAC-74).
 - 11) WOCE : <<http://woce.nodc.noaa.gov/wdiu/>>.
 - 12) CLIVAR : <<http://www.clivar.org/>>.
 - 13) JapanArgo : <http://www.jamstec.go.jp/J-ARGO/index_j.html>.
 - 14) Y. Nakano, Y. W. Watanabe : *J. Oceanogr.*, **61**, 673 (2005).
 - 15) F. J. Millero : *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 661 (1995).
 - 16) National_Oceanographic_Data_Center : <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html>.
 - 17) L. W. Juranek, R. A. Feely, D. Gilbert, H. Freeland, L. A. Miller : *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L24601 (2011).
 - 18) J. L. Sarmiento, N. Gruber : “*Ocean Geochemical Cycles*”, P. U. Press, (Ed.), (2006), (New Jersey).
 - 19) T. W. Kim, K. Lee, R. G. Najjar, H. D. Jeong, H. J. Jeong : *Science*, **334**, 505 (2011).
 - 20) Y. W. Watanabe, J. Nishioka, M. Shigemitsu, A. Mimura, T. Nakatsuka : *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L15606 (2009).
 - 21) W. H. Schlesinger : “*Biogeochemistry : An Analysis of Global Change*”, (1991), (Academic Press, London, UK).
 - 22) I. Uno, M. Uematsu, Y. Hara, Y. J. He, T. Ohara, A. Mori, T. Kamaya, K. Murano, Y. Sadanaga, H. Bando : *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L17817 (2007).
 - 23) R. A. Duce, J. LaRoche, K. Altieri, K. R. Arrigo, A. R. Baker, D. G. Capone, S. Cornell, F. Dentener, et. al. : *Science*, **320**, 893 (2008).
 - 24) L. A. Anderson, J. L. Sarmiento : *Global Biogeochem. Cycles*, **8**, 65 (1994).
 - 25) N. Gruber, J. L. Sarmiento : *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 235 (1997).
 - 26) S. Tsunogai : *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **43**, 77 (1985).
 - 27) W. S. Broecker : *J. Geophys. Res.*, **103**, 15833 (1998).
 - 28) Carbon_Dioxide_Information_Analysis_Center : <<http://cdiac.ornl.gov/>>.
 - 29) National_Oceanic_&_Atmospheric_Administration : <<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/news/7074.html>>.

Investigation of Changes in Ocean Carbon and Nitrogen Cycles Based on Analytical Chemical Approach

Yutaka W. WATANABE¹

E-mail : yywata@ees.hokudai.ac.jp

¹ Faculty of Earth Environmental Science, Hokkaido University, 10-5, Kita-ku, Sapporo-shi, Hokkaido 060-0810

(Received July 25, 2013; Accepted October 2, 2013)

In order to describe the spatiotemporal dynamics of ocean biogeochemical cycles in detail, discrete chemical data based on shipboard observations cannot allow us to achieve our goal. By parameterizing biogeochemical parameters based on previous high-precision chemical data set, and applying the observation data derived from satellite and ocean profiling float, it is possible to reconstruct sophisticated pictures of the ocean biogeochemical cycle. With the introduction of some examples for parameterizing ocean carbonate system, the parameterization for the ocean nitrogen system was reported.

Keywords: ocean biogeochemical cycles; parameterization.