



Title	日本海深層水の海水年齢
Author(s)	磯田, 豊; 荒巻, 能史
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 70(2), 119-132
Issue Date	2020-12-23
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.70.2.119
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/80067
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.70.2.119.pdf



日本海深層水の海水年齢

磯田 豊¹⁾・荒巻 能史²⁾

(2020 年 8 月 31 日受付, 2020 年 10 月 19 日受理)

Average Age of Deep Circulation in the Japan Sea

Yutaka ISODA¹⁾ and Takafumi ARAMAKI²⁾

Abstract

Selecting the parameters to represent vertical distributions of potential temperature and carbon isotope of $\delta^{14}\text{C}$ obtained over almost whole areas in the Japan Sea, the average age of deep circulation was calculated using vertical one dimensional multi-layered model. The model results suggest that the maximum age of 160 year appears near the depth of 2,000 m and a reasonable vertical diffusive coefficient is around $2\text{ cm}^2\text{s}^{-1}$. A sinking volume transport to deep water below 1°C is estimated to be about 1.3 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{s}^{-1}$), which has the same order of magnitude as the inflow volume transport of the Tsushima Warm Current.

Key words : Japan Sea, average age, vertical diffusive coefficient, vertical one dimensional multi-layered model

緒 言

日本海の深層域は北太平洋と接続していないため、北部日本海のどこかで冬季に海面冷却された表層水が深層へ沈降し、その沈降水が日本海全域で湧昇流を駆動する。それゆえ、日本海深層域で観測される水温鉛直プロファイルは、この湧昇流に伴う下方からの移流冷却と上方からの拡散加熱(熱伝導)との熱バランスで決まると推測される。しかし、その沈降量を海洋観測から定量的に見積もることは、そのオーダでさえ難しい。そして鉛直的な深層循環流の大きさを議論できる間接的な情報は、種々の放射性同位体を用いて概算された数百年オーダという日本海深層水(主に、2,000 m 以深の底層水)の平均滞留時間に限られている。例えば、Gamo et al. (1983) は ^{14}C を用いて 200~400 年、Kumamoto et al. (1998) も ^{14}C を用いて 100 年前後、Harada and Tsunogai (1986) は ^{226}Ra を用いて 300~400 年、Watanabe et al. (1991) は ^3H と ^{226}Ra を用いて約 100 年の平均滞留時間を報告している。

Fig. 2 のポテンシャル水温(以下、水温と略す)は、原子力科学研究所によって 1999~2002 年の 4 年間に日本海のほぼ全域(観測点は Fig. 1 を参照)で蓄積された基準層の水温値を全て重ねた鉛直プロファイルである。(a) 図の横軸は等間隔の水温表示(1°C 以下のみ)、(b) 図は横軸を対数表示に変えたものである。日本海の水温は深層に向かって指数関数的に低下と記述されることが多い

が、もしそうならば、対数表示では直線的な水温低下になるはずである。ところが、対数表示の (b) 図をみてわかるように、深層域は明らかに直線から外れた鉛直プロファイルを示す。考えられる原因としては、先に述べた熱バランスのうち、(i) 鉛直拡散係数は一定で上向き鉛直移流が水深の関数である場合、(ii) 逆に、上向き鉛直移流が一定で鉛直拡散係数が水深の関数である場合、(iii) その両方が原因となる場合が挙げられる。現状では日本海深層の鉛直拡散係数が未知であるため、研究の第一段階として、この係数を適当な一定値と仮定するしかない。そこで、本研究では (i) の原因を想定した鉛直次元多層モデルを構築し、モデル再現性の検討後、平均的な鉛直循環流パターン及びその大きさを見積もる。種々のパラメータを選択した最終的なモデル水温の鉛直プロファイル(水深 250~3,000 m の範囲)を Fig. 2 の各図に赤実線で重ねて示しておく。このモデル水温は観測水温と完全には一致していないが、少なくとも、指数関数的な水温低下ではない鉛直プロファイルが再現されている。本研究は、この程度の水温プロファイルが再現できるモデル結果を用いた考察である。

モデルの再現性については、1999~2002 年(4 年間)に日本海全域で蓄積された上記の水温値(Fig. 2)、この観測で同時に計測された炭素同位体 $\delta^{14}\text{C}$ 値(後述する Fig. 5)と溶存酸素量 DO(後述する Fig. 9)を用いて検証する。このとき、モデル再現された鉛直循環流の時間ス

¹⁾ 北海道大学大学院水産科学研究院海洋環境学分野
(Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University)

²⁾ 国立環境研究所
(Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies)

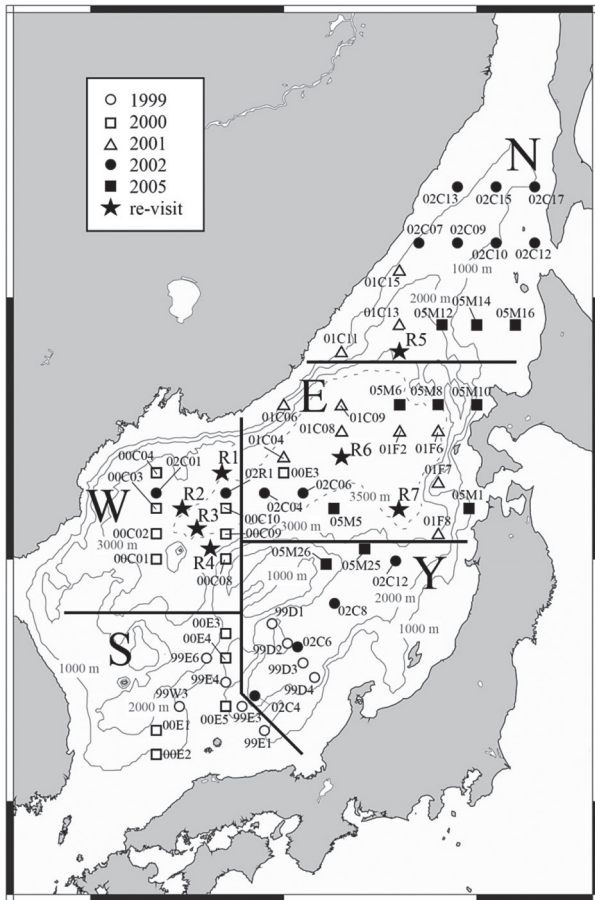


Fig. 1. Bathymetry in the Japan Sea and all hydrographic observation stations in the cruises from 1999 to 2005, sponsored by Nuclear Science Research Institute, Japan Atomic Energy Agency (JAEA). The Japan Sea is divided into five areas marked by capital letters N, S, E, W and Y for convenience, but we do not use such geographical divisions in this paper.

ケールは深度によって異なるため、ある特定の体積領域を決めて見積もられる平均滞留時間ではなく、時間スケールの水深分布が陽に表現できる平均年齢を本研究では採用した。このモデル再現の過程において、(1) 日本海深層水の海水年齢を決める主要因、(2) 深層域の鉛直拡散係数の概算値、(3) 1°C 以下の深層へ沈降する海水量の各問に対する回答が提示される。

モデル構造

日本海に投入された中層フロートの解析 (例えば, Choi and Yoon, 2010; Park and Kim, 2013; Kang et al., 2016) から、日本海盆及び大和海盆を反時計回りに循環する水平流速 $5\sim 10\text{ cm s}^{-1}$ が見積もられ、この循環流の形成機構として渦駆動深層循環流 (Yoshikawa, 2012; Park et al., 2015) や風成循環流 (朝日・磯田, 2017) が提案されている。このような水平流速値から、中深層域の

海盆外縁を一周できる水平移流時間は数年～十年程度のオーダーと概算される。それゆえ、数百年オーダーの平均滞留時間を支配する主要因は、深層を經由する鉛直循環流の大きさにあると考えられる。すなわち、深層域の長期平均場の議論に限れば、水平的にはよく混合された深層水とみなすことができる。よって、本研究の目的を十数年以上の長周期変動を含む準定常状態の議論に限定すれば、深層湧昇域を水平的には 1 Box、鉛直的には多層 Box として表現することができる。なお、1999～2002 年 (4 年間) の海洋観測で収集された生データには、数年～十年スケール変動で生じた新しい水と古い水が (十分に混合せずに) 混在するため、 $\delta^{14}\text{C}$ や DO の水平分布にはそれによるばらつきがあることに注意して欲しい。

本研究で提案する鉛直一次元多層の移流拡散モデルは、 1°C 以下の水温値をもった沈降量を未知数として適当に変化させ、この水が沈降できる水深が時々刻々変化する水温鉛直プロファイルにより決定されるモデル構造をもつ。それゆえ、鉛直上向きの冷水移流 (湧昇流) 速度は水深毎に異なり、一定の鉛直拡散係数でも指数関数から外れた水温プロファイルが計算される。モデル計算領域は 1°C 以下の日本海深層の湧昇域側のみとし、250 m 以深を海底 $H (= 3,000\text{ m})$ まで鉛直格子 $\Delta z (= 10\text{ m})$ で多層化し、その全体積を $V (= 1.0 \times 10^6\text{ km}^3)$ とした。本モデルの未知パラメータは一年 (365 日) 当たりの沈降量を $V1$ とした沈降率 $p (= (V1/V) \times 100\%\text{yr}^{-1})$ と一定の鉛直拡散係数 $Kz (\text{cm}^2\text{s}^{-1})$ である。

モデル概念図を Fig. 3 に示す。深層へ沈降できる海水は、簡単化のため、 $0\sim 1^{\circ}\text{C}$ の範囲で均等分布を仮定し、密度は塩分効果を見捨て水温のみの関数とした。よって、この水温値は沈降海水の頻度割合 ($0\sim 1$ の数値) も同時に表現している。いま、湧昇域が太実線で示すような水温鉛直プロファイル (海底水温は T_H) であったとき、沈降域表層の水温 $0\sim T_H$ の冷水は海底 H まで沈降し、それ以前に存在した湧昇域の海底水と瞬間的に水平混合 (体積加重平均) する。このとき、沈降水の平均水温は $(0+T_H)/2 = T_H/2$ 、その沈降量は Δt 日当たり $T_H V1 (\Delta t/365)$ (この式の T_H は頻度割合)、混合前の海底水温は T_H である。水平断面積を $S (= 2.25 \times 10^6\text{ km}^2)$ 、鉛直格子幅 Δz とすると、体積は $S\Delta z$ となる。そして沈降量を水平断面積 S で割ると、鉛直上向き流 W_H が計算される。 $1^{\circ}\text{C} > T_2 > T_1 > T_H$ の水温関係を満たす、適当な $T_2\sim T_1$ の微小範囲 (Δz 範囲) の海水は、同じ水温帯の水温プロファイルの水深まで沈降することができ、同じ水温帯の水と瞬間的に水平混合 (体積加重平均) する。この場合、沈降水と混合前の海水の水温は同じなので平均水温値は $(T_2+T_1)/2$ のまま、沈降量は Δt 日当たり $(T_2-T_1) V1 (\Delta t/365)$ (この式の T_2-T_1 は頻度割合) である。この鉛直格子 j でも沈降量分の鉛直上向き流 W_j が生じるが、海底からの積算鉛直流との合計 W_j+W_{j+1} が、この水深における新たな鉛直流 (W_j) となる。このようにして時々刻々変化する

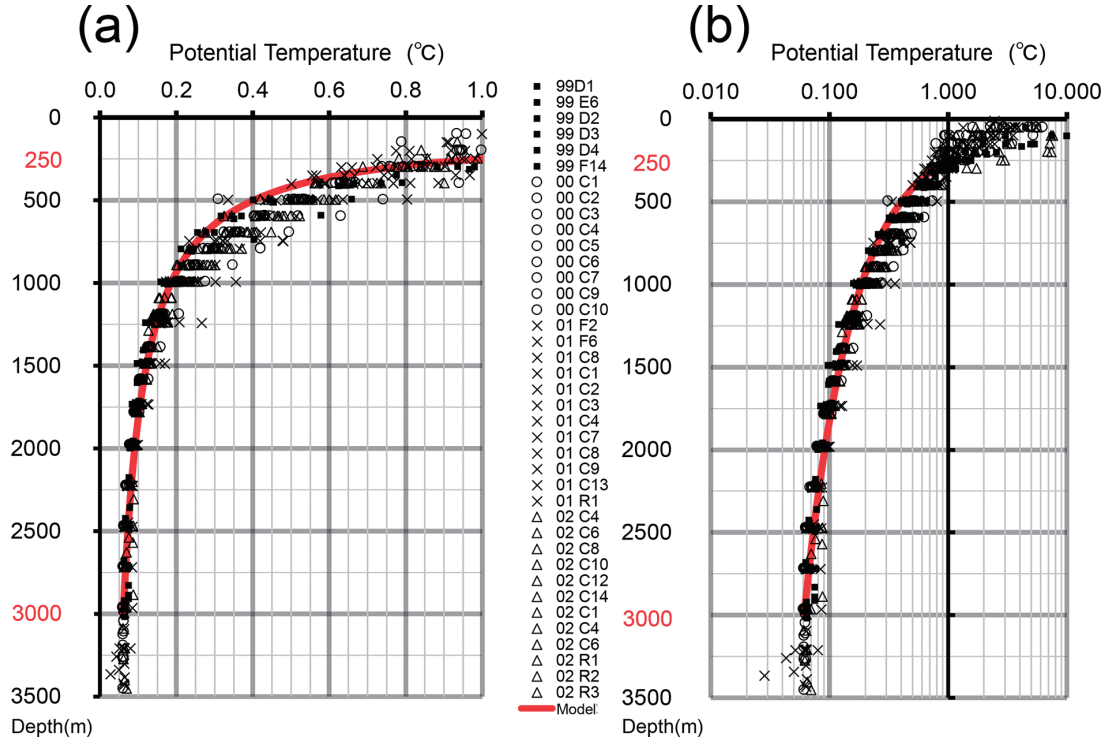


Fig. 2. Vertical distributions of potential temperature obtained at all hydrographic stations, which are displayed with different symbols for each observation year. The horizontal axis of (b) is changed from the equidistant display of (a) to the logarithmic display. Thick red line is the final vertical profile of water temperature reproduced in our model, i.e., the profile of case B described later.

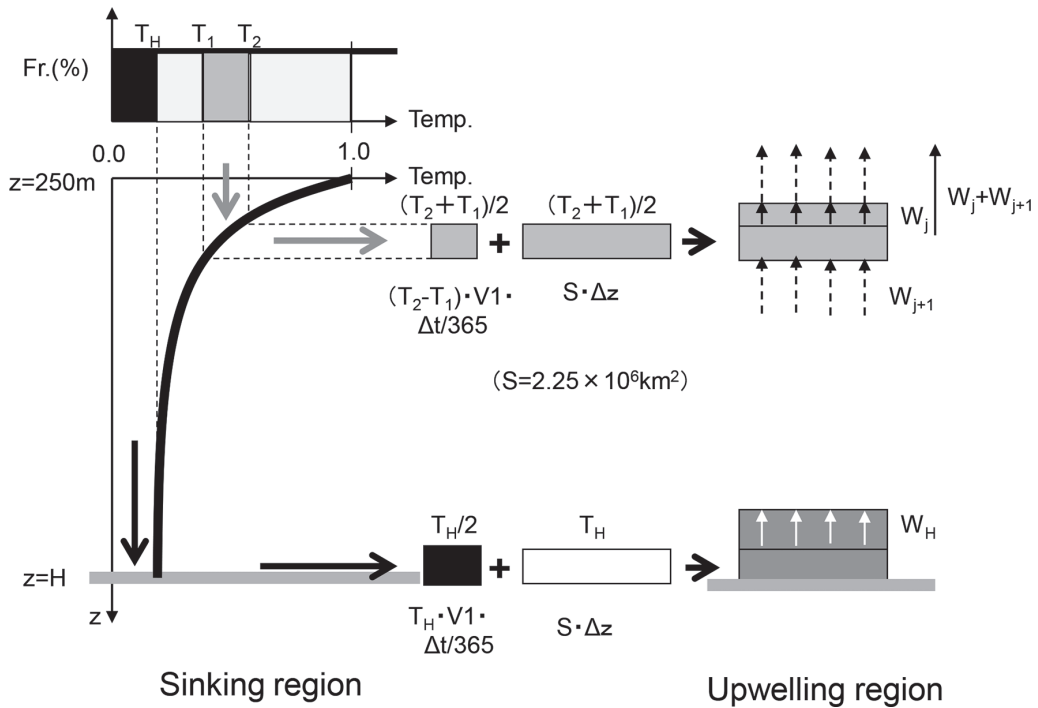


Fig. 3. Schematic configurations of the water temperature frequency distribution map of sinking surface water in the range from 0 to 1°C and the vertical profile of water temperature from a depth of 250 m to the sea bottom (left panel showing the sinking region), and both lateral mixing and vertical advection processes in the vertical one dimensional model (right panel showing the upwelling region).

る沈降量から計算された水温 $T(z,t)$ と鉛直流 $W(z,t)$ が本モデルの強制力となる。

同時に、湧昇域では下記の鉛直一次元の移流拡散方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(wT)}{\partial z} = Kz \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

を差分化した方程式に支配されると考える。すなわち、沈降量から計算された $T(z,t)$ と $W(z,t)$ を初期値として (1) 式に与え、微小時間 Δt 後に求まる新たな水温プロファイル $T(z,t+\Delta t)$ に、再び、沈降水の挙動が影響される。このモデルの深層水の加熱源は上端のみ、冷却源は海底のみとなり、それ以外の領域は上方からの熱拡散と鉛直上向き流による低温水の移流として寄与することになる。水温の境界条件は、Fig. 2 の観測結果を参考にして、 $T(250 \text{ m}, t) = 1^\circ\text{C}$ の固定値、海底は断熱条件 ($\partial T/\partial z = 0$) とした。計算条件は時間刻みを $\Delta t = 1$ 日、初期値は全水深で $T(z, 0) = 1^\circ\text{C}$ とし、十分定常状態となる 5000 年まで数値積分を行った。計算結果は、この定常値を用いた議論となる。

平均年齢 τ_a の定義は Takeoka (1984) に従い、下記の式で計算される (詳細な説明は付録 C を参照)。

$$\tau_a = \int_0^\infty \tau \varphi(\tau) d\tau = \int_0^\infty r(\tau) d\tau \quad (2)$$

ここで、 τ は年齢、 $\varphi(\tau)$ は年齢組成 (年齢分布関数)、 $r(\tau)$ は初期に与えた物質の残余関数である。平均年齢 τ_a の計算方法は、定常計算後の鉛直移流 $W(z)$ と水温 $T(z)$ を固定値として、各水深の沈降量 (水温値に依存) に比例配分した濃度を初期値として投入する。その後、無限大

時間に相当する 8,000 年間の数値計算を行い、この期間における規格化した濃度の残余関数 $r(\tau)$ を水深毎に求め、(2) 式より平均年齢 τ_a を計算した。

定常計算の結果

はじめに、二つの未知パラメータである沈降率 $p = 1 \sim 10\% \text{yr}^{-1}$ と鉛直拡散係数 $Kz = 0.5 \sim 5 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$ の範囲において、あらゆる組み合わせの定常計算を行い、水深 2,000 m の定常値を代表として、Fig. 4 の (a) に水温、(b) に平均年齢を示した。水深 2,000 m を選んだ理由は、この水深が底層水と深層水の境界にほぼ位置し、多くの既往研究において提示された底層水上面の平均滞留時間に相当するためである。既往研究や Fig. 2 にも示されたように、水深 2,000 m 前後の水温値は 1970~2000 年の時期で $0.04 \sim 0.08^\circ\text{C}$ の範囲にあり、この水温範囲を Fig. 4(a) に灰色領域で示した。この灰色領域内で p と Kz の組み合わせを選択すれば、観測に似た水温プロファイルを得ることができる。ここでは、 Kz の大きさを基準 (ケース毎に値が半減) に 4 つの組み合わせを選び、図中の丸印で示したように、ケース A ($Kz = 4 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$, $p = 8.0\% \text{yr}^{-1}$)、ケース B ($Kz = 2 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$, $p = 4.0\% \text{yr}^{-1}$)、ケース C ($Kz = 1 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$, $p = 2.5\% \text{yr}^{-1}$)、ケース D ($Kz = 0.5 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$, $p = 1.1\% \text{yr}^{-1}$) と名付けた。(a) 図の等温線上の水温プロファイルは全く同じとなるため (ここでは示さない)、水温プロファイルではケース A~D の区別はつかない。ところが、ケース A~D の組み合わせを (b) 図の平均年齢でみると、100 年弱から 500 年強の範囲で大きく異なっている。これは 4 ケースで水温プロファイルが全く同じでも、各ケースで

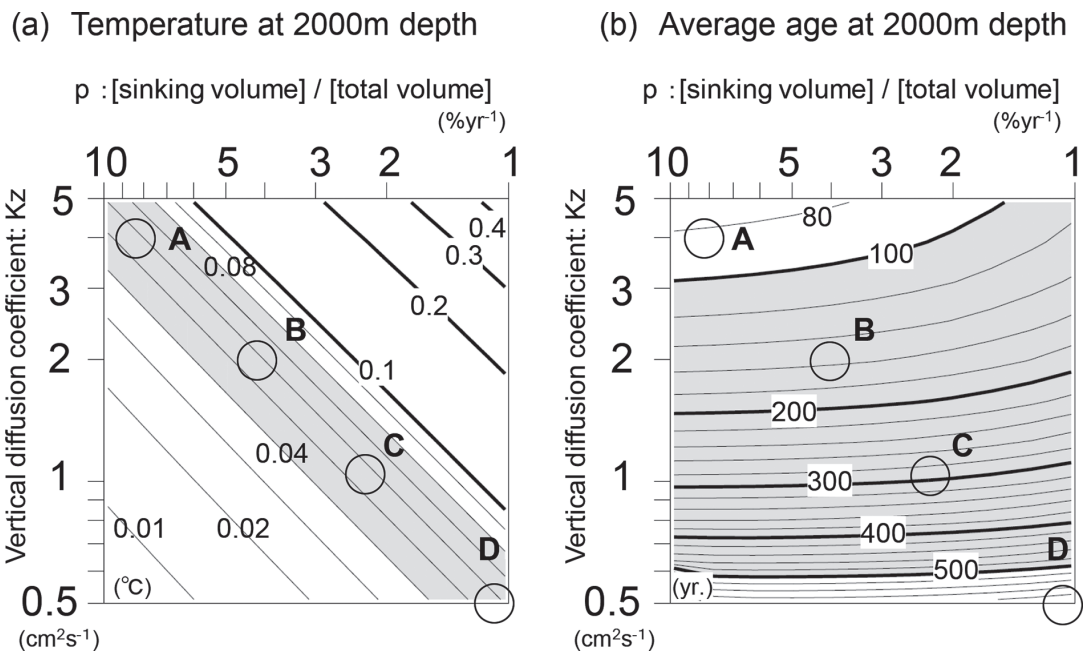


Fig. 4. Distribution maps of (a) water temperature and (b) average age at the depth of 2,000 m in all combinations of sinking rate p in the range 1 to $10\% \text{yr}^{-1}$ and vertical diffusion coefficient Kz in the range 0.5 to $5 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$.

は鉛直循環流の強さが異なることを示す。また、(b) 図の等年齢線はほぼ水平方向に寝ており、平均年齢を左右する主なパラメータは横軸の p ではなく、縦軸の Kz であることがわかる。これは、 Kz 一定で p が大(小)であるとき、底層水温が下降(上昇)するため、底層へ沈降する水量の割合は少なく(多く)なり、結果として、 p が変化しても底層へ沈降する水量は大きく変化しない(底層を経由する鉛直循環流の強さは大きく変化しない)ことが原因である。

次の問題は、鉛直循環流の強さが異なるケース A~D のどの組み合わせが現実的なのか、である。その組み合わせを決定するために、Fig. 5 に示した $\delta^{14}\text{C}$ の観測結果を利用した。大気中の $\delta^{14}\text{C}$ は 1960 年代から始まる核実験により急増し、1970 年以降はゆっくりとした減少傾向にある。そこで、Fig. 6 に示すように、1960 年以前は $\delta^{14}\text{C} = -50\text{‰}$ の一定値と仮定し、1960~1970 年の 10 年間で 100‰ まで線形急増加、1970~2000 年の 30 年間で 75 ‰ まで線形緩減少する $\delta^{14}\text{C}$ の時間変化をモデルの沈降水に与え、最近 40 年間(値出力 0 年を 1960 年とし、40 年目の 2000 年まで)の時間変化を調べた。このモデル計算を実効するためには、相対比の値である $\delta^{14}\text{C}$ から炭素量 $[14\text{C}]$ への換算が必要となる。まず、 $\delta^{14}\text{C}$ は下記の式で定義される。

$$\delta^{14}\text{C} = \left\{ \frac{(14\text{C}/12\text{C})_m - (14\text{C}/12\text{C})_{\text{std}}}{(14\text{C}/12\text{C})_{\text{std}}} \right\} \times 1000 \quad (3a)$$

$$(14\text{C}/12\text{C})_{\text{std}} = \frac{1.276 \times 10^{-12}}{0.98} \approx 1.276 \times 10^{-12} \quad (3b)$$

ここで、 12C は炭素 12 量、下付き m は観測値、下付き std は標準値を示す。現状の総二酸化炭素量 ΣCO_2 のオーダー (10^{-12}) を適当に仮定し、(3a) 式と (3b) 式を用いれば、下記の近似的な炭素量 $[14\text{C}]$ 換算式を得る。

$$[14\text{C}] = \Sigma\text{CO}_2 \times (14\text{C}/12\text{C})_m \approx \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right) \times 1.276 \quad (4)$$

$\delta^{14}\text{C}$ 再現のために使用する鉛直移流 $W(z)$ と水温鉛直プロファイル $T(z)$ は、先のモデルで計算した各ケースの定常値である。水温プロファイルは一定であるため、沈降水量の水深分布を予め見積もることができる。いま、任意の水深 z の鉛直格子幅 Δz ($=10\text{ m}$) における湧昇域の体積を v 、この水深への 1 日当たりの沈降水の体積を v_1 とすると、(4) 式を用いて換算される沈降水の炭素量 $[14\text{C}(t)]_{\text{sink}}$ と湧昇域の炭素量 $[14\text{C}]$ との時間刻み Δt ($=1\text{ 日}$) における瞬間的な水平混合は

$$\frac{v_1(z) \times [14\text{C}(t)]_{\text{sink}} + (v - v_1(z)) \times [14\text{C}]}{v} \rightarrow [14\text{C}] \quad (5)$$

の体積加重平均から計算される。湧昇域における炭素量 $[14\text{C}]$ の鉛直一次元移流拡散モデルには放射性による減衰項が加わるので、

$$\frac{\partial [14\text{C}]}{\partial t} + \frac{\partial (w[14\text{C}])}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 [14\text{C}]}{\partial z^2} - \lambda [14\text{C}] \quad (6)$$

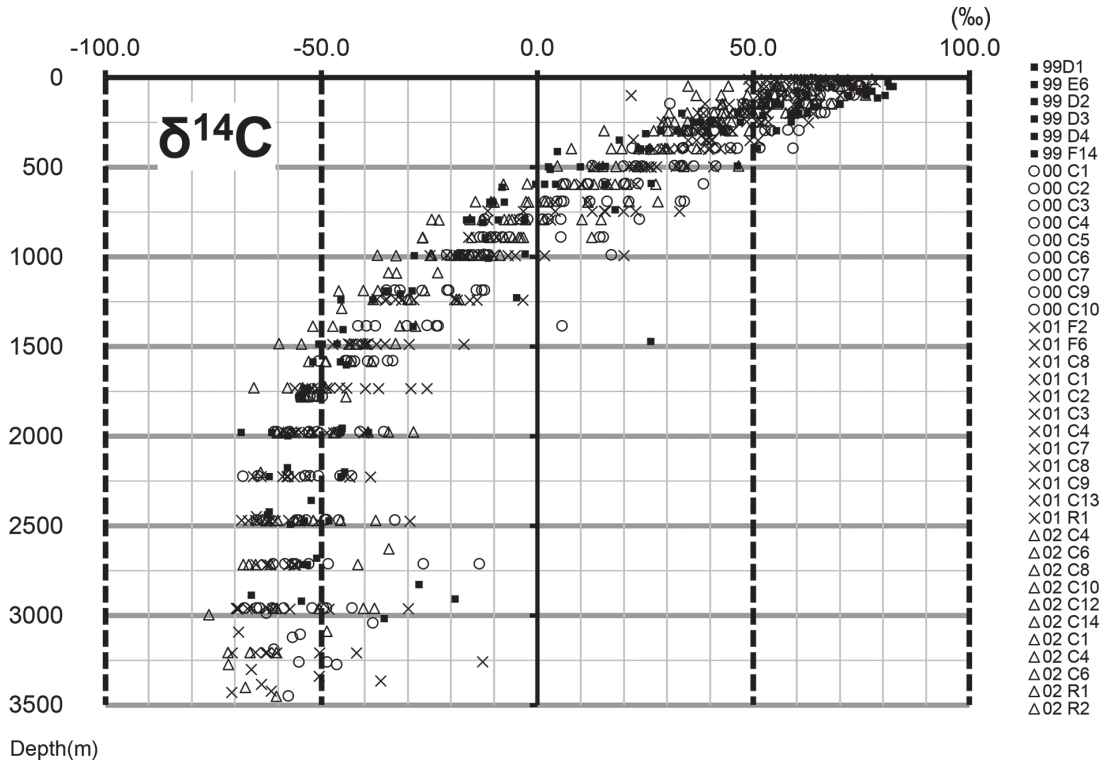


Fig. 5. Vertical distributions of $\delta^{14}\text{C}$ obtained at all hydrographic stations, which are displayed with different symbols for each observation year.

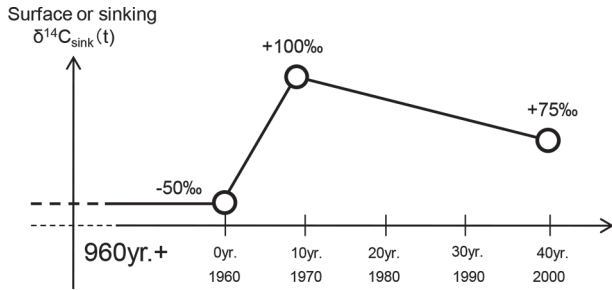


Fig. 6. Model trends of surface $\delta^{14}\text{C}$ variation. The surface $\delta^{14}\text{C}$ level is assumed to have rapidly increased from 1960 to 1970 by frequent nuclear explosion tests and slowly decreased after 1970.

で表わされ、ここで $\lambda (= 3.214 \times 10^{-7} \text{ d}^{-1})$ は放射性炭素の半減期 (5730 年) に相当する減衰係数である。数値計算は (5) 式と (6) 式が交互に繰り返される。境界条件は

水深 $z = 250 \text{ m}$ で時間変化する炭素量 $[14\text{C}(t)]_{\text{sink}}$ を与え、海底 ($z = 3,000 \text{ m}$) では鉛直濃度勾配が常に零とした。計算条件は $\delta^{14}\text{C}_{\text{sink}} = -50\text{‰}$ とした 960 年間の定常計算後、 $\delta^{14}\text{C}_{\text{sink}}$ が可変となる 40 年間を加え、合計 1,000 年の数値積分となる。なお、計算された炭素量 $[14\text{C}]$ は換算式 (4) を用いて $\delta^{14}\text{C}$ へ再変換し、Fig. 5 の観測結果と比較できるようにした。

4 ケース毎に計算した最後の 40 年間における 10 年毎 (0, 10, 20, 30, 40 yr) の $\delta^{14}\text{C}$ 鉛直プロファイルと定常状態における各ケースの平均年齢 τ_a の鉛直分布を Fig. 7 に示す。 $\delta^{14}\text{C}$ の観測結果 (Fig. 5) と本モデル結果 (Fig. 7 右側) を比べると、40 年程度では日本海の海水が完全混合できないため、観測の下限値は少なくともモデルの 0 yr プロファイル以上であり、観測値のバラツキは 0~40 yr プロファイルの間にあるとみるべきであろう。このような見方をした場合、4 つの組み合わせの中では、観測結

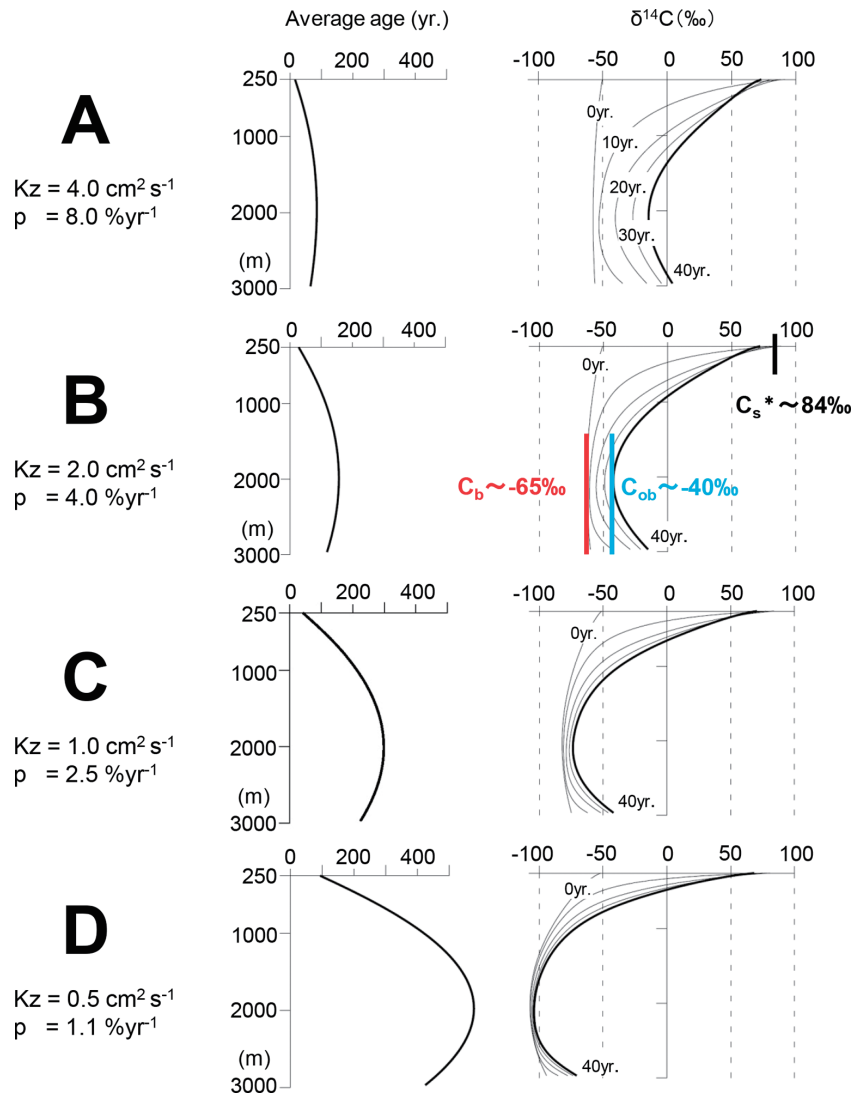


Fig. 7. Vertical profiles of average age at the steady state (left panels) and $\delta^{14}\text{C}$ every 10 years since 1960 (right panels) in four cases from A to D.

果の定量的なバラツキに最もよく似ているケース B の組み合わせ ($p = 4\% \text{yr}^{-1}$, $Kz = 2 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$) が妥当と判断される。ただし、有機物の分解や炭酸カルシウムの溶解による炭素の寄与を考慮すれば (本モデルでは考慮されていない)、定性的にはあるが、小さな Kz であるケース C の条件でもケース B に似た結果が得られるかもしれない。もし、そうであったとしても、 Kz は $1 \sim 2 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$ のオーダーと判断される。ケース B の平均年齢 τ_a は最大でも 160 年 (水深 2,000 m 付近) であり、1,000 m 以浅では 50 年を切る。この年齢は既往研究が提示した平均滞留時間 (数百年) に比べると小さな値である。

我々が妥当と判断したケース B の定常に至る計算過程を Fig. 8 に示し、鉛直循環の様子を概算値であるが定量的に記述する。Fig. 8 の水深-時間イソプレット図の (a) は水温、(b) は沈降水割合、(c) は鉛直流速、それぞれの 5,000 年間の時間変化であり、右側に定常値の鉛直プロファイルを示した。まず、ケース B のパラメータでは 1,000 年程度ではほぼ定常状態に達していることがわかる。(a) 図の定常水温プロファイルは Fig. 2 に赤実線で示した最終的な再現結果と同じものであり、指数関数的なプロファイルに見えるが、緒言でも記述したように、そうではない。(b) 図は沈降率 $p = 4\% \text{yr}^{-1}$ のうち、その 3.9% ほどが海底までいっきに沈降し、残りのほとんどは水深

1,000 m 以浅の沈降であることを示す。逆に言えば、水深 1,000 m くらいから海底直上までは水温鉛直勾配が非常に小さいため、表層冷却水がほとんど沈降できない水深帯であることを示す。これは、日本海の鉛直循環が海底を経由する弱い鉛直循環と水深 1,000 m 以浅までの強い鉛直循環の大きく二つの循環パターンで構成されていることを意味する。このような循環パターンを鉛直流速として表現したのが (c) 図であるが、鉛直上向きの鉛直流速 W は水深の増加とともに減少し、1,000 m 以深の流速は $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ オーダとなる。モデル日本海の深層全体積 (1°C 以下の領域) は $V = 1.0 \times 10^6 \text{ km}^3$ なので、 1°C 以下の深層域に沈降する海水量は、 $V \times 4.0\% \text{yr}^{-1} \sim (1.0 \times 10^6 \text{ km}^3) \times 0.04 \text{ yr}^{-1} = 4.0 \times 10^4 \text{ km}^3 \text{yr}^{-1}$ となる。これを海流等に用いられる流量に換算すると 1.3 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$) にもなり、オーダ的には対馬暖流の流入量 ($2 \sim 3 \text{ Sv}$) に匹敵する量が沈降 (もしくは湧昇) していることになる。海底にまで達する沈降率は $3.9\% \times 4.0\% \text{yr}^{-1} = 0.156\% \text{yr}^{-1}$ となり、海水量に換算すると $V \times 0.156\% \text{yr}^{-1} = 1.56 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{yr}^{-1} (\sim 0.05 \text{ Sv})$ となる。この海水量は、Gamo and Horibe (1983) が炭素収支から見積もった底層水への供給量 $1.3 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{yr}^{-1}$ とも矛盾しないオーダの値である。

平均年齢は初期に与えた物質の減り方 (残余関数また

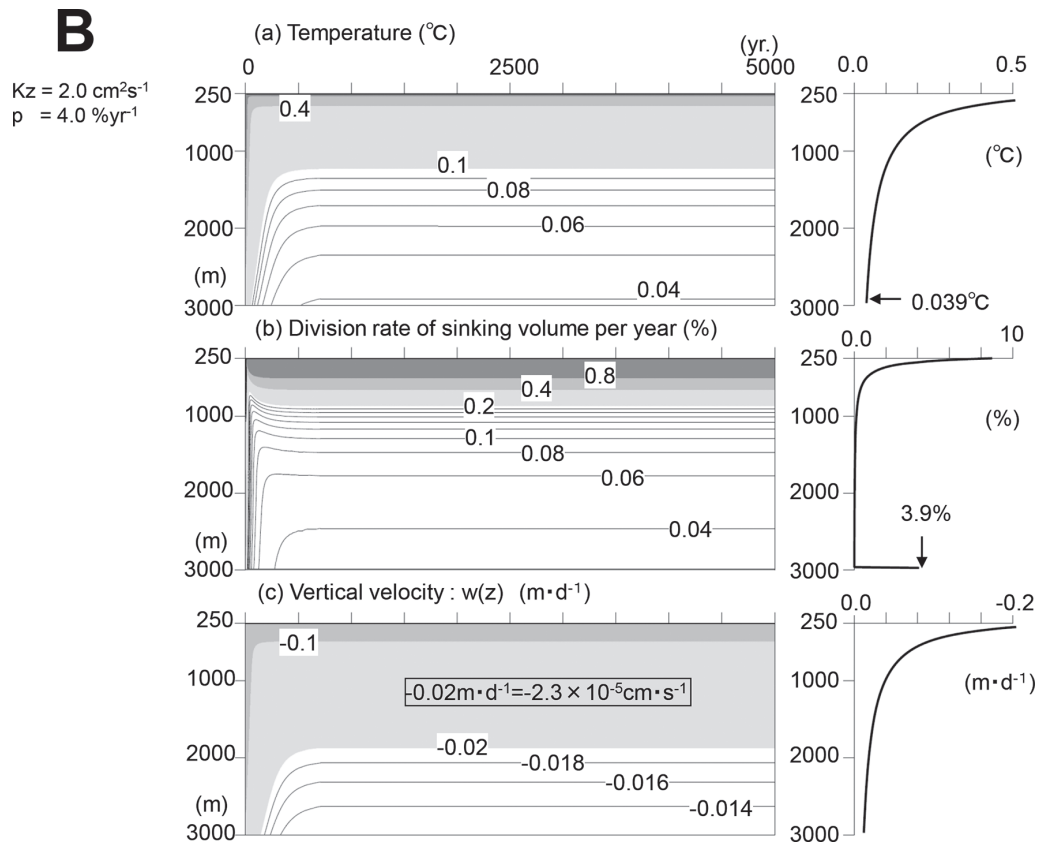


Fig. 8. Time change of vertical distributions for (a) water temperature, (b) division rate of sinking volume per year and (c) vertical velocity (left panels), and their vertical profiles at the final steady state (right panels) in the case B.

は年齢組成分布) から見積もられるため、領域内の物質が入れ換わる能力を正しく表現できる時間指標である (Takeoka, 1984, または付録 B・C を参照)。一方、平均滞留時間は領域内全体の物質を対象としているのではなく、新たに入ってきたもの (または、出ていったもの) を対象とした時間指標である (武岡, 1981)。それゆえ、定常状態における平均滞留時間は、対象物質の総量 (M_0) を流入流出量 (F_0) で割った置換時間 ($\tau_0 = M_0/F_0$) に等しくなる (数学的な証明は付録 C の (A10) 式を参照)。そこで、ケース B のモデル結果を使って、(平均年齢ではなく) 平均滞留時間を見積もってみよう。例えば、 1°C 以下の深層全領域を対象にした場合の平均滞留時間 (置換時間) は、沈降率 p の単純な逆数なので、 $(4\%\text{yr}^{-1})^{-1} = 25$ 年となる。一方、 $2,000$ m 以深の底層水領域を対象にした場合の平均滞留時間 (置換時間) は、 $2,000$ m 以深の体積 ($M_0 \sim V \times 1,000 \text{ m}/2,750 \text{ m} = 3.6 \times 10^3 \text{ km}^3$) を海底に沈降した海水量 ($F_0 = 1.56 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$) で割ることで得られ、 $\tau_0 = 230$ 年となる。また、既往研究で紹介した放射性同位体を用いた計算例として、ケース B の $\delta^{14}\text{C}$ 計算値から置換時間 τ_0 を求める方法 (Gamo and Horibe, 1983) を付録 A に示しておくが、似たような置換時間 ($\tau_0 = 240$ 年) が得られる。前者の 25 年は $1,000$ m 以浅までの強い鉛直循環を主に反映した値、後者の 230 年は海底を経由する弱い鉛直循環を反映した平均滞留時間 (置換時間) で

あると解釈される。

本モデル (B ケース) の水深 $2,000$ m における平均年齢が 160 年、同水深で見積もった平均滞留時間 (置換時間) が 230 年となる結果は矛盾ではなく、定義された時間指標が異なることを原因とする。いずれも年単位の数字で表現されるが、何を意味する時間指標であるかの認識が研究者間でも異なる場合がある。そこで、本論で使用した平均滞留時間 τ_0 、置換時間 τ_0 、平均年齢 τ_a の 3 者の関係について、理解の齟齬を避けるため、付録 B では人口論の考え方をを用いて、付録 C では海水交換の概念を用いて整理しておく。

沈降率 p の周期変動による水温 T と溶存酸素量 DO のモデル応答

近年の日本海深層水の状況を経年的な時系列として判断できる海洋観測データは、水温 T と溶存酸素量 DO に限られる。これらのデータを長期トレンドでみた場合、 T 上昇と DO 低下が連動していることから、近年、深層水の形成が弱まっていることが示唆されている (例えば、Gamo et al., 2014)。また、これらの長期トレンドには数年～十年スケールの変動も重なっている。本節では、 DO の鉛直分布を大雑把にでも再現できるモデル開発を試みる。先に紹介した、海水が沈降できる水深が時々刻々

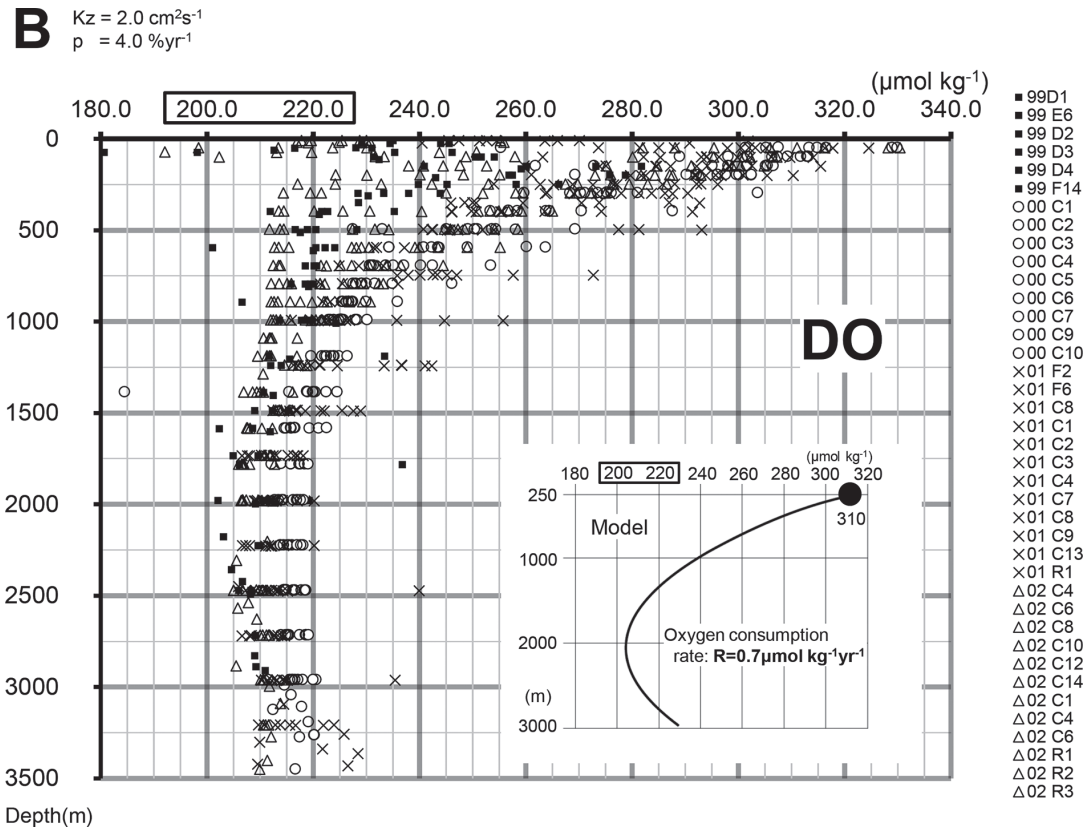


Fig. 9. Vertical distributions of dissolved oxygen (DO) obtained at all hydrographic stations, which are displayed with different symbols for each observation year. The lower right figure is the model result with $R = 0.7 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$.

変化する水温鉛直プロファイルで決定される鉛直多層ボックスモデルと並列させて、次式で表現される DO の鉛直一次元移流拡散方程式を結合する。

$$\frac{\partial[DO]}{\partial t} + \frac{\partial(w[DO])}{\partial z} = Kz \frac{\partial^2[DO]}{\partial z^2} - R \quad (7)$$

鉛直拡散係数は概算値として妥当と判断した $Kz = 2 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ の一定値を用い、鉛直流速は水温モデルから計算される時間変化する $W(z, t)$ 値を用いた。(7) 式を導入したため、新たに加わった未知のパラメータが酸素消費率 R である。深層で観測された DO 低下率 ($0.4 \sim 1.0 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) は供給と消費の結果であり、これは正味の酸素消費率ではない。そこで、正味の酸素消費率 R を概算することを目的に、妥当と判断したケース B のパラメータ値 (p と Kz) と沈降水の溶存酸素量 $\text{DO}_{250\text{m}} = 310 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ を固定値とした定常計算を別途実施した (ここでは示さない)。その結果、観測された DO 鉛直プロファイルをほぼ再現できる R 値を試行錯誤で求め、 $R = 0.7 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ を得た (Fig. 9 右下のモデル結果を参照)。以下のモデル計算では、この R 値に加え、 Kz と $\text{DO}_{250\text{m}}$ を固定値として扱っている。

DO 観測値は近年の約 50 年間に限られており、その時系列は線形トレンド的な DO 減少に 10 年スケール変動が重なっているようにみえる。線形トレンドは数十年周期以上の長期変動の存在を示唆しているが、その時間スケールはわからない。そこで、次式で表現される沈降率 $p(t)$ を適当に周期変動 (ω は周波数) させたモデル計算を行った。

$$p(t) = 4 \cdot \sin(\omega t) + 4 \quad (8)$$

この式で表現される沈降率の周期強制は、平均値が $p = 4\% \text{ yr}^{-1}$ 、全振幅が $0 \sim 8\% \text{ yr}^{-1}$ の範囲で変化する。この沈降率の変動幅には全く根拠がないので、計算結果の定量性は信頼できず、定性的な振幅や位相関係のみの議論となる。なお、沈降率が大きい期間は寒い (Cold) 冬の継続期間、沈降率が零付近の期間は暖かい (Warm) 冬の継続期間に対応する、と考えている。強制した変動周期は (1) 10 年スケール変動を想定した $\omega^{-1} = 2\pi/15.625$ 年周期と (2) 中世の小氷期から現代の地球温暖化 (長期トレンド) を想定した $\omega^{-1} = 2\pi/1,000$ 年周期の極端な 2 ケースである。

本モデルには沈降率の強制周期の他に、応答時間が異なる 3 つの時間スケールが混在している。まず、本モデルは冷却 (沈降率) 増加期に上向き鉛直移流が水温下降を支配し、冷却減少期に下向き鉛直拡散が水温上昇を支配する。その上向き移流時間スケールは $H/w \sim (2,750 \text{ m}) / (0.02 \text{ m d}^{-1}) \sim 380$ 年程度、下向き拡散時間スケールは $H^2/Kz \sim (2,750 \text{ m})^2 / (2 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}) \sim 1,200$ 年程度である。この 2 つの時間スケールと沈降量の大きさから、最大平均年齢の 160 年が求まっている。そして、DO 応答には酸素消

費の時間スケール $\text{DO 値}/R \sim (200 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}) / (0.7 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}) \sim 290$ 年程度の時間スケールが加わり、DO の経年変化の解釈はさらに複雑となる。なお、この消費時間スケールは、もし沈降が完全停止したならば、300 年前後で日本海深層は無酸素化することを意味する。

日本海深層全体を 1 ボックスと考え、上述の移流時間 380 年、拡散時間 1,200 年、最大平均年齢 160 年という応答時間スケールを一つの減衰パラメータ r^{-1} (単位は年) で代表させたとき、水温場の変動成分 T' は下記の線形応答システム (減衰を伴う周期強制) 問題に単純化される。

$$\frac{dT'}{dt} = -rT' + p_0 \sin(\omega t) \quad (9)$$

ここで、 p_0 は沈降量の大きさに比例した適当な強制振幅値、 ω は強制周波数である。この式の解は

$$T' = \frac{p_0}{\sqrt{\omega^2 + r^2}} \sin(\omega t - \theta) \quad (10)$$

$$\theta = \tan^{-1}\left(-\frac{\omega}{r}\right)$$

である。この解は、 $\omega \gg r$ (応答時間 r^{-1} よりも強制周期 ω^{-1} が十分に短い) とき、応答の振幅は十分に小さくなり、強制に対する応答の位相差は 90 度に近づくことを予測する。逆に、 $\omega \ll r$ (応答時間 r^{-1} よりも強制周期 ω^{-1} が十分に長い) とき、応答の振幅は p_0/r の定数値に収束し、強制に対する応答の位相差は零に近づくことを予測する。前者の例が 10 年スケール強制的 Case 1、後者の例が 1,000 年スケール強制的 Case 2 に対応する。

これら極端な 2 ケースのモデル結果を Fig. 10 の (a) と (b) に示す。はじめに、(a) 図に示した短周期強制である Case 1 ($\omega^{-1} = 2\pi/15.625$ 年) の T と DO の応答特性からみる。(10) 式の解析解 ($\omega \gg r$) が予測するように、強制境界条件に近い上部付近と海底付近を除いた中深層に限り、応答振幅が比較的小さく、強制に対する応答の位相遅れは約 90 度になっている。例えば、沈降率極大期 (寒い冬の Cold 期) から 90 度 (約 4 年) 遅れて、 T は極小 (黒丸)、 DO は極大 (白丸) となる。このケースは応答振幅が十分に小さいため、線形システムに近い正弦関数的な応答変動を示している。

一方、(b) 図に示すように、強制周期が応答時間スケールよりも十分に長い Case 2 ($\omega^{-1} = 2\pi/1,000$ 年) では、Case 1 に比べて応答振幅が大きくなり、線形システムでは説明できない特徴的な位相関係を示すようになる。まず、正弦関数の沈降率強制に対して、 T の振幅は正弦関数から大きくずれた急増急減の変化を示し、強制に対する T の位相遅れは平均年齢の 160 年 (50 度) 付近にある。最も興味深い結果は、 DO 応答が示す長期 (約 750 年) の DO 減少と短期 (約 250 年) の DO 増加である。これは DO 極大 (白丸) が沈降率極大 (寒い冬の Cold 期) より約 200 年 (約 70 度) も前にあることが主な原因である。こ

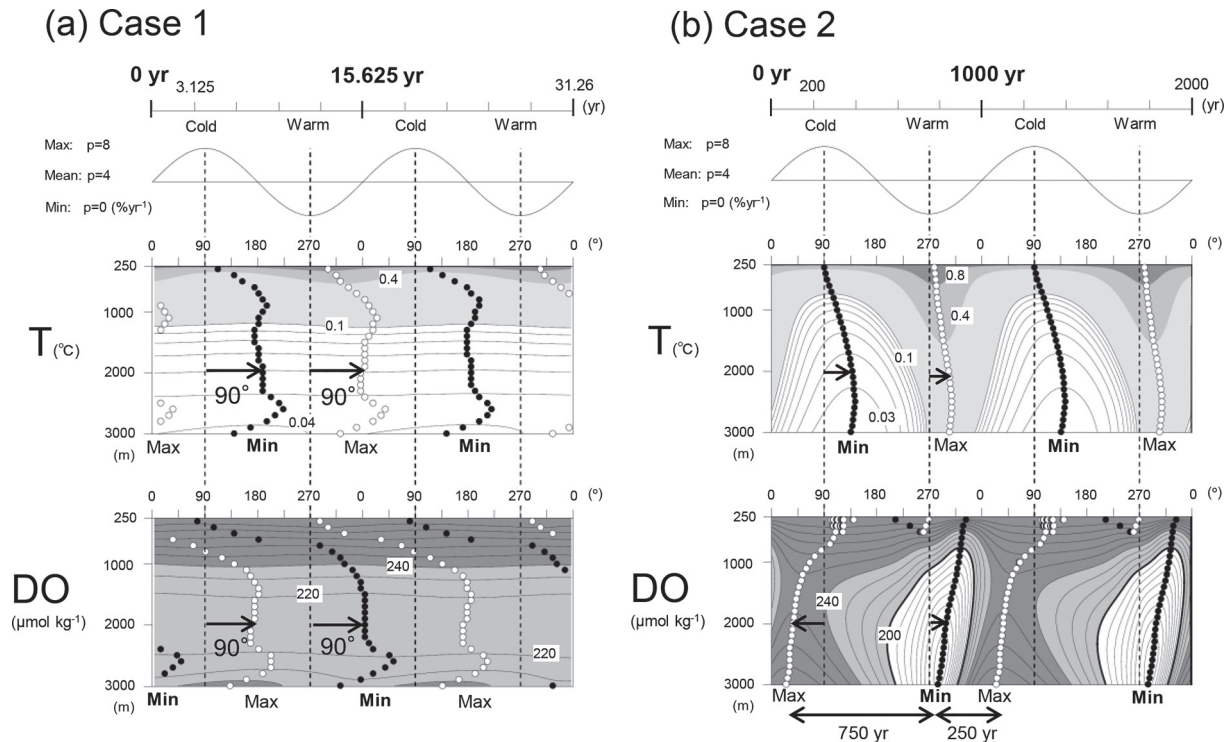


Fig. 10. Time change of vertical distributions for water temperature (T) and dissolved oxygen (DO), which are responded by sinusoidal change of sinking rate p . Panels (a) and (b) correspond to the cases with 15.625 year and 1,000 year period, respectively. Since the scale of p is arbitrary, we only have to pay attention to the phase relationship between T and DO with respect to p .

の理由は次のように考えられる。沈降率減少期(寒い冬の Cold 期から暖かい冬の Warm 期の間)は沈降量の減少により、水温下降を支配する上向き鉛直移流が減少し、加えて、沈降率極大後に形成された大きな水温鉛直勾配によって下向きの鉛直熱拡散が大きくなる。それゆえ、この時期の水温 T は急速に上昇する。この急速な T 上昇こそが沈降率極大期(寒い冬の Cold 期)よりも前にもかかわらず、海底まで達する沈降量が増加した(DO 極大となった)原因である。そして、DO 極大期は急速な T 下降の時期に対応しており、このとき、大きな沈降量があったことを示す。この結果は、海底まで達する沈降量の大きさは海面冷却の大きさではなく、海底付近の底層水がどの程度暖まっているかに依存していることを示す。言い換えれば、底層水が暖まっていれば、寒い冬の年(時期)でなくとも、表層水が海底まで沈降できる可能性がある。その後、沈降率極大期(寒い冬の Cold 期)を迎えて沈降量は確かに極大となるが、海底付近はそれ以前において、すでに低温化しているため、沈降水は中層付近に集中し、海底まで達する沈降水はむしろ少なくなっている。

このように、海底付近にまで達する沈降水の量や時期は海面冷却の大きさのみでなく、過去の履歴により時々刻々変化する水温プロファイルに大きく依存している。なお、長期の DO 減少期の前半と後半で DO 減少率が異

なっている。前半は沈降率極大付近であり、沈降水供給が相対的に多いために、DO 減少率は比較的小さい。一方、後半は沈降率極小期に近付くために沈降水供給が減少し、それゆえ、正味の酸素消費率に近い大きな速度で DO が減少している。

まとめと考察

緒言に挙げた 3 つの問に対する回答を提示し、本研究のまとめとする。(1) 日本海深層水の海水年齢(最大で平均年齢 160 年)を決める主要因は沈降量ではなく、鉛直拡散係数の大きさにある。(2) その深層域の鉛直拡散係数の大きさは、炭素同位体 $\delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布を再現できたモデル結果をもとに、 $2\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ 程度であろうことが推定された。(3) この係数を用いると、 1°C 以下の深層へ沈降する海水量は約 1.3 Sv (対馬暖流の流量に匹敵)、海底まで至る海水の沈降量は 0.05 Sv 程度と概算された。

実際に観測されている線形的な DO 減少トレンドは数百年から千年の時間スケール(中世の小氷期から近年の地球温暖化)の海面冷却減少が原因と考えられ、それを沈降率の長周期強制で表現した追加実験を行った。その結果、正弦関数の沈降率を周期強制(1,000 年周期)しているにもかかわらず、長期(750 年)の DO 減少と短期(250

年)のDO増加となる非対称な応答が示された。これは海底付近にまで達する沈降水の量や時期は海面冷却(沈降率)の大きさのみでなく、過去の履歴により時々刻々変化する水温プロファイルに依存していることを示唆する。ただし、実際に観測される底層水の水温は鉛直的にはほぼ一様状態を保ったまま上昇し続けているのに、本モデルではそれが再現されていない。最近、そのような水温上昇量を定量的に説明するためには、上方からの熱拡散だけでは足りず、海底からの地殻熱流量(Geothermal heating)が必要であることが指摘されている(例えば、Matsuno et al., 2015; 庄司ほか, 2015)。すなわち、加熱の供給源が海底にもあり、その鉛直対流による混合水こそが水温上昇する底層水の正体である、という指摘である。さらに、庄司ほか(2015)の地殻熱強制実験では、深い日本海盆と浅い大和海盆で形成された両底層水の水温差を駆動力とした交換密度流が両海盆間の浅瀬上で生じ、その浅瀬水深(水深2,500 m前後)が底層水(混合水)と深層水(弱く成層)の境界水深を決めている可能性を指摘している。本研究のモデルでは海底加熱や底層水の水平密度流を考慮しておらず、今後は、それらの効果を取り入れたモデルの高度化を図り、海水年齢の再検討が必要と考える。

謝 辞

本研究で使用したポテンシャル水温・炭素同位体・溶存酸素量の貴重な観測資料を快く提供して頂いた国立研究開発法人日本原子力研究開発機構「原子力科学研究所」の皆様、心よりお礼申し上げます。なお、本研究の一部は、環境省環境研究総合推進費(A-1002:日本海深層の無酸素化に関するメカニズム解明と将来予測)の補助を受けた。本論を改訂するにあたり、査読者から有益なコメントを頂き感謝致します。

付録A Gamo and Horibe (1983)による底層水の置換時間 τ_0 の求め方

この計算には、Fig. 7のケースBに示した3つの $\delta^{14}\text{C}$ 値を用いる。時刻 $t = 40 \text{ yr}$ の底層付近の $\delta^{14}\text{C}$ 値を C_{ob} ($= -40\text{‰}$)、時刻 $t = 0 \text{ yr}$ の底層付近の $\delta^{14}\text{C}$ 値を C_b ($= -65\text{‰}$)、定常的に海底まで沈降する表層水の $\delta^{14}\text{C}$ 平均値を C_s^* ($= 84\text{‰}$)とする。まず、日本海深層水の置換時間が放射性炭素の半減期(5,730年)よりも十分に小さいと仮定し、40年間では $\delta^{14}\text{C}$ 値が保存量として扱える、という近似を行う。未知の置換時間を τ_0 とすると、 $\Delta t = 40 \text{ 年間}(= 40 \text{ yr} - 0 \text{ yr})$ に底層へ沈降できる表層水 C_s^* の割合は、置換時間 τ_0 のうち、その Δt 年分が交換するので、 $\Delta t/\tau_0$ 割合となる。よって、残りの $1 - \Delta t/\tau_0$ 割合は、時刻 0 yr における海水 C_b の残留を意味する。本モデルでは両海水が瞬時に水平混合するので、40年間の海水混合

の計算結果が C_{ob} になる、と解釈される。このような関係を数式で表現すると次式になる。

$$C_b \left(1 - \frac{\Delta t}{\tau_0}\right) + C_s^* \left(\frac{\Delta t}{\tau_0}\right) = C_{ob} \quad (\text{A1})$$

この(A1)式を、未知数 τ_0 を求める式に変形して、ケースBの各計算値を代入すると

$$\tau_0 = \frac{\left[\frac{(C_s^*/C_b) - 1}{(C_{ob}/C_b) - 1}\right] \times \Delta t}{\left[\frac{84/(-65) - 1}{(-40)/(-65) - 1}\right]} \times 40 = 240 \text{ yr} \quad (\text{A2})$$

が得られる。このように、半減期の4%程度(240年/5,730年 ~ 0.042)の小さな置換時間が得られ、後付けで、近似式である(A1)式の妥当性が確認される。ただし、求められた置換時間が数百年から千年オーダーまで大きくなった場合には、保存量を仮定した(A1)式の近似は悪くなる。それゆえ、一般には(厳密には)、 $\delta^{14}\text{C}$ 値は半減期を考慮した非保存量のままで海水年齢を見積もる方法(本論のFig. 7を用いた解析方法は、その一例)を採用した方が良いと考える。

付録B 人口論の考え方による3つの時間指標の理解

思考実験的な人間世界を想定し、「ない世(という言葉はないが)」から年率9人が「この世」に加入し(0歳の赤ちゃんが誕生し)、「あの世」へ年率9人が出ていき(死亡して)、「この世」には常に45人がいる、という定常世界を考える。なお、年率9人や総人数が45人という数字には意味がなく、算術計算がし易いという意味しかない。「この世」が常に45人であることは同じであるが、Fig. A1の(a)と(b)の模式図に示すように、年齢組成が異なる(死亡年齢分布が異なる)2つのケースを比較することで、3つの時間指標の相違を理解する。

ケース(a)は0歳で9人/年が誕生し、5歳になると9人/年が死亡するため、年齢分布関数 $\phi(\tau)$ は0.5~4.5歳の各年齢範囲で9名ずつの均等分布、死亡分布関数 $\psi(\tau)$ は0~4歳の各年齢で0人、5歳のみ9人となる。置換時間(turn-over time) τ_0 とは、「この世」の人々が置き換わる時間スケールである。それゆえ、(死亡年齢を考慮せずとも)「この世」の総人数45人を出入りする年率9人で単純に割って、 $\tau_0 = 45 \text{ 人}/(9 \text{ 人/年}) = 5 \text{ 年}$ と計算される。一方、平均滞留時間(average residence time) τ_r とは、「この世」に滞り留まることができる人々の(生きていられる)平均的な時間スケールである。それゆえ、死亡年齢を考慮しなければならなくなり、人口論の場合、「平均滞留時間」は「平均死亡年齢」と考えてもよい。ケース(a)の場合、9人中9人が5歳で死亡することから(または死亡分布関数 $\psi(\tau)$ の期待値から)、 $\tau_r = 5 \text{ 歳} \times (9 \text{ 人}/9 \text{ 人}) = 5 \text{ 年(歳)}$ と計算される。このように、死亡年齢を考慮してもしなくても $\tau_r = \tau_0 = 5 \text{ 年}$ となり、少なくとも本ケー

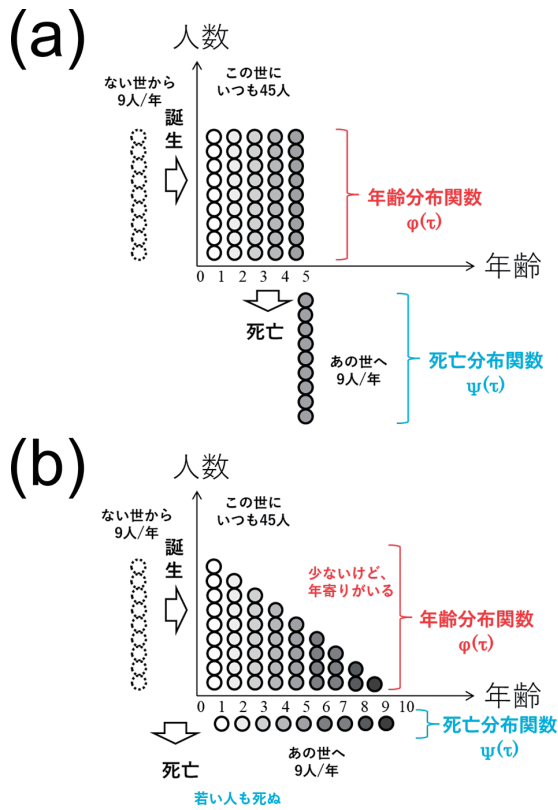


Fig. A1. As the example of thought experiments on population theory, let's consider the following two models of the 45-person stationary world. One is a uniform distribution of age composition in the case (a), and the other is a linear decreasing distribution in the case (b).

スでは、置換時間と平均滞留時間は同じ値になる。平均年齢 (average age) τ_a は年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ の期待値から計算され、 $\tau_a = 0.5 \text{ 歳} \times (9 \text{ 人} / 45 \text{ 人}) + 1.5 \text{ 歳} \times (9 \text{ 人} / 45 \text{ 人}) + \dots$

$+ 4.5 \text{ 歳} \times (9 \text{ 人} / 45 \text{ 人}) = 2.5 \text{ 年 (歳)}$ となり、 $\tau_i = \tau_0 = 5 \text{ 年}$ に比べて小さく、ちょうど半分になる。

ケース (b) は 0 歳で 9 人/年が誕生することはケース (a) と同じであるが、死亡分布関数 $\psi(\tau)$ が異なる。このケースでは年齢毎に 1 名が死亡するとしたので、死亡分布関数 $\psi(\tau)$ は 1~9 歳の各年齢で 1 名ずつの均等分布となる。必然的に、年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ は単純な線形減少分布となり、ケース (a) にはいなかった年寄り (最高齢は 8~9 歳) が存在することになる。まず、置換時間 τ_0 は死亡年齢を考慮しないので、ケース (a) と全く同じ考え方 (計算方法) により、同じ値の $\tau_0 = 45 \text{ 人} / (9 \text{ 人/年}) = 5 \text{ 年}$ である。平均滞留時間 (平均死亡年齢) τ_i は、均等分布の死亡年齢を考慮する。当然、ケース (a) とは異なる計算になるが、その値は $\tau_i = 1 \text{ 歳} \times (1 \text{ 人} / 9 \text{ 人}) + 2 \text{ 歳} \times (1 \text{ 人} / 9 \text{ 人}) + \dots + 9 \text{ 歳} \times (1 \text{ 人} / 9 \text{ 人}) = 5 \text{ 年 (歳)}$ となり、このケース (b) でもケース (a) と同じ関係 $\tau_i = \tau_0 = 5 \text{ 年}$ が得られる。ここで 1 つ目の興味深い知見として、ケース (a) と (b) では死亡年齢分布が明らかに異なるにも関わらず、さらに、その死亡年齢を考慮するか否かにも依存せず、置換時間 τ_0 と平均滞留時間 τ_i は全て 5 年という同じ値になることがわかる。ケース (b) の平均年齢 τ_a は年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ の期待値から計算され、 $\tau_a = 0.5 \text{ 歳} \times (9 \text{ 人} / 45 \text{ 人}) + 1.5 \text{ 歳} \times (8 \text{ 人} / 45 \text{ 人}) + \dots + 8.5 \text{ 歳} \times (1 \text{ 人} / 45 \text{ 人}) = 3.17 \text{ 年 (歳)}$ となり、 $\tau_i = \tau_0 = 5 \text{ 年}$ ととも、ケース (a) の $\tau_a = 2.5 \text{ 年 (歳)}$ と異なる値になる。

以上計算した 3 つの時間指標のうち、どれが人々の入れ替わり具合 (本論の目的では深層水の交換能力) を正しく表現しているのか、を考えてみよう。武岡 (1981) による「真の置換時間: τ_r 」とは (上述の置換時間 τ_0 とは異なるので注意)、人口論に置き換えると、ある時刻に存在していた人々が時間経過とともに「あの世」へ出

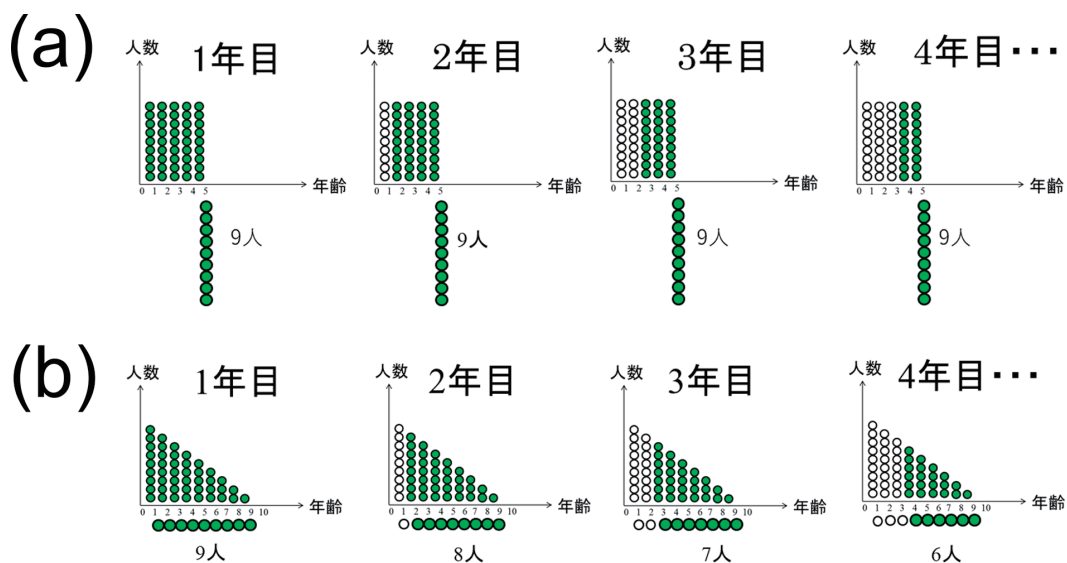


Fig. A2. Yearly change in the age distribution of people who initially existed for the cases of (a) and (b), respectively. Such peoples are schematically indicated by green circles.

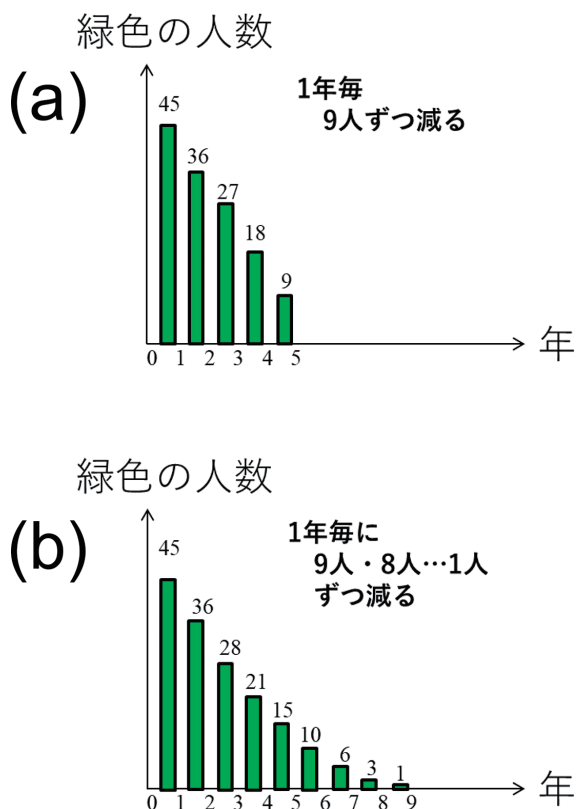


Fig. A3 Residual functions showing how the number of people who initially existed gradually decrease for the cases of (a) and (b), respectively.

て(死亡して)減少していく時間スケールである, と定義される。そこで, 両ケースの年齢分布の1年目の45人全員に(年齢の区別なく)緑色を付け, この緑色の人数が次第に減少していく様子を4年目まで1年毎の模式図としてFig. A2の(a)と(b)に示した。ケース(a)は1年毎に9人ずつ減少, ケース(b)は年が進むにつれて9人, 8人・・・・1人ずつ減少していくことがわかる。Fig. A3の(a)と(b)では, このような減少の様子(緑色の人数)を最終年までの減少関数として表示した。この減少関数を総人数45人で規格化した残余関数 $r(\tau)$ を時間積分すれば, 「真の置換時間: τ_r 」が求められる。ケース(a)では $\tau_r = 0.5 \text{ 年} \times (45 \text{ 人}/45 \text{ 人}) + 1 \text{ 年} \times (36 \text{ 人}/45 \text{ 人}) + 1 \text{ 年} \times (27 \text{ 人}/45 \text{ 人}) \cdots + 1 \text{ 年} \times (9 \text{ 人}/45 \text{ 人}) = 2.5 \text{ 年}$ となつて, この値は先に計算した平均年齢 $\tau_a = 2.5 \text{ 年}$ に等しい。ケース(b)では $\tau_r = 0.5 \text{ 年} \times (45 \text{ 人}/45 \text{ 人}) + 1 \text{ 年} \times (36 \text{ 人}/45 \text{ 人}) + 1 \text{ 年} \times (28 \text{ 人}/45 \text{ 人}) \cdots + 1 \text{ 年} \times (1 \text{ 人}/45 \text{ 人}) = 3.17 \text{ 年}$ となつて, これも平均年齢 $\tau_a = 3.17 \text{ 年}$ に等しい。2つ目の興味深い知見として, まず, $\tau_r = \tau_a$ となることがわかり, 加えて, 3つの時間指標の中では, 平均年齢 τ_a だけが人々の入れ替わり具合の相違(ケース(a)と(b)の相違)を評価できることがわかる。このような理由により, 本研究では日本海深層の海水交換能力を平均滞留時間(または置換時間)ではなく, 各層の残余関数を時間積分した平

均年齢で評価しているのである。

付録C 海水交換の概念による3つの時間指標の理解

本付録では武岡が提示した海水交換の基本概念だけを, 数式を用いて紹介しておく。なお, 紹介する基本概念及び海水交換のより現実的で複雑な状況の考え方については, 武岡による一連の研究(武岡, 1981, 1984; Takeoka, 1984, 1987, 1991)を参考にされたい。いま, 対象物質の総量を M_0 (45人の定常世界に対応), 流入流出量を F_0 (年率9人の誕生及び死亡に対応)とすると, 置換時間 τ_0 は単純に

$$\tau_0 = M_0 / F_0 \quad (\text{A3})$$

($\tau_0 = 45/9 = 5 \text{ 年}$ に対応)で計算される。緒言で紹介した既往研究では, この置換時間の計算値を平均滞留時間として提示している場合が多いように思われる。しかし, 人口論の考え方(付録B)で示唆したように, 置換時間では海水交換能力の相違を評価することができない。物質に古い新しい(すなわち, 物質年齢 τ)の区別ができる場合を想定し, その年齢分布関数を $\varphi(\tau)$, それに対応した死亡分布関数(流出年齢分布関数)を $\psi(\tau)$ とする。まず, 平均年齢 τ_a は年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ の期待値なので

$$\tau_a = \int_0^\infty \tau \varphi(\tau) d\tau \quad (\text{A4})$$

と定義され, ここで

$$\int_0^\infty \varphi(\tau) d\tau = 1 \quad (\text{A5})$$

である。対象物質の累積頻度分布を $M(\tau)$ とすれば, $M(\infty)$ が総量の M_0 に漸近する。よって, $M(\tau)/M_0$ と年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ の関係において, $\varphi(\tau)$ を0年から τ 年まで累積(積分)したものが

$$\int_0^\tau \varphi(\tau) d\tau = \frac{M(\tau)}{M_0} \quad (\text{A6})$$

となる。この(A6)式の両辺を τ で微分すると, 両者の関係は

$$\varphi(\tau) = \frac{1}{M_0} \frac{dM}{d\tau} \quad (\text{A7})$$

とも表現される。一方で, 年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ の時間変化分(定常状態では減少分)が死亡分布関数 $\psi(\tau)$ に対応するので, 両者には次の関係式が成立する。

$$-\frac{d\varphi(\tau)}{d\tau} = \frac{\Psi(\tau)}{M_0} \quad (\text{A8})$$

ここで,

$$\int_0^\infty \psi(\tau) d\tau = F_0 \quad (\text{A9})$$

である。それゆえ, 死亡分布関数 $\psi(\tau)$ の期待値である平均滞留時間 τ_r を(A9)式と(A8)式を用いて順次変形し

た後(上段部), 部分積分して (A5) 式を代入すると(下段部)

$$\begin{aligned}\tau_i &= \int_0^\infty \tau \left(\frac{\Psi(\tau)}{F_0} \right) d\tau = \frac{1}{F_0} \int_0^\infty \left(-\frac{d\varphi}{d\tau} M_0 \right) \tau d\tau = \frac{M_0}{F_0} \int_0^\infty \left(-\frac{d\varphi}{d\tau} \right) \tau d\tau \\ &= \frac{M_0}{F_0} \left\{ -[\varphi\tau]_0^\infty + \int_0^\infty \varphi d\tau \right\} = \frac{M_0}{F_0} \{-0+1\} = \frac{M_0}{F_0} = \tau_0\end{aligned}\quad (A10)$$

となり, 人口論の考え方(付録 B)でも示されたように, $\tau_i = \tau_0$ の関係が証明される。「真の置換時間」を計算するときに用いた残余関数 $r(\tau)$ は, 対象物質の累積頻度分布 $M(\tau)$ と $M_0 = M(\infty)$ を用いると

$$r(\tau) = \frac{M_0 - M(\tau)}{M_0} \quad (A11)$$

の減少関数として表現される。「真の置換時間: τ_r 」は領域外で出る物質量の期待値なので

$$\tau_r = \frac{1}{M_0} \int_0^\infty \tau \left(-\frac{d(M_0 - M(\tau))}{d\tau} \right) d\tau \quad (A12)$$

で定義される。まず, この (A12) 式を (A7) 式を用いて変形するだけで

$$\tau_r = \int_0^\infty \tau \left(\frac{1}{M_0} \frac{dM(\tau)}{d\tau} \right) d\tau = \int_0^\infty \tau \varphi(\tau) d\tau = \tau_a \quad (A13)$$

となり, 人口論の考え方(付録 B)でも示された, $\tau_r = \tau_a$ の関係が容易に証明される。ところが, 対象物質の年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ は未知なので(現実的に, 種々の年齢の海水が混合していて区別がつかないので), (A13) 式を用いて平均年齢 τ_a を求めることは困難である。そこで今度は, 同じ (A12) 式を部分積分した後に (A11) 式を用いて変形すると

$$\begin{aligned}\tau_r &= - \left[\tau \left(\frac{M_0 - M(\tau)}{M_0} \right) \right]_0^\infty + \int_0^\infty \left(\frac{M_0 - M(\tau)}{M_0} \right) d\tau \\ &= -0 + \int_0^\infty r(\tau) d\tau = \int_0^\infty r(\tau) d\tau\end{aligned}\quad (A14)$$

となり, τ_r は残余関数 $r(\tau)$ を用いても計算できることが証明される。すなわち, 年齢分布関数 $\varphi(\tau)$ が全くわからずとも, ある時点で設定(投入)した総物質の減少関数を調べることができれば, 平均年齢 τ_a を推定することができる。以上をまとめると, 付録 B の主張と同様に, 物質が入れ替わる能力は平均年齢 τ_a で評価され, その値は残余関数 $r(\tau)$ の積分で求められる, となる。

参 考 文 献

- 朝日啓二郎・磯田 豊 (2017) 日本海風成循環流の季節変化に対する地形性ベータの影響. 北大水産彙報, **65**, 77-91.
- Choi, Y.J. and Yoon, J.H. (2010) Structure and seasonal variability of the deep mean circulation of the East/Japan Sea (Sea of Japan). *J. Oceanogr.*, **66**, 349-361.
- Gamo, T. and Horibe, Y. (1983) Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 220-230.
- Gamo, T., Nakayama, N., Takahata, N., Sano, Y., Zhang, J., Yamazaki, E., Taniyasu, S. and Yamashita, N. (2014) The Sea of Japan and its unique chemistry revealed by time-series observations over the last 30 years. *Monogr. Environ. Earth Planets*, **2**, 1-22.
- Harada, K. and Tsunogai, S. (1986) ^{226}Ra in the Japan Sea and the residence time of the Japan Sea water. *Earth and Planetary Science Letters*, **77**, 236-244.
- Kang, K.K., Seung, Y.H., Park, J.J., Lee, J.H., Kim, E.J., Kim, Y.H. and Suk, M.S. (2016) Seasonal variability in middepth gyral circulation patterns in the central East/Japan Sea as revealed by long-term Argo data. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 937-946.
- Kumamoto, Y., Yoneda, M., Shibata, Y., Kume, H., Tanaka, A., Uehiro, T. and Morita, M. (1998) Direct observation of the rapid turnover of the Japan Sea bottom water by means of AMS radiocarbon measurement. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 651-654.
- Matsuno, T., Endoh, T., Hibiya, T., Senjyu, T. and Watanabe, M. (2015) Formation of the well-mixed homogeneous layer in the bottom water of the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **71**, 441-447. DOI 10.1007/s10872-015-0303-7.
- Park, J.J. and Kim, K. (2013) Deep currents obtained from Argo float trajectories in the Japan/East Sea. *Deep Sea Res. II*, **85**, 169-181.
- Park, Y., Shin, H.S., Yoon, J.H., Kim, C.H. and Yoshikawa, Y. (2015) Simulation of eddy-driven deep circulation in the East/Japan Sea by using a three-layer model with wind, throughflow and deep water formation forcings. *Journal of Marine Systems*, **150**, 41-55.
- 荘司堅也・磯田 豊・久万健志・荒巻能史 (2015) 日本海深層循環における底層水の形成. 北大水産彙報, **65**, 17-29.
- 武岡英隆 (1981) 海水交換と物質輸送の概念について. 愛媛大学紀要, **9**, 287-298.
- Takeoka, H. (1984) Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Res.*, **3**, 311-326.
- 武岡英隆 (1984) 沿岸海域の海水交換. 沿岸海洋研究ノート, **20**, 169-182.
- Takeoka, H. (1987) Water exchange in a time-varying transport field. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 21-27.
- Takeoka, H. (1991) Effects of the deep ocean circulation on the reservoir characteristics of the ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **47**, 27-32.
- Watanabe, Y.W., Watanabe, S. and Tsunogai, S. (1991) Tritium in the Japan Sea and the renewal time of the Japan Sea deep water. *Mar. Chem.*, **34**, 97-108.
- Yoshikawa, Y. (2012) An eddy-driven abyssal circulation in a bowl-shaped basin due to deep water formation. *J. Oceanogr.*, **68**, 971-983. DOI 10.1007/s10872-012-0148-2.