

「海洋深層水」を地学する

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-05-02 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 宗林, 留美 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025000

「海洋深層水」を地学する

宗 林 留 美

静岡大学理学部生物地球環境科学科

要旨

21世紀に入ってから「海洋深層水」をキャッチフレーズにした商品を数多く見かけるようになったが、「海洋深層水」は海水浴でうっかり飲んでしまうようないわゆる普通の海水とどう違うのだろうか。「海洋深層水」の特性を考えると、深層という言葉は単に深さを意味するばかりではなく、時間の概念を含んでおり、「海洋深層水」は深ければ深いほど有難いという訳ではないのである。本稿では、海洋学における海洋深層水の定義・特性を解説すると共に、「駿河湾深層水」に関係する最新のデータを紹介し、健康ブームとは違った側面から「海洋深層水」について考察する。

1. 「海洋深層水」とは何か

近年、「海洋深層水」の使用を付加価値とした食品・健康産業関連商品が数多く出回っている。それらの商品は、日本国内の海洋深層水取水施設から汲み上げられた海水を、直接または一部脱塩した後、原材料の一部として使用したものである。「海洋深層水」は、どのような特性を持った海水なのだろうか。これを明らかにするために、まず海水を理解することから始めよう。

(1) 海水の定義：海洋や湖沼などの水圏に存在する水や、降水（雨）を一般に環境水と云う。その中で、河川や湖沼などの陸上の水圏に存在する環境水は、海水に対して陸水と呼ばれ、河口域では陸水と海水が混合して汽水と呼ばれる両者の中間的な特徴を持った環境水が見られる。海水と陸水・汽水の区分は、環境水に含まれている塩類の濃度（これを塩分または塩濃度という）で定義されており、塩分が28以上の場合は海水とみなされる。現在、海洋学で使用されている塩分は、1978年にユネスコにより提唱された「水温15°C、1気圧において1 kg 中に塩化カリウムを32.4356 g 含む溶液と電気伝導度が等しい海水の塩分を35とする」という定義に基づいているため単位がないが、実質的には塩分28は海水1 kg 中に塩類が28 g 溶けている状態、つまり重量比で28%（パーミル）とみなすことができる。そのため、海洋物理学から離れた海洋生物学などの分野では、現在でも塩分の単位として‰を使用している論文がある。新聞の科学欄などで塩分を“塩分濃度”と表記している例が最近多く見受けられるが、これは“塩濃度濃度”と呼んでいるようなもので、学術用語として適当でない。

(2) 深度による海洋の区分：海底より上にある海水部分は、海底環境と区別するために水柱環境と呼ばれる。海洋学では深度により水柱環境を区分しており、図1に示したように、それぞれの区分は浅いものから順に表層（0-200 m）、中層または中深層（200-1,000 m）、漸深層または漸深海層（1,000-4,000 m）、深層または深海層（4,000-6,000 m）、超深海層（>6,000 m）と定義されてい

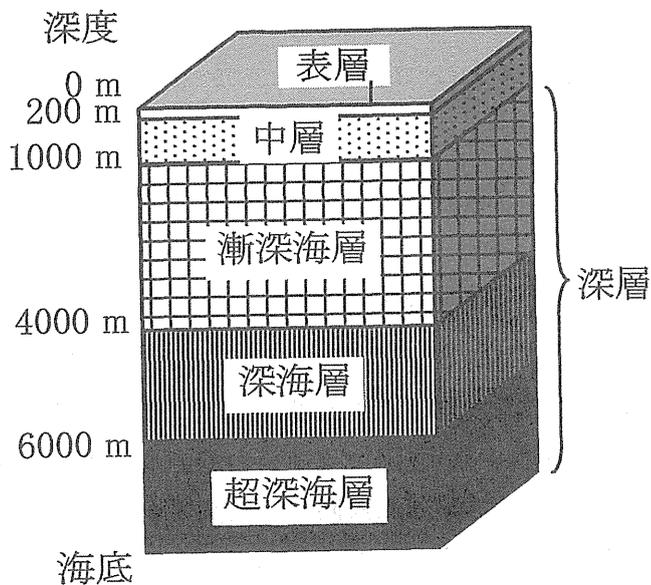


図1. 深度による海洋の区分.

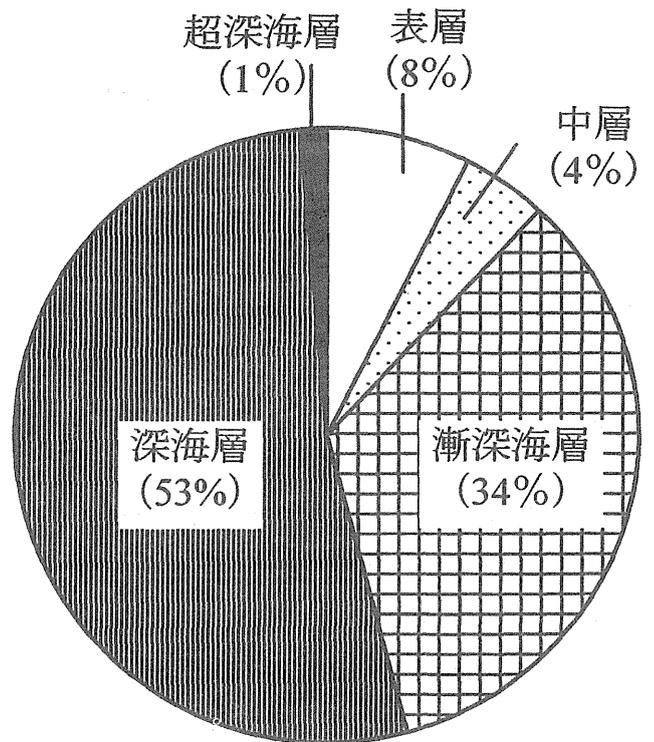


図2. 全海洋に占める各層の体積の割合 [H. G. Gierloff-Emden (1986) を元に算出].

る。この内、漸深層以深の3層はまとめて深層と呼ばれ、深層の体積は海洋の水柱環境の総体積 (13 億 km³) のおよそ90%に相当する (図2)。このように、海洋の水柱環境において深層は量的に大変重要であるが、このことは海面から海底までの深さ (水深) を全海洋で平均すると3,730 m になり、深層に属する深さであることから直感的に理解できる。図1に示した水柱環境の区分は、元来、生息する生物の種類が深度により異なることから定義されたものであるが、それぞれの区分によって海

表1. 日本国内で採取されている「海洋深層水」の採取開始年、深度および特徴 (2004年5月現在インターネット調べ)。明記されていない場合は-を付してある。

名称(採取海域)	採水 開始年	採水 深度(m)	特性				
			低温安定性	清浄性	富栄養性	ミネラル特性	熟成性
らうす海洋深層水	-	-	○	○	○	○	○
日本海岩内海洋深層水	-	300	○	○	○	○	-
富山湾界用深層水	1995	321	○	○	○	-	-
海洋深層水ミネちゃん(南房総沖)	-	-	-	-	-	-	-
三浦沖海洋深層水	-	330	○	○	○	○	-
駿河湾深層水	2001	397	○	○	○	-	-
		687	○	○	○	-	-
室戸海洋深層水	1989	320	○	○	○	○	○
		344	○	○	○	○	○
沖縄海洋深層水	1997	600	-	-	-	-	-
		1,400	-	-	-	-	-

水の動きや化学組成に特徴があり、広く受け入れられている。

2004年9月現在インターネットで紹介されている日本国内の「海洋深層水」採取例を表1に示した。採水深度が明記されていない例もあるが、「海洋深層水」は沖縄県の「沖縄海洋深層水」の一例を除くと、海面から300~700 mの深さ(深度)から採取されていることがわかる。ところが、図1に当てはめると、深度300~700 mは深層ではなく中層に属するため、「海洋深層水」は海洋学では中層水に分類される。実は、「深層水」の名は海洋学的定義に基づいたものではなく、表層水に対峙する言葉として選ばれたのである。

2. イメージ戦略から探る「海洋深層水」の特性

表層水と中層以深の「海洋深層水」では、深度以外に何が違うのだろうか。「海洋深層水」の多くは、「低温安定性」、「富栄養性」、「清浄性」、「ミネラル特性」、「熟成性」の何れかをキャッチフレーズとして掲げている。それらに海洋学的な考察を与えることで、「海洋深層水」と表層水の違いを明らかにしよう。

(1) 熟成性と低温安定性：熟成性を謳った「海洋深層水」は少ないが、表1に示した5つの特徴の中で、深層水の本質を最もよく表しているのが熟成性である。熟成性は、英語の vintage (古くて価値のある) を連想すると理解しやすい。ここで、海水が古い、または、海水が新しいというのは、海面近くの海水が深い方に沈み込んで、大気や太陽放射(日光)の直接的な影響から逃れてから現在までに経過した時間を意味する、相対的な概念である。

2004年5月の駿河湾中央部における、ポテンシャル水温と σ_θ (シグマシータと読む)の深度に対する分布を図3に示した。ポテンシャル水温とは、ある深度の海水を海面まで持ってきたときの水温で、元の深さにあったときの水温は現場水温という。ポテンシャル水温は、海水の動きを考える場合に参考に用いる。ちなみに、ポテンシャル水温と現場水温の差は深いほど大きく、深度5,000 mでポテンシャル水温の方が現場水温より0.5°Cほど低い。 σ_θ とは、海水の密度を表す指標の一つであり、式(1)で定義される。

$$\sigma_\theta = (\text{海水のポテンシャル密度} - 1) \times 1000 \quad (1)$$

ここで海水のポテンシャル密度の単位は kg/m^3 であり、 σ_θ には単位がない。海水のポテンシャル密度とは、塩分とポテンシャル水温で決まる海水の密度であり、海水の動きを決める重要な要素である。今、塩分35の海水を例にとって σ_θ について考えると、真水の密度は4°C、1気圧で約 1 kg/m^3 であり、これに海水1 kgあたり35 gの塩類の重さを加味すると、塩分35の海水のポテンシャル密度は、ポテンシャル水温が4°Cのときに約 1.035 kg/m^3 、 σ_θ は約35と求まる。海面付近の海水は太陽放射により温められて比較的軽い(すなわち σ_θ は小)、これに対して太陽放射が届かない深層の海水は冷たく、重い(σ_θ は大)(図3)。このように、水柱環境は軽い海水が重い海水に載った何層もの層状構造になっており、これを海洋構造という。太陽放射の影響を受けない深層水は、低温で、且つ、季節による水温の変化に乏しい。これが、深層水の「低温安定性」である。深層以深では水温が安定しているため海洋構造は比較的安定であるが、中層以浅では水温の変化により海洋構造が逆転することがある。例えば、冬に気温の低下により海面が冷やされると付近の海水の密度(σ_θ)が増大するが、

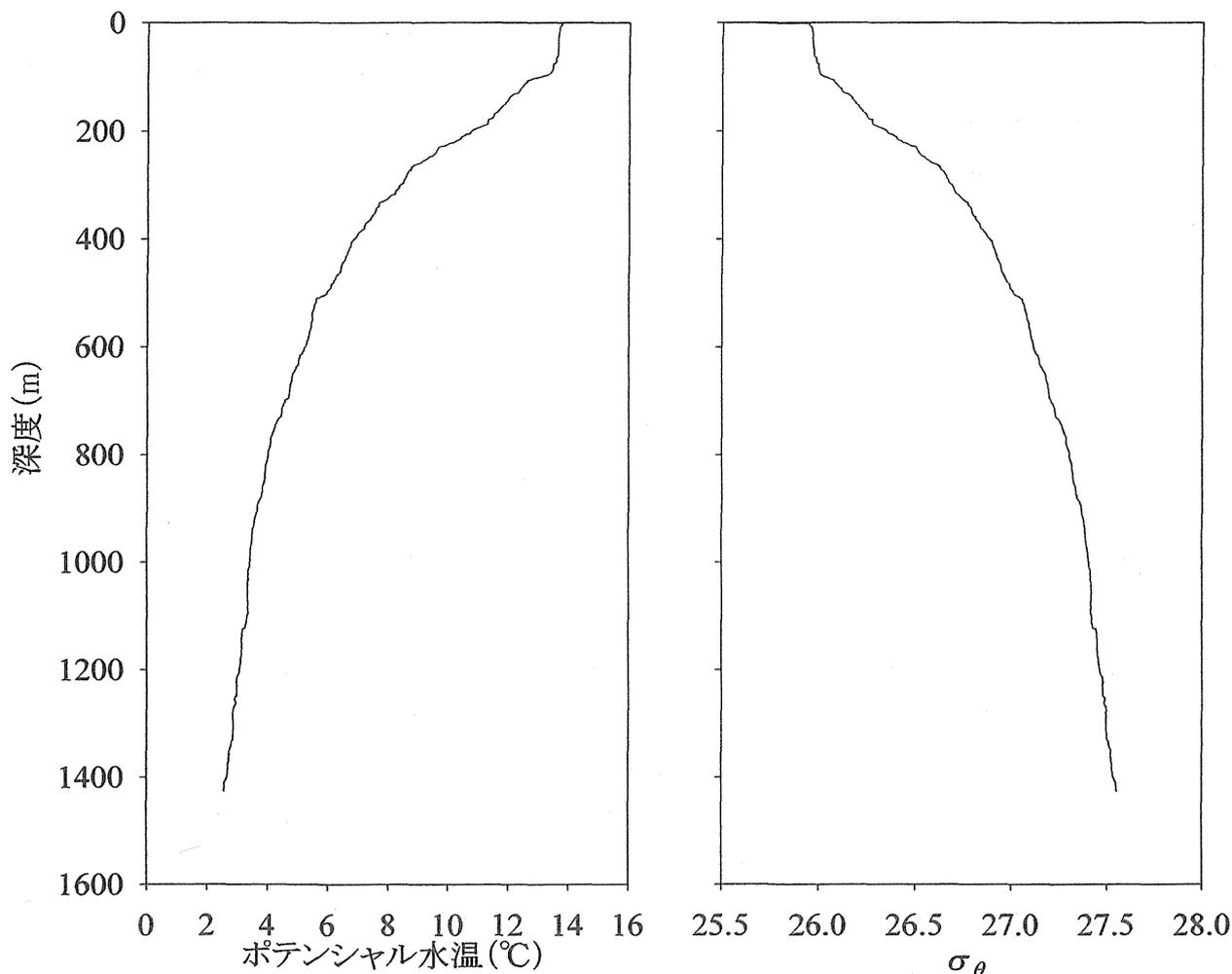


図3. 2004年5月の駿河湾中央部におけるポテンシャル水温（左）と σ_θ （右）の深度分布。

海水が大気により直接冷やされない深度では、気温が低下しても海水の水温はほとんど変わらないため、 σ_θ の変化は極めて小さく、上の海水との σ_θ の大小関係が逆転することがある。その場合、大気に冷やされて重くなった上の海水は、周囲の σ_θ が自身の σ_θ に等しくなるまで、沈み込む。冬は風が強いので、実際には風による海水の攪乱も海面付近の海水を沈み込ませる効果がある。表層の海水が沈み込むと、それを補うように下から海水が上昇し、海水の混合が起きる。

表層水の沈み込みが最も顕著なのは、冬のグリーンランド沖である。この海域の表層水は、メキシコ湾流により亜熱帯から高塩分の海水が大量に運ばれるため、塩分が高い。また、真水は4°Cで密度が最大となるが、海水では塩類の溶解による凝固点降下が生じ、塩分25以上の海水では水温が氷点に達するまで密度は大きくなる。氷点に達すると海水は塩類を吐き出しながら氷になり、海水の周囲の海水は塩分が増す。従って、冬のグリーンランド沖では元来の高塩分な性質と、長期の冷却により、表層水の σ_θ が非常に大きくなり、1,500 mまで沈み込む (Rudels *et al.*, 1989)。こうして沈み込んだ海水は南下し、南極沖で沈み込んだ海水と混ざってさらに冷やされた後、東に向かい、途中、周囲の海水により温められて徐々に深度を上げながら太平洋を北上し、最終的には風による表層水の移動を補うように太平洋の北部で海面まで上昇する。

冬にグリーンランド沖で表層水の沈み込みにより形成された深層水が、北太平洋に達するまでにか

かる時間は、海水中の炭酸成分（二酸化炭素、炭酸イオン、炭酸水素イオンの総称）に含まれる炭素の放射性同位体（ ^{14}C ）の量から推定できる。 ^{14}C は大気中の窒素に宇宙線が当たって生成するが、生成した ^{14}C は放射壊変により一定の速度で窒素に変化するため、 ^{14}C の量は時間と共に減少する。大気中では、放射壊変により ^{14}C が失われても、宇宙線の衝突により絶えず ^{14}C が生成しているため、 ^{14}C の割合（ $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比）は比較的高い。一方、海面近くの海水では、大気から二酸化炭素が供給されるため、炭酸成分中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は大気中の二酸化炭素の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比と等しく、比較的高いが、沈み込んで大気から隔離されると ^{14}C が新たに供給されないため、放射壊変によりその量は減少する。従って、海水が大気と接するのを止めてからの時間、すなわち海水の年代は、炭酸成分の ^{14}C と ^{12}C の量を比較することで評価できる。実際には、海水中には有機物の分解により生成した炭酸成分や、有孔虫の殻などの生物起源の炭酸カルシウムが溶解して生成した炭酸成分など ^{14}C の割合が高い炭酸成分も存在している。このため、 ^{14}C による年代は様々な年代の平均値であり、見かけの年代と呼ばれることもある。現在は、核実験などの影響により大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が高いため、基準となる $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は1950年の値を用いる。そのため、 ^{14}C による見かけの年代は1950年から起算し、yBP（years before present の略）という単位を付す。海水の見かけの ^{14}C 年代で最も古いものは北太平洋の亜寒帯域（ 40°N 付近）アメリカ沖の深度2,000~3,000 m付近の海水であり、その年代は約2,100 yBPである（角皆・乗木, 1983）。日本付近の深層にも、グリーンランド沖で大気から切り離された後、およそ2,000年が経過した古い海水が流れている。大気から切り離されてから長い時間が経過していること、これが深層水の「熟成性」である。

(2) 清浄性：熟成した古い海水と、新しい海水では何が違うのだろうか。大気と接することは、太陽が出ている時間帯なら太陽放射を受けることでもある。生態系における生物生産の主要な担い手は植物であり、海洋では植物プランクトンが量的に多く、光合成による有機物の生産において主要な役割を担っている。光が足りないと、植物プランクトン自身の呼吸による有機物の消費が光合成による有機物の生産量を上回るため、実質的な生産（すなわち成長）が生じない。植物プランクトンが成長するために必要な光がある層を有光層といい、有光層は、沿岸域など水が濁った海域では海面から数m、水が澄んだ熱帯外洋域では海面から150 m程度であり、表層の一部に相当する。従って、表層より下では、十分な光が届かないため、光合成による有機物の生産も植物プランクトンの量も著しく少ない。一方、生存のためのエネルギーを光ではなく、有機物の摂取により獲得する生物を従属栄養生物という。従属栄養生物は光が届かない環境でも生存が可能であるが、そのような環境では光合成による有機物の生産がないため、餌となる有機物は従属栄養生物に利用されて時間の経過と共に減少し、その結果、従属栄養生物の量も次第に減少する。この時間の経過が、海面から海水が沈み込んでからの時間、すなわち海水の年代に相当するのである。また、海水が海面から沈み込むと、大気や河川を通じて人為起源物質に曝露される機会が減る。クロロフルオロカーボン（特定フロン）は1930年に製造が開始され、オゾン層を破壊する作用が強いために1995年に製造が中止された人工化合物であるが、今日まで北太平洋の2,000 m以深では検出されていない（Warner *et al.*, 1996）。深層水では表層水に比べて生物や、生物が作り出す有機物、人為起源物質の量が極めて低い。この特徴が深層水の「清浄性」である。

(3) 富栄養性とミネラル特性：深層水は、生物や有機物、人為起源物質については表層水よりも清浄であるが、表層水よりも多量に含む成分がある。それが、栄養塩や一部の金属元素である。栄養塩は、栄養塩類とも呼ばれ、植物が成長するために必要な栄養源であり、窒素源の硝酸イオンとアンモニウムイオン、リン源のリン酸イオンなどが代表的な栄養塩である。植物プランクトンの体を作っている主要な元素は炭素、水素、酸素、窒素、リンである。この内、炭素は炭酸成分、水素は水素イオン、酸素は酸素分子として、それぞれ全深度に渡って海水中に多量に存在するので、植物プランクトンがこれらの利用に困ることはほとんどない。植物プランクトンは、窒素やリンを新たに必要とする場合は、栄養塩を利用する。栄養塩の濃度は表層水では不足気味で、春や夏に水温や光などの条件が揃って光合成が盛んになると、植物プランクトンに大量に利用されるため表層水中の濃度が検出限界以下になる海域もある。植物プランクトンに取り込まれた栄養塩は、有機物に変換され、一部はその場にいる生物に使われてしまうが、中には、比較的大型で海水よりも密度が大きいものもあり、それらは自身の重みで沈降する。海水中を雪のように降る、マリンスノーがその代表である。また、比較的小型で海水に漂っているような有機物や、さらに小型で海水に溶け込んでいるような有機物も、冬の表層水の沈み込みや拡散により、ゆっくりであるが下に向かって運ばれる。運ばれながら、有機物は微生物により分解され、最終的に炭素は炭酸成分に、窒素やリンは栄養塩に戻る。古い海水ほど、時間の経過により、多くの有機物が分解しているため栄養塩の濃度が高く、深層水は表層水に比べて栄養塩を豊富に含む。この特徴が深層水の「富栄養性」である。冬に表層水が沈み込むと、その分を補うために中層以深から栄養塩を豊富に含んだ海水が表層まで上昇し、有光層内の栄養塩の濃度が高まり、光や水温などの条件が春や夏に揃えば植物プランクトンが活発に光合成をして生産性が上がる。熱帯域や亜熱帯域では、冬に表層水が沈み込まないため、湧昇域と呼ばれる海域を除き、中層以深から栄養塩がほとんど供給されず、年間を通じて生産性が低い。中層以深の海水が富栄養性であることは、海の生産を支える重要な役割を担っているのである。

また、生物の多くは、ナトリウムやカルシウム、鉄、亜鉛などの金属元素も生きるために必要とする。生物に含まれる元素の内、炭素、水素、酸素、窒素以外の元素を栄養学ではミネラルと定義しており、人間では16種の元素がミネラルとして確認されている。この内、塩素、ナトリウム、マグネシウム、カルシウム、カリウムは、海水中に含まれる塩類の上位6種に含まれ、全ての深度を通じて豊富にあり、その量は塩分と比例する。一方、鉄、亜鉛などは、塩素やナトリウムに比べると、海水中の濃度は極めて低く、海洋化学では微量元素と呼ばれる。微量元素の中には、植物プランクトンに利用されるため、栄養塩と同様に、表層水で極めて少なく、深層水で比較的多いものがある。植物プランクトンが必要とする微量元素が深層水で豊富なことも、深層水の富栄養性である。また、「海洋深層水」の取水団体の一部は、微量元素を中心としたミネラルを構成する元素の比が深層水と表層水で異なることを、深層水の「ミネラル特性」と呼んでいる。

以上の考察を元に、表1で示した「海洋深層水」の5つキャッチフレーズを関連付けて図4にまとめた。「海洋深層水」は、太陽放射から切り離されてから長時間を経ている（熟成性）ため、冷たく、季節によらず水温の変化が極めて小さい（低温安定性）。また、光合成が途絶えてから長時間経っているため、表層水に比べて生物や、有機物の量が表層水に比べて少なく、人為起源物質の量も少ない

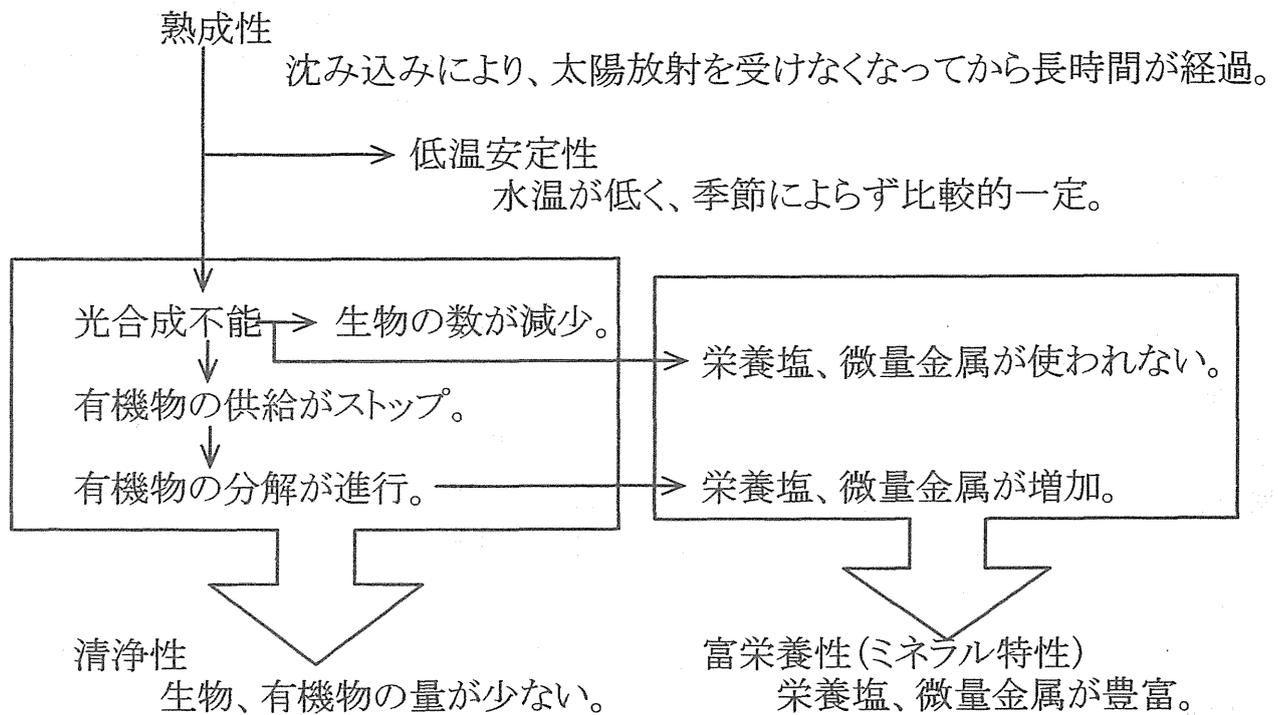


図4. 「海洋深層水」における5つの特徴(熟成性, 低温安定性, 清浄性, 富栄養性, ミネラル特性)の関係。

(清浄性). 微生物が有機物を分解したことにより, 栄養塩と一部の微量元素が増え, 植物を増やす潜在的能力がある(富栄養性). ミネラルは, 塩素やナトリウムなどのように全深度を通じて豊富に存在するものもあるが, 一部の微量元素のように表層水より深層水で多いものもあり, 後者に着目すると, 深層水は表層水とは異なるミネラル特性を持っているといえる。

3. 駿河湾の中層水の特徴

現在, 駿河湾では焼津市沖で「駿河湾深層水」の取水が行われている。「駿河湾深層水」は, 深度397 mと深度687 mの2つの異なる深度から汲み上げられており, 静岡県農業水産部水産振興室の「駿河湾深層水」パンフレットでは, それぞれ黒潮系と亜寒帯系の「駿河湾深層水」として紹介されている。本稿では, 「駿河湾深層水」の取水口付近または駿河湾の中央部で, 静岡大学理学部生物地球環境科学科のメンバーが中心となって行った調査結果を基に, 「駿河湾深層水」の2つの深度に注目して駿河湾の中層水の特徴について述べる。尚, 本稿で示す結果は, 「駿河湾深層水」とは採取場所が一致していないため, 「駿河湾深層水」とは数値や傾向が異なる可能性がある。

2004年5月の駿河湾中央部における塩分の深度分布を図5に示した。この時の塩分は, 「駿河湾深層水」が採取されている深度400 m付近を中心に他の深度より比較的低かった。これは, 中村(1982)が報告しているように, この深度を中心に駿河湾内に比較的塩分が低い亜寒帯系の北太平洋中層水が流入していることを示していると考えられる。北太平洋中層水は, 冬季にオホーツク海沖で冷却された表層水が深度200 m程度まで沈み込むことで形成される中層水であり, 東に流れながら周囲の海水と混ざって南に広がり (Yasuda *et al.*, 1996), 北緯30~40°Nでは沈み込んでから12~20年

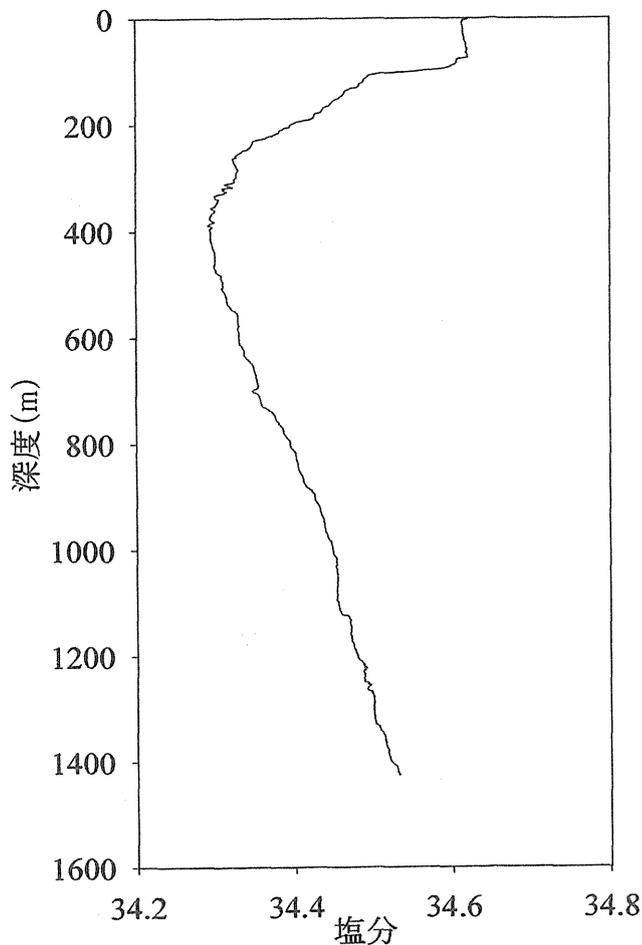


図5. 2004年5月の駿河湾中央部における塩分の深度分布。

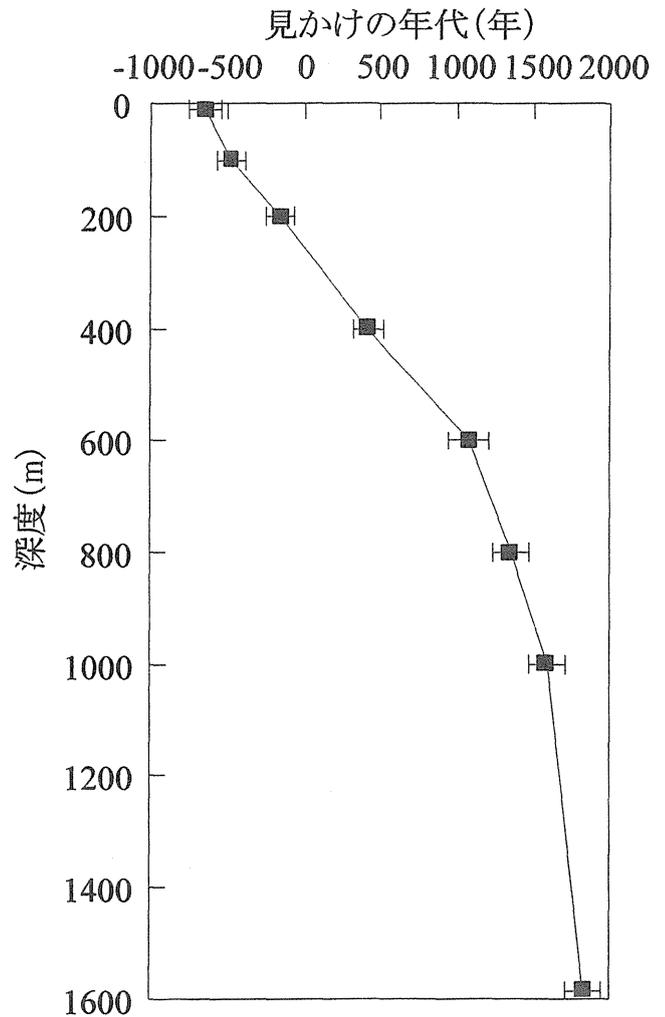


図6. 2001年10月の駿河湾中央部における海水の見かけの ^{14}C 年代。

程度経過しているとの報告がある (Warner *et al.*, 1996)。図5に示した結果は、深度397 mと深度687 mの「駿河湾深層水」では397 mの方が塩分が低いことを示しており、397 mの「駿河湾深層水」における高塩分の黒潮系の海水の流入についてはこのデータからは判断できない。図6に、2001年10月の駿河湾中央部における、 ^{14}C から求めた海水の見かけの年代を示した。表層水では見かけの年代がマイナスとなり、基準となる1950年よりも新しいという結果になったが、これは核実験や原発事故により大気中の ^{14}C が増加したことを反映していると考えられる。一方、「駿河湾深層水」が採取されている深度に近い400 mと800 mでは、この時の見かけの年代はそれぞれ420 yBPと1,350 yBPであった。塩分の深度分布は、見かけの年代が非常に若い北太平洋中層水が深度400 mを中心に流入していることを示唆しており (図5)、実際には、駿河湾中層には ^{14}C による見かけの年代よりも古い海水が流入していると考えられる。このことは1,400 m以深の海水の見かけの ^{14}C 年代が1,830 yBPであり (図6)、世界で最も古い海水の見かけの ^{14}C 年代である2,100 yBPに近いことから支持される。

「海洋深層水」の5つの特徴の指標となる項目を選び、観測期間におけるそれらの測定値の平均値と標準偏差を算出し、表層水 (10 m)、中層水 (400 mおよび700 m付近)、深層水 (1,000 m) ごと

に表2にまとめた。従属栄養微生物は、肉眼で観察できないサイズの生物であり、特殊なフィルターを使用しないと除去できないことから、清浄性の指標として有機物と共に取り上げた。溶存有機炭素は、海水中に存在する有機物の内、孔径 $1\mu\text{m}$ のフィルターを通過できる、小さい有機物に含まれる炭素である。また、沈降有機炭素フラックスは、海水中に漏斗型の容器を設置し、その上面から容器に捕集される有機物中の炭素の量を、単位面積、単位時間当たりの値に換算したものである。微量金属については、測定した元素の中で人間の必須微量金属に該当する6種についてまとめた。ポテンシャル水温、塩分、栄養塩濃度はIwata *et al.* (in press), 溶存有機炭素濃度はShinomura *et al.* (in press), 微量金属濃度は宗林(2002)のデータを使用した。他の項目については未発表のデータである。

表2から、「駿河湾深層水」が採取されている深度397 mと687 m付近の海水の観測時における特徴として、以下の点が挙げられる。

表2. 駿河湾の表層, 中層, 深層における各観測項目の比較. 観測期間中における平均値±標準偏差で示してある(データ数=3~14). 微量金属については, データ数が1のため平均化していない. 観測期間と観測位置は観測項目ごとに異なるが, 同じ項目については3つの層で期間と位置を揃えてある.

	観測位置	観測期間	表層水	中層水		深層水
			10 m	400 m	700 m	1,000 m
ポテンシャル水温 (°C)	湾中央部	2000.4~2002.2	19.8±4.3	7.9±0.5	5.4±0.3 ^a	3.3±0.1
塩分	湾中央部	2000.4~2002.2	34.18±0.42	34.30±0.02	34.32±0.01 ^a	34.45±0.01
微量金属元素 (nmol/l)						
銅	湾中央部	1999.11.15~18	1.5 ^b	1.4	1.4 ^c	1.5
モリブデン	湾中央部	1999.11.15~18	108 ^b	111	112 ^c	114
亜鉛	湾中央部	1999.11.15~18	3.6 ^b	4.3	5.5 ^c	8.6
マンガン	湾中央部	1999.11.15~18	1.5 ^b	5.0	7.3 ^c	6.8
			検出限界以下			
コバルト	湾中央部	1999.11.15~18	下	0.20	0.13 ^c	0.11
鉄	湾中央部	1999.11.15~18	1.1 ^b	6.3	4.0 ^c	3.4
有機物						
溶存有機炭素濃度 ($\mu\text{mol/l}$)	湾中央部	2000.9~2001.10	65.5±8.6	44.1±3.1	43.8±2.8 ^a	41.7±2.8
沈降有機炭素フラックス ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	湾西部	2001.5~2001.11	2.8±1.0 ^d	5.2±2.5 ^c	10.2±2.4	未定量
従属栄養微生物の数						
細菌 (個体数/l)	湾中央部	2004.5.19, 20	$(7.3\pm 0.6)\times 10^8$	$(1.1\pm 0.1)\times 10^8$ ^f	$(0.93\pm 0.08)\times 10^8$ ^c	$(0.72\pm 0.07)\times 10^8$
微小鞭毛虫類 (個体数/l)	湾中央部	2004.5.19, 20	$(110\pm 40)\times 10^3$	$(14\pm 4.6)\times 10^3$ ^f	$(7.7\pm 1.9)\times 10^3$ ^c	$(7.0\pm 0.8)\times 10^3$
繊毛虫類 (個体数/l)	湾中央部	2004.5.19, 20	440±50	6.6±3.1 ^f	3.1±1.4 ^c	3.4±1.7
栄養塩濃度						
硝酸イオン (nmol/l)	湾中央部	2000.4~2002.2	1.83±2.88	28.34±2.14	35.21±1.46 ^a	38.75±1.96
リン酸イオン (nmol/l)	湾中央部	2000.4~2002.2	0.18±0.19	1.99±0.12	2.51±0.07 ^a	2.73±0.11
¹⁴ Cによる見かけの年代 (yBP)	湾中央部	2000.4~2002.2	-550±70	550±180	1140±80 ^a	1660±60

^a 深度 600 m における値

^b 深度 5 m における値

^c 深度 800 m における値

^d 深度 100 m における値

^e 深度 300 m における値

^f 深度 500 m における値

①水温は400 m よりも600 mの方が2°C程度低く、深層水ではさらに2°C程度低かった。

②塩分は400 m より600 mの方が高かったが、その差は海水1 ℓあたり0.02 g程度であり、400 mの海水の塩分を基準に考えると、0.05%程度の増加であった。

③6種の微量元素は、表層から深層まで濃度がほぼ変わらない群（銅、モリブデン）と、表層より中層以深で濃度が高い群（亜鉛、マンガン、コバルト、鉄）に分かれた。中層以深における後者の深度分布は観測場所により傾向が異なっており（データ未掲載）、これらの供給メカニズムが湾内で異なっている可能性がある。

④従属栄養微生物の数は、表層に比べて500 mで1桁（細菌、微小鞭毛虫類）から2桁（繊毛虫類）近く少なかった。500 mと800 mでは細菌の数はあまり変わらなかったが、微小鞭毛虫類と繊毛虫類の数は半減した。この結果は、微小鞭毛虫類と繊毛虫類の餌となる小さい植物プランクトンが500 mから800 mの間で減少している可能性を示している。800 mの値は、3つの生物群とも、深層水の値とほぼ同じであり、餌の量や敵の数が800 mと深層水で大きく変わらないことを示唆している。

⑤溶存有機炭素の濃度は表層、400 m、600 mの順で低く、沈降有機炭素フラックスは700 m、300 m、100 mの順で低かった。深い深度で沈降有機炭素フラックスが高かった要因として、海底地形や水平方向の流れの影響により、海底堆積物から有機物が舞い上がって捕集された可能性がある。

⑥栄養塩の濃度は、表層、400 m、600 mの順で高かった。このことと、溶存有機炭素の濃度が表層、400 m、600 mの順で低かったこと（⑤）から、600 mの方が400 mより有機物の分解が進んでいると考えられる。

⑦¹⁴Cによる見かけの年代は、観測期間で平均すると400 mで550 yBP、600 mで1,140 yBPであった。年代が若い北太平洋中層水の流入や、有機物分解や生物の殻および骨格の溶解による¹⁴Cに比較的富んだ炭酸成分の供給を考えると、駿河湾内には見かけの年代よりもかなり古い海水が流入していると考えられる。

4. 「海洋深層水」の利用

現在、取り組まれている「海洋深層水」の商業利用は、低温安定性を利用したエネルギー開発（海洋温度差発電）や省エネルギー化（食品などの冷却）と、清浄性、富栄養性、ミネラル特性を利用した製造業での活用（植物の栽培、養殖、健康食品の開発など）に大別できる。しかし、後者については、多くの「海洋深層水」が中層で採取されているため、場所によっては栄養塩、有機物、人為起源物質などが河川や大気から表層に流入し、中層に負荷されている可能性がある。これは、「海洋深層水」と北太平洋の深層水で大きく異なる点である。また、採取する深度が海底に近いと、沈降有機炭素フラックスのデータ（表2）が示唆するように、海底堆積物から有機物などが巻き上がる可能性があり、必ずしも深ければ清浄な海水が得られるとは限らない。加えて、採取した「海洋深層水」の保存の方法が悪いと、有機物の混入や、微生物の繁殖が生じる。最近の研究では、「海洋深層水」に光を当てるだけで光合成による有機物生産が盛んに行われ、植物プランクトンだけでなく、微生物や動物プランクトンも爆発的に増加することが確認されている（鈴木他、未発表）。これは、有光層から

沈んできた植物プランクトンが「海洋深層水」中に微量に存在し、光が当たると豊富な栄養塩を利用して増殖するためと考えられる。

「海洋深層水」に関する基礎研究と、その商業利用における有効性と採算性の検証は、まだ始まったばかりであり、海洋深層水利用研究会 (<http://www.jadowa.org/top.html>) などの活動を通じて情報交換が行われている。理学的な立場から海洋の研究に携わる私から見ると、「海洋深層水」はちょっと古い海水としか思えないのであるが、ブームが起きたことで海洋に関心を持つ人が増えたとしたら、新しい発想や技術が導入されて海洋研究が進展するかもしれない。そう考えると、「海洋深層水」は地学の発展にとっても未知の力を秘めているような気もしてくるのである。

引用文献

- Gierloff-Emden, H. G. (1986) : Topology of the ocean floor. In Sündermann, J., ed., *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology - New Series, Group 5: Geophysics*, 1-133, Springer-Verlag Heidelberg.
- Iwata, T., Shinomura, Y., Natori, Y., Igarashi, Y., Sohrin, R. and Suzuki, Y. (in press) : Relationship between salinity and nutrients in the subsurface layer in the Suruga Bay. *Journal of Oceanography*.
- 中村保昭 (1982) : 水産海洋学的見地からの駿河湾の海洋構造について. 静岡県水産試験場研究報告, 17, 1-153.
- Rudels, B., Quadfasel, D., Friedrich, H. and Houssais, M.-N. (1989) : Greenland Sea convection in the winter of 1987-1988. *Journal of Geophysical Research*, 94, 3223-3227.
- Shinomura, Y., Iwata, T. and Suzuki, Y. (in press) : Diel changes in dissolved organic carbon in the upper layer of Suruga Bay, Japan. *Estuarine Coastal and Shelf Science*.
- 宗林由樹 (2002) : 駿河湾と北太平洋における微量金属の動態. 沿岸海洋研究, 40, 21-27.
- 角皆静男・乗木新一郎 (1983) : 海洋化学—化学で海を解く. 西村雅吉編, 産業図書株式会社, 286p.
- Warner, M. J., Bullister, J. L., Wisegarver, D. P., Gammon, R. H. and Weiss, R. F. (1996) : Basin-wide distributions of chlorofluorocarbons CFC-11 and CFC-12 in the North Pacific: 1985-1989. *Journal of Geophysical Research*, 101, 20525-20542.
- Yasuda, I., Okuda, K. and Shimizu, Y. (1996) : Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 448-465.