

海洋大循環

海洋大循環とは、大洋*¹全体を巡る、ないしは大洋間を跨ぐ、海洋の大規模な循環を指す。その原因は大きく分けて2つ存在し、ひとつは風が海面を引きずる作用、もうひとつは海面での熱・水交換が空間不均一なことである。海洋全体が持つ熱容量や炭素量は地球システムの他の構成要素が比肩し得ない莫大なものであるため、海洋大循環に伴う熱や様々な溶存物質の輸送は気候の大規模な様相と変動において本質的に重要な役割を果たす。

1. 風成循環

海洋大循環のうち、風が海面を引きずる作用によってできる部分を**風成循環**と呼ぶ。風成循環の主な特徴は、図1に示すように各大洋（南大洋と北極海を除く）でいくつかの緯度帯毎に閉じた環状の水平循環であること、それぞれの環状循環の西端には特に強い海流が存在すること、および海面から深さ数百メートルまでにわたって存在することである。また、緯度帯による環状循環の分かれ方は大洋間で共通しており、さらに南北半球間ではおおよそ鏡像をなしている。こうした循環の概要は大洋航海によって古くから認識されてきた。

地球が回転する効果のため、風成循環による海流の向きや速さは、直上を吹く風と直接には対応しない。海上の風は全体的に南北方向よりも東西方向に強く吹き、低緯度では東風（貿易風）が、中高緯度では西風（偏西風）が卓越する。風成循環の大まかな構造はこの大規模風系が決めている。すなわち、緯度が高くなるにつれて西風が強まる（あるいは東風が弱まる）緯度帯においては、北半球では時計回りの循環が、南半球では反時計回りの循環が形成される。これはおおよそ緯度15~45度にあたり、そこに存在する環状循環は亜熱帯循環と総称される。一方、緯度が高くなるにつれて西風が弱まる緯度帯においては、それとは逆向きの循環が形成される。これはおおよそ45度より高緯度側にあたり、そこに存在する環状循環は亜寒帯循環と総称される。

各環状循環の西端に特に強い海流が存在する原因もまた、地球の回転である。亜熱帯循環の西端には高緯度に向かう強い流れが存在し、低緯度側から暖かい水を運ぶ暖流となる。日本南岸の黒潮やアメリカ東岸のメキシコ湾流がその代表例である。一方、亜寒帯循環の西端にはそれとは逆に低緯度向きの強い流れ、すなわち寒流が存在する。日本沿岸では親潮がそれにあたる。これら暖流・寒流の存在は、周辺の大気の状態に大きな影響を及ぼすことはもちろん、その効果が大気中を伝播することなどを通して、全地球規模の気候にとっても重要性を持つ。

風成循環が深海にまで達しないのは、海洋に**温度躍層**と呼ばれる構造が存在するためである。これは、高緯度以外の海洋の上層数百メートルにわたる、深さとともに温度が大きく変化する領域を指す。もしも温度躍層が存在せず、水温に上下差がなければ、風成循環は海底まで達し、流れの速さは全体的に弱まるであろう。この温度躍層が存在する原因は、次に述べる熱塩循環の存在である。

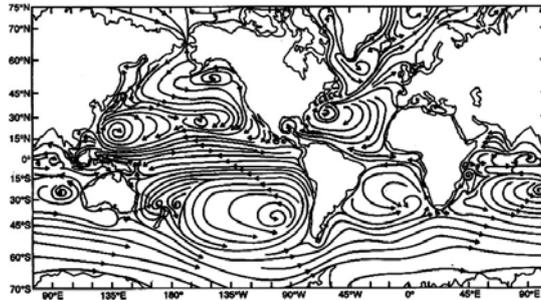


図 1: 海面付近の平均的な流れの概略図^{†1}。ほぼ風成循環によると考えてよい。

2. 熱塩循環

海面温度が 30°C にも達する赤道付近でさえ、温度躍層より下に位置する深層の温度は 0°C に近い低温である。海洋内部では様々な混合現象が温度を一様化するように働く一方で冷却源が存在しないことを考えると、これは高緯度の海面付近にある低温水が深層に沈んで低緯度に広がるという循環の存在を示す。その低温水が中低緯度で上昇し、一方で中低緯度の海面が加熱を受けることが、温度躍層という構造のそもそもの原因である。

海水の密度は温度と塩分によって決まり、(純粋な水とは若干異なり) 低温および高塩分であるほど密度は高い。なお、塩分以外の溶存物質も海水密度に影響を及ぼすが、その濃度は通常きわめて低く、考慮する必要がない。海面付近の冷却または高塩分化(蒸発・結氷^{*2})は海水密度を高め、特に高密度が実現される場所において深層への下降が生じる。この高密度水は深層を水平的に流れつつ、上層に存在する低密度水と混合して密度を下げながら上昇する。その結果、海洋には上層と深層を結ぶ鉛直的な循環が形成される。海洋大循環のうち、このように海水密度の変化に関係してできる部分を**熱塩循環**と呼ぶ。

図 2 に概略を示す熱塩循環の主な特徴は、高密度水の海面から深層への下降(**深層水形成**)が生じる領域がきわめて限られること、および大洋間を結ぶことである。熱塩循環の具体的な形態が認識されたのは比較的新しく、未解明の部分が大きく残されている。W. ブロッカーは観測された溶存物質の分布に基づき、図 2 をより単純化した形の循環像を 1980 年代に示した。この循環が大量の溶存物質を輸送することから、ブロッカーはこれを海洋のコンベヤーベルトと呼び、その名

称でも広く知られるようになった。熱塩循環は溶存物質だけでなく熱も運び、特に深層水形成領域に向かって大量の熱を輸送する。北緯 50 度程度のオホーツク海が冬季に海氷で覆われる一方で、北緯 80 度にも達するノルウェー沿岸が冬季でも凍結しないことには、この熱輸送の有無が大きく関与している。

熱塩循環は深層に流れをもたらす主要因であるが、その流れはとても緩やかであり、深層水形成領域で下降した海水が再び同じ場所に戻るのには数千年を要すると見積もられている。この特徴のため、熱塩循環は気候の長期かつ大規模な変動と深く関わる。例えば、最終氷期（およそ 2 万年前）には大西洋の熱塩循環がほぼ停止していたことが知られており、それが北大西洋高緯度の広い領域が氷に覆われていたことと深く関係すると考えられている。地球温暖化によっても熱塩循環の大きな変化が予測されており、ひとたび大きく変化してしまえば、たとえ変化の原因を取り除いても元には戻らない、もしくは戻るのに数百年以上を要すると考えられている。

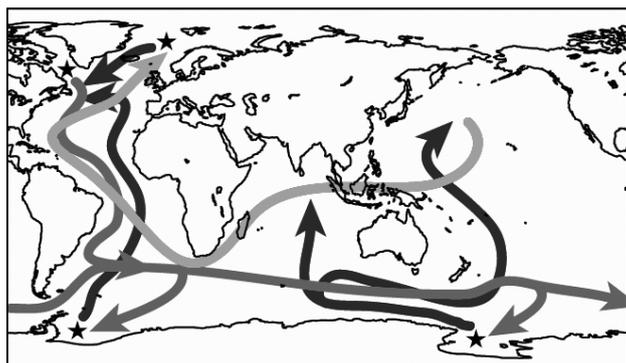


図 2: 熱塩循環の概略図。星印は深層水形成場所を示し、矢印は色が淡いものから順に表層（温度躍層から上）・深層（温度躍層から 3,000 m 深程度）・底層（3,000 m 程度以深）の水平流を示す。深層・底層の流れは徐々に上昇し、表層の流れとなる。実際の表層の流れには、これに風成循環が重なる。

3. 海洋大循環と水塊

海洋内部の温度・塩分分布には、連続な空間変化というよりは、広い領域を特定の温度・塩分が占めるという特徴が見られる。例えば大西洋の 2,000~4,000 m 深には温度 3°C・塩分 34.9‰程度の海水が南北半球にわたって広く分布しており、南大西洋の 1,000 m 深付近には温度 5°C・塩分 34.4‰前後の海水が南北に舌状に伸びて分布する（図 3）。特定の温度・塩分を持って広く分布するこうした海水は水塊と呼ばれる。

海洋内部には熱や塩分の発生・消失源がほぼ存在せず、海水の温度や塩分に特

徴的な値を持たせる原因は海面にしかない。また、海洋内部に存在する海水は、循環の元をたどれば、過去のどこかの段階では海面に露出していたものである。これらの前提に基づくことで、水塊の分布と特性から海洋大循環をある程度知ることができる。なお、水塊を特徴づける量としては、温度・塩分だけでなく、密度の鉛直勾配や様々な溶存物質の濃度も用いられることがある。先述のブロッカーが導いた熱塩循環像もそうして得られたものである。

海水の流速を直接計測することは、温度・塩分・溶存物質濃度の場合に比べて大きな困難を伴う。特に深層での計測は容易でなく、深層流の実態把握については水塊分布からの推算に依存している部分が今なお大きい。地球温暖化に伴って起こると危惧される海洋大循環の大規模な変化をモニタリングするという目的においても、水塊特性の変動を調べる必要があるかつ有用である。

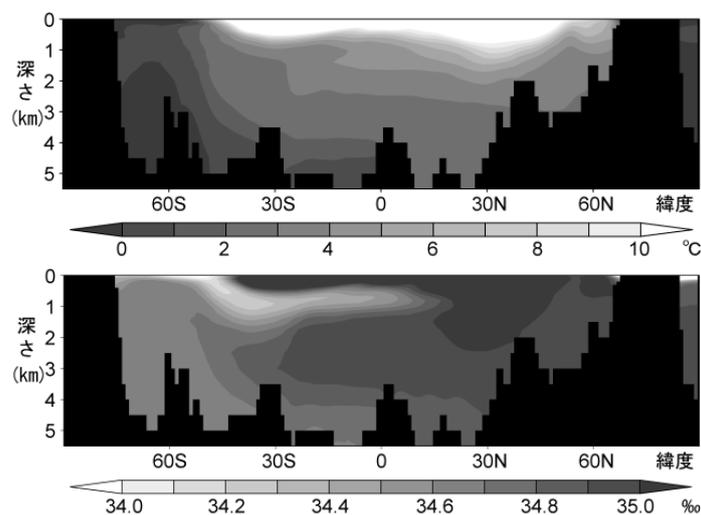


図 3: 西経 30 度 (大西洋) に沿った温度 (上) と塩分 (下) の緯度-深さ分布。

[羽角 博康]

*1 英語で sea ではなく ocean と呼ばれる、太平洋・大西洋・インド洋・南大洋・北極海のこと。

*2 海水が結氷した海氷は若干の塩分を含み、陸上の淡水を起源とする氷山とは区別される。海氷結氷時には元の海水が持つ塩分の大部分が周囲に排出される。

参考文献

[1] Trenberth, K. E. (1992), *Climate System Modeling*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, p.123 を改変