

海の深層と気候

羽角 博康（東京大学気候システム研究センター）

私たちが普段意識する気候とは、気温・湿度・降水量などによって特徴づけられる人の生活環境であり、より一般化すれば地表付近大気の物理的環境であると言えます。その地表付近の大気の物理的状态は、全球のはるか上空までの大気の状態とつながっていることはもちろん、陸上の植生や雪氷分布、そして海洋の状態にも依存しています。そのような意味で、これらの要素をすべて含んだ広い意味での気候を気候システムと呼びますが、その気候システムの中でも海洋の深層は、直接見るできないこともあり、私たちが普段意識する気候からは最も遠いところにあると言えるでしょう。しかし、この遠いところにある海洋深層が、実は根本的なところで我々の生活環境を大きく左右しています。

大気には全球をめぐる大循環が存在し、それによって熱や水蒸気が輸送されることが気候の状態を決めるのに大切な役割を果たしていますが、同様に海洋にも全球をめぐる大循環が存在し、その気候における重要性は決して大気大循環に劣るものではありません。海洋の循環を構成する流れとしては表層の海流が比較的良好よく知られています。日本付近であれば黒潮・親潮がその代表例で、とくに黒潮は世界中に存在する海流の中でも最も大きな流速を持つもののひとつであり、その平均流速は毎秒 1 メートル以上にも達します。この他にも強い表層海流は世界中に存在し、それらは海洋の西岸（海洋の西の端で、陸から見ると東海岸）に集中しています。それ以外の場所に存在する表層海流は比較的良好遅いものになりますが、それでもその典型的な流速は毎秒 10 センチメートル程度ないしそれ以上です。こうした表層海流をまとめた海流図（図 1）を作ってみると、太平洋や大西洋といった海盆内で、緯度帯によって分かれて閉じたいくつかの循環系を作っていることがわかります。こうした循環系は主に海面付近を吹く風のパターンによって決められており、海洋の風成循環と呼ばれます。この風成循環は主に海面から深さ数百メートルにまで存在しています。

一方、深さ数千メートルという海洋深層にも流れは存在し、それにともなう深層循環が形作られています。深層海流の平均流速は大きなところでも毎秒数センチメートル程度であり、多くの場所では毎秒 1 センチメートルを下回ります。しかし、海洋深層の体積は大きいため、流速は小さくても流量としては大きく、循環量は表層の風成循環と比べて小さなものではありません。風成循環については各海盆で閉じた循環系を作っていると先ほど述べましたが、深層循環は後で述べるように全ての海盆の表層から深層までをつなぐ形の循環になっており、本当の意味で海洋の「大」循環になっています。そしてこれも後で述べるとおり、海洋深層の水温はたとえ低緯度であっても 0°C に近い低温であり、この上下の大きな温度差のために深層循環は多くの熱を運ぶこととなります。この熱輸送は高緯度と低緯度の間の気温差を小さくするのに欠かせない役割を担っています。北極圏から赤道直下までの広い範囲が人の生活できる環境にあるということは、海洋深層の循環にともなう熱輸送と切り離して考えることはできません。また、海洋中には様々な溶存物質が存在し、

循環にともなってそれらの溶存物質が輸送されています。特に気候にとっては海洋中に様々な形で存在する炭素の循環と、その炭素の循環に大きな影響を及ぼす生物過程、そして生物が繁殖するのに必要な栄養塩と呼ばれる無機溶存物質の循環が大きな意味を持ちます。

なお、先ほど平均流速と述べたのは、数日以上のある程度の時間にわたって平均したものを指し、潮汐などによる流れを除くことを意味しています。多くの場所において潮流の速度は平均流速を上回り、特に海洋深層では潮流が平均流速の10倍以上に達することが珍しくありません。しかし潮流のほとんどの部分は半日や一日などの周期で行ったり来たりするだけで、熱や溶存物質を遠くへ運ぶことはできません。そのためここでは潮流を除いた意味での平均流について考えています。また、海洋中ではいたるところで中規模渦と呼ばれるものの生成・消滅が繰り返されています。中規模渦とは数キロメートルから数十キロメートルの直径を持つ水平的な渦で、その流速はやはり深層の平均流にくらべてずっと大きいものですが、ある程度の時間もしくは空間にわたって平均をとるとほとんどゼロになってしまいます。ただし、この中規模渦は渦の中に高温水・低温水や溶存物質を蓄えて移動することができるため、実は熱や溶存物質を遠くへ運ぶ役割も持っているのですが、ここではその話には踏み込まないことにします。

海洋深層が気候において果たす役割の特徴としていまひとつ重要なこととして、体積が大きくそれにとまって熱容量が大きいため、慣性が大きい、すなわち変動に関して鈍感であるということが挙げられます。日々の天気めまぐるしく変化するのに応答して海洋の状態も変化しますが、大気と直接相互作用している海洋表層ですら日々の変化は非常に小さいものになります。大気の状態である天気の変動の特徴的な時間スケールを日とすれば、海洋表層の変動については月から年、そして海洋深層については百年から千年となります。逆に言うと海洋深層は気候の長期変動や長時間平均状態をコントロールする役割を担っています。その一方で、これも後で述べますが、海洋深層の循環が短期間（と言っても百年や千年のスケールですが、地球の大規模気候変動の歴史から見れば比較的短いものです）で劇的に変化することがあると考えられており、それが過去において起こった、あるいは未来において起こるかもしれない気候の激変の要因になるものとも考えられています。

海の深層の循環 —実態と原因—

では、海洋の深層には実際にどのような循環が存在しているのでしょうか。海洋の深層循環の大まかな模式図としては、アメリカの海洋化学者ブロッカーによるコンベヤーベルトの図がよく知られています（図 2）。その構造は、北大西洋の高緯度で深層に沈んだ水が大西洋深層を南下して南大洋に達し、南大洋を東向きに回って太平洋とインド洋の深層に流れ込み、そこで上昇して表層を通過して北大西洋高緯度へ戻って行く、という形になっています。ブロッカーがこのような模式図を提唱したのは1980年代のことですが、それは深層

の流速を直接観測することによって得られたものではありません。海洋深層の流速の直接観測には、平均流速を得るために長期間の継続的な観測が必要であること、そのためには深海の高圧力や海水による腐蝕に長期間耐えることができる観測機器が必要とされることなど、様々な困難が伴います。したがって、直接観測によって平均流速が求められている場所というのは現在でも非常に限られています。一方、深層の水温や溶存物質の観測は流速に比べると容易に行うことができ、ブロッカーによる模式図は海洋中の溶存物質の分布から推定されたものです。コンベヤーベルトという名前も、深層循環にのって海洋中を溶存物質が運ばれる、というイメージからきています。

溶存物質の分布からどのように深層循環がわかるのか、もう少し詳しく見てみましょう。ここでは溶存物質の例としてリン酸を用います。リン酸は栄養塩と呼ばれるもののひとつで、生物の体を構成する元素であるリンの原料となり、海洋生態系の主要な生産者である植物プランクトンが繁殖するために必要なものです。大西洋・太平洋それぞれで東西方向に平均したリン酸の分布は図 3 のようになっています。その大まかな特徴としては、海面付近では存在量がゼロに近いこと、大西洋深層は全体的に低濃度で北に行くほど濃度が低いこと、太平洋深層は全体的に高濃度で北に行くほど濃度が高いことが挙げられます。この他に大西洋の深さ千メートル付近で顕著に濃度が高いという特徴がありますが、これについてはここでの説明は割愛します。海面付近の太陽光が届く深さでは、植物プランクトンが光合成を行って繁殖するのに伴ってリン酸が消費されるため、存在量はゼロに近くなります。そのような状況において海面付近で植物プランクトンが繁殖し続けられるということは、海洋の深層から海面付近へ向かってリン酸の供給が存在することを意味します。一方、植物プランクトンやそれを食べた生物の体内に取り込まれたリンは、いずれ排泄物や死骸という無生物の形となって深層へ沈み、一部は分解されて海洋深層で再び溶存物質としてのリン酸に戻り、残りは海底堆積物となります。海底堆積物となった後でも分解は行われ、海底から溶存物質としてのリン酸が供給されることとなります。これらの結果として、海面付近から深層へ沈んでからあまり時間が経っていない水のリン酸濃度は低く、深層に存在し続けるうちにだんだんリン酸濃度は高まっていくこととなります。この観点から図 3 を見ると、北大西洋高緯度の深層でリン酸濃度が非常に低いのはそこで海面から深層へ水が沈んでいることを表し、そこから南に行くにつれてリン酸濃度が徐々に高まっていくことは南にある水ほど海面を離れてから時間が経っている、すなわち深層で南向きに流れがあることを表します。また、太平洋の深層全体でリン酸濃度が高いことは太平洋では海面から深層へは水が沈んでいないことを表し、太平洋北端の深層上部でリン酸濃度が最も高いことは太平洋では深層水が北上しつつ上昇していることを表します。これに表層での戻り道を付け加えたものがブロッカーのコンベヤーベルトです。溶存物質の分布からは、深層水が上昇する場所は太平洋やインド洋全体に広く存在していること、その一方で北大西洋高緯度で水が深層に沈んでいる場所は限られた狭い領域であることもわかります。

さて、深層循環の大まかな実態がわかったところで、そのような循環がどのような原因によって作られているのかを考えてみることにしましょう。その原理を最も単純化して示すと、図 4 のようになります。水槽に入った水を考え、水槽の側面や底面では断熱材によって加熱・冷却がされない一方、水面の温度は自由に決められるとします。そして、水面の一方の端では水温が比較的高温に保たれ、他方の端では比較的低温に保たれ、その間では温度がなめらかに変化するという状況を考えます。水は冷やされると密度が大きくなる、すなわち重くなるために沈みやすくなり、暖められると軽くなって上昇しやすくなります。このため、冷やされている付近で水が沈み、暖められている付近では水が上昇し、その間をつなぐような循環が形作られます。また、実際に実験などをしてみればわかることですが（そしてもちろん理論的にも説明できることですが）、沈む場所は狭い領域に集中する一方、上昇する場所はそれ以外の広い領域に存在します。また、このときの水槽内の温度分布がどうなるかと言うと、水面付近は与えられた温度になり、低温領域から高温領域まで水平的に変化しますが、ある程度の深さより下では水温はほとんど一様で、水が沈んでいる領域の水面の温度を反映した低温になります。そして、低温で一様な深層と水平方向に温度変化がある表層付近の間には、上下方向に温度が大きく変化する領域が存在します。水槽の中の循環と海洋の循環を同じに扱うことは乱暴ではありますが、コンベヤーベルトに表されるような循環の原理は、突き詰めて言えばこの例と同じであると言えます。実際、海洋の温度分布を見てみると（図 5）、海面付近では低緯度の高温から高緯度の低温まで大きく変化しますが、深層は低温な水で一様に占められています。そして、深さ千メートル付近には上下方向に温度が大きく変化する領域が存在しています。この領域は温度躍層と呼ばれ、その存在は高緯度で深層へ沈んだ低温の水が低緯度で上昇していることの現れでもあります。

この水槽の例での循環で重要なのは、温度によって水の密度が異なるということです。海水の場合、その密度はもちろん温度によって変化しますが、そればかりではなく塩分によっても変化します。全海洋に存在する海水の平均塩分は 3.5%程度ですが、塩分は場所によって異なります。塩分を変化させるものは、海面での蒸発による濃縮、降水や河川水流入による希釈などで、降水量よりも蒸発量が多い場所の海面付近では比較的高塩分に、その逆の場所の海面付近では比較的低塩分になります。そして、温度と塩分の結果として決められる水の密度の大小によって、どこで海面から深層へ水が沈むのかが決まります。そのため、コンベヤーベルトのような海洋深層循環は熱塩循環とも呼ばれます。海水の密度が塩分にも依存し、その密度によって熱塩循環の沈む場所が決められるということは、沈む場所が北大西洋高緯度に存在しながら北太平洋高緯度には存在しないということとも関わります。温度の面から見ると、北大西洋高緯度も北太平洋高緯度も冬季には同じ程度の低温にまで下がりますが、北太平洋高緯度海面付近の塩分は北大西洋高緯度海面付近と比べて 0.1~0.2%程度低く、このわずかとも思える塩分の違いがどちらで沈むかにとって本質的なものになっています。なぜそのような塩分の違いが生じるのかについては、ここでは

詳しく語ることはできませんが、大気大循環に伴う水輸送によって大西洋で蒸発した水が太平洋に降り注ぐようになっていることがひとつの重要な要素であるとだけ述べておきます。

ブロッカーのコンベヤーベルトは、その当時の知識からしても大幅な単純化を施したもので、実際には南極の周囲など北大西洋高緯度以外にも海面から深層へ水が沈んでいる場所があること、大西洋深層では北大西洋高緯度から南下する流れのさらに下に南大洋から北上する流れがあることなどは以前から知られていました。さらにその後蓄積された流速の直接観測データや溶存物質の観測データによって、深層循環の経路や流量はずっと正確にわかってきています。またこの間、数値シミュレーションが飛躍的な発展を遂げ、観測が困難な海洋深層の状態を知るのに大きな手助けとなっています。海洋深層循環の重要性をこうして説くからには、現在ではその実態が余すところなくわかっている、と言いたいところですが、残念ながらそこまでには至っていません。そしてそのよくわかっていないことのために、過去の気候の理解や将来の気候予測に大きな制約が存在しているのも事実です。深層循環の実態を知りその原因となる物理を解き明かすための努力は今なお続けられており、海洋深層循環研究が気候の研究におけるひとつの最前線であることを付け加えておきます。

深層循環による熱輸送と気候

コンベヤーベルトの例からもわかるとおり、海洋深層の循環は深層だけで独立に存在するわけではなく、表層の循環とつながって存在しています。そうであればこそ海洋深層の循環は私たちの実感する気候に影響を及ぼすことができます。その具体例として最もわかりやすいもののひとつとして、北極海の海氷分布を挙げることができます。北極海は一年を通して氷に覆われている海ですが、海氷分布をよく見ると、グリーンランドの東側やノルウェーの北側などに、北緯 80 度を越えてなお、真冬でも海氷がほとんど張っていない場所が存在することがわかります（図 6）。この海氷がほとんど張っていない場所には、低緯度側から暖かい海流が流れ込んでいます。そのような海流が存在するのは、先ほど見たような深層循環が存在するからです。海面から深層へ海水が沈んでいる場所について、これまでは北大西洋高緯度と表現していましたが、実際には複数の狭い領域からなっており、その中の主要なもののひとつはグリーンランドとノルウェーの間に存在するグリーンランド海にあります。そのため、深層循環は海洋表層で低緯度側から比較的高温の海水をグリーンランド海やそれに続く北極海に引き込んでくることとなります。もし深層循環が存在しなければこのような表層の暖流は存在せず、北極海やグリーンランド海は冬には完全に氷に覆われてしまうでしょう。

深層循環に伴う海流によって高緯度が暖められているということは、逆に低緯度については深層循環によって冷やされているということを意味します。先ほど見たとおり、海洋深層には低緯度でも 0°C に近い低温水が存在し、深層循環の一部としてその低温水は上昇して

いるため、低緯度の海面付近は下から冷やされることとなります。このようにして、深層循環の存在によって海洋は低緯度から高緯度へ熱を運んでおり、この熱輸送が存在すればこそ、地球上は赤道直下から北極圏までの広い範囲にわたって人が居住できる環境になっているのです。南極大陸上は北半球の同じ緯度と比べた場合に大幅に低温で、人が居住できるような環境にはありませんが、それは深層循環に伴う熱輸送が存在しないためだと言うことができます。もし深層循環が存在しなかったら、北極圏は南極大陸上と同じように氷に閉ざされた世界になってしまうことでしょう。

海洋深層循環による熱輸送について、別の見方をしてみます。海が熱を運ぶのは海水に温度と流れがあるからですが、単にそれだけで熱を運んで高緯度と低緯度の間の温度差を緩和できるとは言えません。ここで、ある緯度での海洋の断面を考えてみましょう。この断面で高緯度向きに流れが存在すれば、その流れは高緯度方向に熱を運びます。運ばれる熱量は流量と温度の積に比例します。一方、同じ断面で低緯度向きに流れが存在すれば、その流れは低緯度方向に熱を運んでいることとなります。実際の深層循環においては、ある緯度断面の全体で一方向的に高緯度向きや低緯度向きに流れているということではなく、高緯度向きの流れと低緯度向きの流れの両方が存在していて、その差し引きはほとんどゼロになっています。もし考えている断面上で温度が一定であったとすると、高緯度向きの流量と低緯度向きの流量が同じならば、高緯度方向と低緯度方向に同じだけの熱が運ばれることになり、全体としてどちら向きにも熱を運んでいないこととなります。高緯度向きの流れと低緯度向きの流れの間に温度差がなければ、緯度方向に熱を運ぶことはできないのです。比較的高温の水が高緯度方向に運ばれ、そして比較的低温の水が低緯度方向に運ばれるならば、海洋は高緯度方向に熱を運ぶこととなります。そして、海洋によって高緯度方向に熱が運ばれるということは、高緯度では海洋は海面で熱を失い、大気を暖めていることを意味します。そうでなければ、高緯度の海洋にどんどん熱がたまり、温度が上昇しつづけてしまいます。

北大西洋の中緯度を例にして緯度方向の熱輸送を考えてみます。そこでの流れは表層で高緯度向き、深層で低緯度向きになっており、表層の水温は深層に比べて 10℃ないしそれ以上高くなっています。高緯度向きの流れと低緯度向きの流れの流量はほぼ同じですが、この温度差のために高緯度方向の熱輸送量が低緯度方向の熱輸送量よりも大きく、差し引きとして熱は高緯度方向に運ばれていることとなります。これによって深層循環は北大西洋では低緯度側を冷やして高緯度側を暖める働きを持ち、緯度方向の温度差を緩和するように働いていることとなります。今と同じ見方で、大西洋の赤道における熱輸送を考えてみましょう。深層循環に伴う流れは北大西洋中緯度と同様ですが、今の場合は低緯度・高緯度向きという言葉はあてはまらず、表層で北半球向き、深層で南半球向きとなります。表層の北半球向きの流れの方が深層の南半球向きの流れよりも水温が高く、したがって深層循環は赤道を通して南半球から北半球に向けて熱を運んでいることとなります。南半球と北半球の間にわざわざ温度差を作るような循環ができるのは一見して奇妙に思われるかも

しませんが、実際にそうっており、現在の深層循環は南大西洋を冷やして北大西洋を暖めるという働きも持っているのです。深層循環のこの働きによって、北大西洋に面する陸地では高緯度でも特別に温暖な気候が実現されています。先ほどの北極海の海氷の例も、深層循環のこうした特徴のひとつの現れと捉えることができます。

そうだとすると、深層循環は太平洋では北半球から赤道を越えて南半球へと熱を運んでいるのではないかという考えも浮かぶのではないかと思います。そのような傾向がないことはないのですが、大西洋の場合に見られるほど顕著ではなく、深層循環があからさまに北太平洋を冷やして南太平洋を暖めるということにはなっていません。太平洋と大西洋の間で深層循環による熱の運び方にこのような違いが生じるのは、循環量や循環の空間的構造の違いにあるのですが、ここではこれ以上詳しくは述べません。

さて、これまでに述べたように、コンベヤーベルトのような形を持つ現在の深層循環は、特に北大西洋高緯度を温暖な気候にするように働いており、もし深層循環が止まってしまった場合には北大西洋高緯度は大幅に寒冷化してしまうということになります。深層循環が止まるなどということが起こるのかということ、過去には実際にそのような例があったと考えられています。現在からおよそ1万8千年前の最終氷期最大期にはコンベヤーベルトのような深層循環は存在しないか非常に弱く、その頃の北大西洋は北緯45度程度まで海氷に覆われていたことが地質学的証拠（地層や海底堆積物中に存在する試料など、遠い過去の状態を表すもので年代を特定できるもののことを指し、例えば、海底堆積物中に残された過去の生物の残骸から、当時の海面付近の温度がどの程度であったかなどなどの情報を得ることができます）から示されています。これ自体、現在のような深層循環が存在しないと北大西洋高緯度が寒冷になってしまうことの現われと考えることもできますが、深層循環の気候に対する影響の大きさをそれ以上にはっきりと示すような現象が、最終氷期最大期から現在のような気候へと徐々に温暖化する過程で起こりました。北大西洋上の海氷は数千年かけて徐々に後退し、現在からおよそ1万2千年前までにはグリーンランド沿岸を除いては北緯65度程度まで海氷が存在しないという状態になっていたことが知られており（図7）、この頃には現在のような深層循環が存在していたと考えられています。しかし、この後急速に北大西洋は海氷に覆われだし、ひとたびは最終氷期最大期と同じ程度まで海氷の存在する領域が広がり、その後また急速に海氷は後退し、その後は現在に近い状態のまま保たれていることがわかっています。この海氷の急速な進出と後退に要した時間は千年に満たず、氷期から現在のような気候へ向けての緩やかな温暖化に比べると非常に急激で大幅な気候変動であったとすることができます。この気候変動をもたらしたものが、深層循環の停止と復活であると考えられています。最終氷期には北米大陸上に大規模な氷床が存在していたのですが、気候が温暖化する中でそれは徐々に融け、融けた大量の水は陸上から海へと注ぎ込む結果となります。前に述べたとおり、深層循環の出発点で海面から深層へ海水が沈むのは、その場所で海水の密度が高くなっているからです。氷床から融けだした水が北大西洋高緯度に注ぎ込むと、海水が深層へ沈んでいる領域の塩分は低くなり、

密度が下がってしまいます。その結果として深層循環は急激に停止して北大西洋高緯度の寒冷化をもたらし、氷床からの融け水が北大西洋高緯度に注ぎ込まなくなると深層循環は急速に復活して北大西洋高緯度を温暖化したものと考えられます。

現在進行中と考えられる地球温暖化においても、その中で深層循環がどのように変化するのが焦点のひとつとなっています。人間活動に伴う二酸化炭素などの排出によって気候が将来どのように変化するかについては、世界中のいくつかの研究機関（我々の東京大学気候システム研究センターも含む）において数値シミュレーションによる予測が行われています。それぞれの予測された結果の間にはいろいろと違いがあり、どの結果をより信頼すべきかは難しい問題ですが、どの予測においても共通して現在のような深層循環は急速に弱まっていくことが示されています。あくまでも地球全体が温暖化していく中での出来事なので、これによって北大西洋高緯度域が現在よりも寒冷化するとは思われませんが、この地域の温暖化の進行には大きな影響を与えるものと考えられています。

深層循環による物質輸送と気候

先ほど述べた地球温暖化は、人間活動の結果として大気中に排出された二酸化炭素を主たる原因として生じると考えられています。二酸化炭素は地表面や大気から宇宙空間へ向かって逃げていく熱を大気中に閉じ込めてしまう働きがあるため、その量が増加すると地球は全体的に温暖な気候になります。氷期のような現在よりずっと寒冷な気候や中生代のような現在よりずっと温暖な気候など、地球の歴史に見られる大幅な気候の変動は基本的に大気中の二酸化炭素濃度の変動と連動して起こったものと考えられています。その意味で大気中の二酸化炭素濃度は気候を決める重要な要素なのですが、その大気中二酸化炭素濃度をコントロールするものとして、海洋の存在と循環は重要なものです。

二酸化炭素は海水に溶けることができ、大気と海洋は海面を通して常に二酸化炭素を交換しています。大気中の二酸化炭素濃度は、場所によって若干の違いはありますが、概ねよくかき混ぜられて一様になっています。それに比べると、海面付近の海水の二酸化炭素濃度は場所によって大きな違いがあり、濃度が比較的低い場所では大気中の二酸化炭素が海水に吸収され、濃度が比較的高い場所では海水から大気中へ二酸化炭素が放出されています（図 8）。海水に溶けることができる二酸化炭素は温度が低いほど多くなるため、海面付近の二酸化炭素濃度は水温に大きく影響されます。しかし、海面付近の二酸化炭素濃度の場所による違いを考える上では、温度への依存だけではなく、これから述べるように生物過程や深層循環に伴う二酸化炭素の輸送も重要な要素となります。

人間活動による過剰な二酸化炭素排出がなかった産業革命以前の状態では、大気中の二酸化炭素濃度はほぼ一定で、海洋が大気から吸収する二酸化炭素量と海洋から大気中に放出される二酸化炭素量はつりあっていたと考えられています。これに対し、大気中の二酸化炭素濃度が増加しているそれ以後の状態においては、海洋が吸収する量が海洋から放出される量よりも大きく、全体として海洋は人間活動によって排出された過剰な二酸化炭素の

一部を吸収しています。地球温暖化においては、この先も海洋が同じように二酸化炭素を吸収し続けるのか、あるいは気候変動に伴って海洋による二酸化炭素の吸収がどのように変化するかは重要な問題です。先ほど述べたように、海水に溶けることができる二酸化炭素は低温ほど多いため、温暖化が進行して海面水温が上昇していくと海洋はだんだん二酸化炭素を吸収しにくくなっていくこととなります。しかし、海洋による二酸化炭素の吸収・放出を決めている要素は他にもあり、それらがどのように変化していくのかまでを考えなければ最終的な回答はできません。そしてまた、過去における大規模な気候変動の要因となったと考えられる大気中二酸化炭素濃度の変化（現在の半分程度から数倍程度までの幅で変動があったと考えられています）がどのようにもたらされたについても、海洋がどのように二酸化炭素を吸収し、吸収された二酸化炭素が海洋中でどのように変化するあるいは運ばれ、海洋からどのように二酸化炭素が放出されるのかを知ることが必要となります。というのも、二酸化炭素と様々な形の炭素化合物は生物過程や化学過程を通して互いに変換されており、そのようにして地球上には様々な形の炭素化合物の循環ができあがっているのですが、炭素原子の存在量として見た場合、海洋中には大気中の数十倍、陸上と比べても十倍以上の量が存在しており、海洋中に存在する炭素化合物の変化やそれにとまなう大気との間の二酸化炭素交換の変化が大気中二酸化炭素濃度の大規模な変動の原因になり得ると考えられるからです（他の原因としては大規模な火山活動などが考えられます）。そこで、海洋中で二酸化炭素がどのように変化し、運ばれているのかを次に見ることにしましょう。

海水に溶けた二酸化炭素は、海中の植物（主に植物プランクトン）による光合成によって生物に取り込まれます。これとは逆に、植物プランクトンは自分自身の呼吸によって二酸化炭素を放出もします。植物プランクトンはやがて動物プランクトンやより大型の生物に食べられるか枯死します。枯死した植物プランクトンは海中を沈んでいきます。一方、動物プランクトンやより大型の生物に取り込まれた炭素も、いずれは呼吸によって二酸化炭素として排出されるか、排泄物や死骸の形で海中を沈んでいきます。これら海中を沈む有機炭素の一部は、沈む途中でバクテリアによって分解されて溶存二酸化炭素になり、残りは有機物・無機物様々な形での海底堆積物となります。

光合成が起こるのは太陽光が届く海面から数十メートルの深さまでの範囲に限られます。ただし、二酸化炭素と光さえあれば光合成が起こるのかというと、そうではありません。前にも述べたように、生物の体を構成する他の元素の原料が供給されなければ光合成は起こりません。その原料としては、先ほど挙げたリンの原料となるリン酸や窒素の原料となる硝酸といった栄養塩に加えて、鉄などの微量元素が挙げられます。実際のところ、海洋中では二酸化炭素が不足しているせいで光合成が不活発になっている場所というのは存在しませんが、光も二酸化炭素も十分ありながら栄養塩や鉄などが不足しているせいで光合成が盛んでない場所が存在します。植物プランクトンが多く存在して光合成が盛んに起きている場所では海面付近の海水の二酸化炭素濃度が低くなり、そこでは大気中の二酸化

炭素が海洋に吸収されることとなります。図 9 は植物プランクトンの分布を示したのですが、北太平洋高緯度や北大西洋高緯度、あるいは大陸の沿岸に見られる植物プランクトンが多く存在する場所は、栄養塩が多く供給されている場所に対応しています。栄養塩の供給には、陸上から河川水を通して行われるものと、深層海洋から行われるものがあります。前にリン酸の分布を説明した時に見たとおり、深層には栄養塩が豊富に存在しており、深層から上昇流が存在するような場所では海面付近に栄養塩が多く供給されることとなります。したがって、海面のどこでどれくらい二酸化炭素が吸収または放出されるのかを知るためには、海洋中の二酸化炭素そのものの分布だけでなく、栄養塩など他の溶存物質の分布を知る必要があり、それは前にも述べたとおり深層循環と深くつながっています。そして、海面付近の栄養塩が豊富であるにもかかわらず植物プランクトンが少ない場所というのも存在しています。そのような場所では鉄の供給が足りないことがひとつの原因であると考えられています。鉄は主に陸上から風に乗って運ばれてくるダストと呼ばれる微粒子によって供給されています。氷期などに見られる大気中二酸化炭素濃度の大幅な減少の原因について、何らかの原因で風の吹き方が変わったために、もともとは不足していた場所に鉄が多く供給されるようになり、それによって海洋が二酸化炭素を大量に吸収するようになったのではないかという考えも提唱されています。

もちろん海洋中の溶存二酸化炭素自身も深層循環によって輸送され、海面付近の海水の二酸化炭素濃度に、そして海洋による二酸化炭素の吸収・放出に影響を与えています。図 8 には赤道付近で海洋が多くの二酸化炭素を大気中に放出していることが示されていますが、これは深層から冷たくて二酸化炭素を多く含んだ水が海面付近に供給されていることの現われです。気候変動に伴って深層循環の形や強さが変わると、二酸化炭素や栄養塩など、海洋中での様々な物質の循環が影響を受け、それは大気中の二酸化炭素濃度に影響を及ぼすこととなります。さらに、気候変動の中で海洋による二酸化炭素の吸収・放出がどのように変化するかを考える上で重要となる要素として、生物活動および生物種の変化が挙げられます。生物の活動は温度に依存するので、例えば植物プランクトンによる光合成の効率も温度によって違ってきます。また、水温が変化すると存在する生物の種類が変わるということも起こり得ます。生物種の違いは光合成や呼吸の効率の違いとしても現れますし、その生物が繁殖するのに必要とされる物質の違いとしても現れます。プランクトンの中にはケイ素を主成分とする殻を持つものやカルシウムを主成分とする殻を持つものが存在し、それらの繁殖のためには当然のことながらケイ素やカルシウムの供給が必要となります。したがって生物種が変わってしまうと、海洋の物質循環の様相が大幅に変わってしまうこともあり得ます。気候変動の中で海洋生態系がどのように変化し、大気中の二酸化炭素濃度にどのような影響を与えるかは、過去や将来の気候変動を考える上でとても重要な要素であり、多くの研究が行われていますが、まだまだ十分な理解が得られているとは言えません。

以上に述べたことはかなり単純化されており、実際にはもっと多くの複雑な過程が作用し

て海洋中の炭素循環や物質循環ができあがっています。そしてここまでに述べたような海洋中の物理的・化学的・生物的側面のすべてが、私たちの生活環境としての気候と深くつながっているのです。

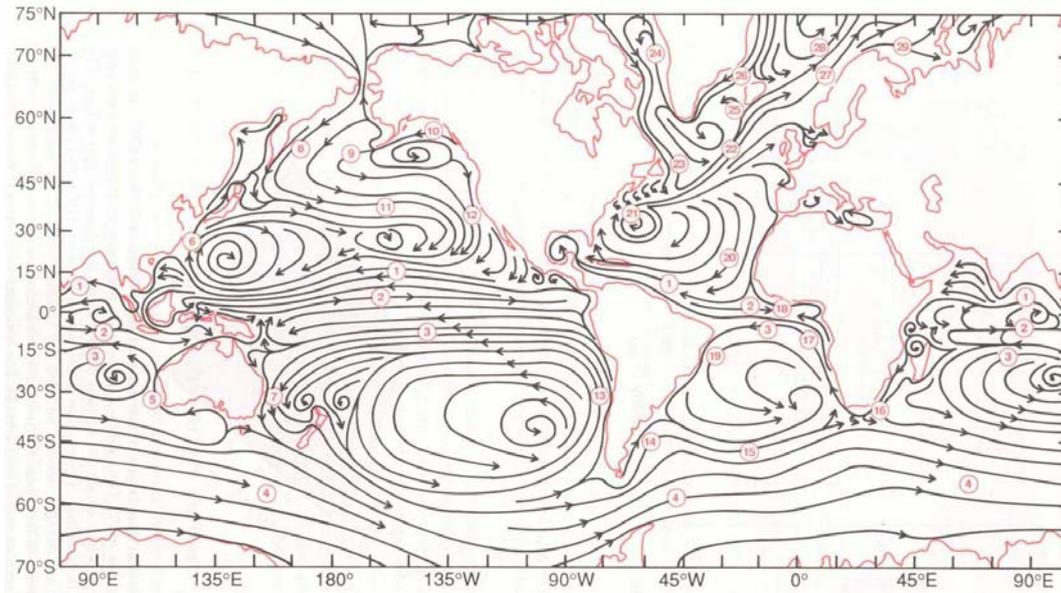


図 1：表層海流図。太平洋・大西洋・インド洋それぞれにおいて、東端から西端におよぶいくつかの閉じた循環系が作られていることがわかる。

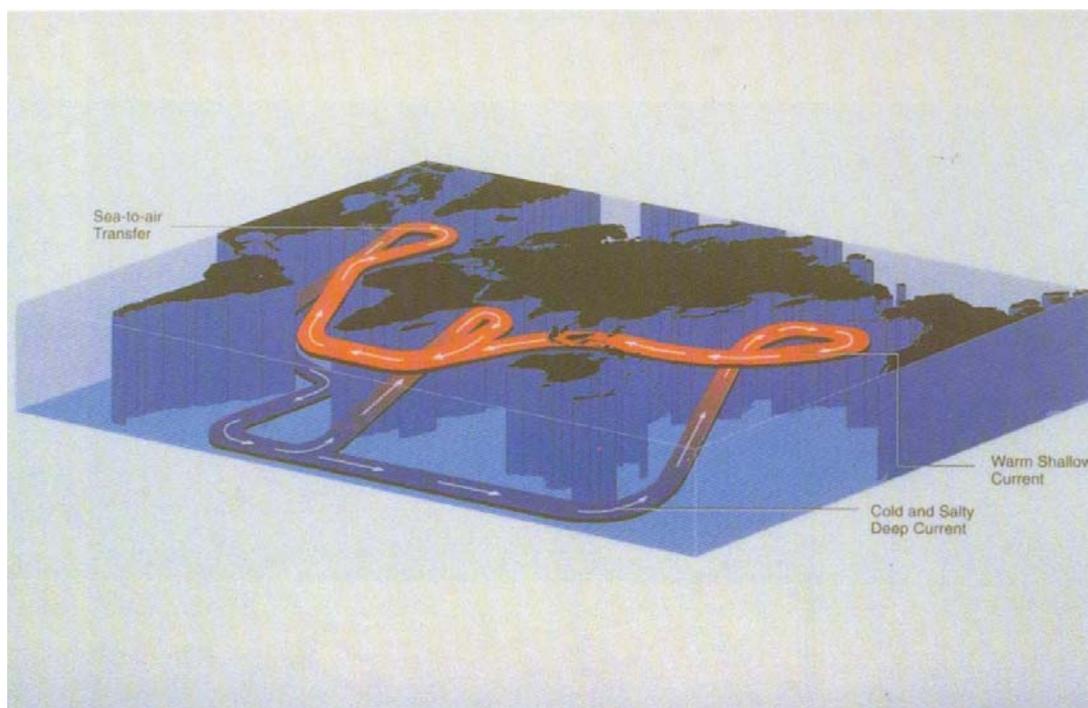


図 2 : 海洋深層循環の模式図 (ブロッカーのコンベヤーベルト)。

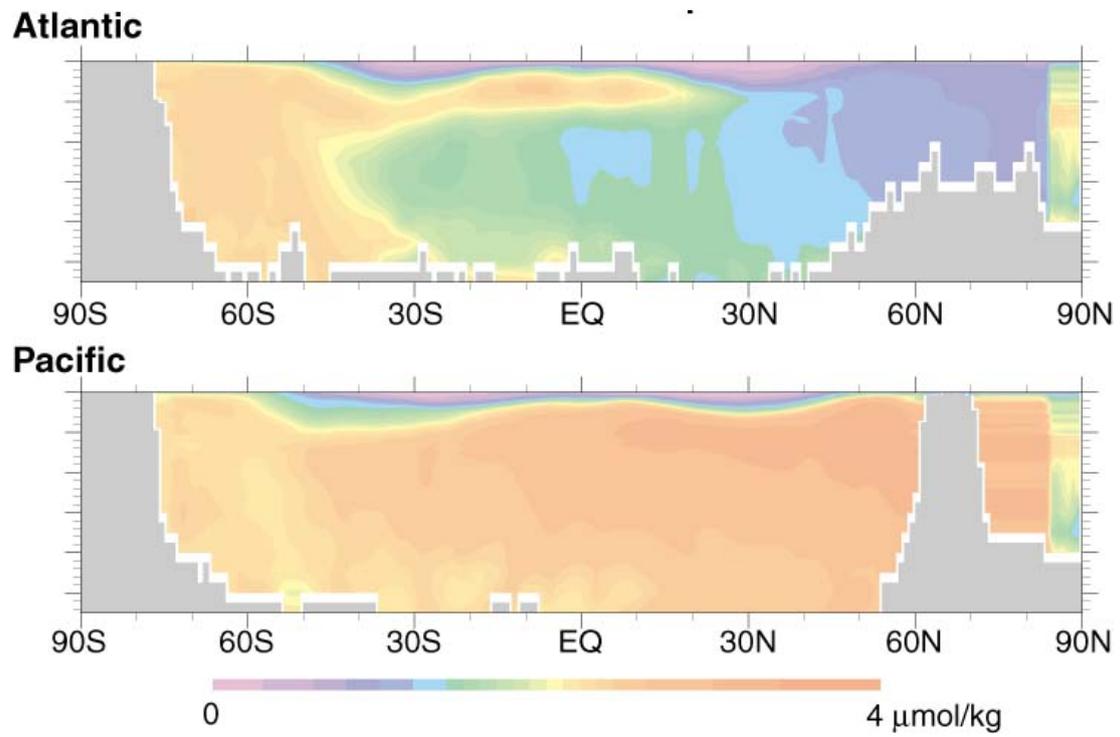


図 3：大西洋（上）・太平洋（下）それぞれで東西方向に平均したリン酸（ PO_4^- イオン）濃度。

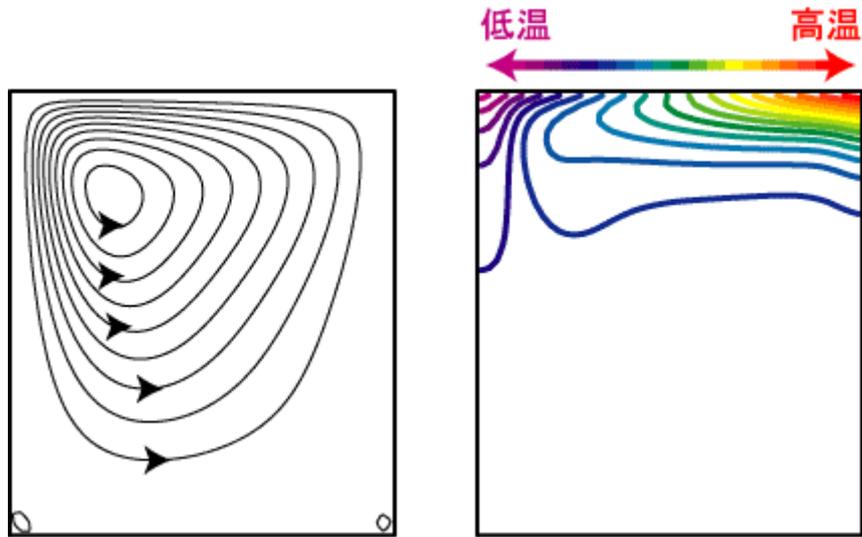


図 4：深層循環の原理。水槽上端の一方を低温、他方を高温に保ったとき、水槽内には左図の流線で示されるような循環が生じ、温度分布は右図のようになる。

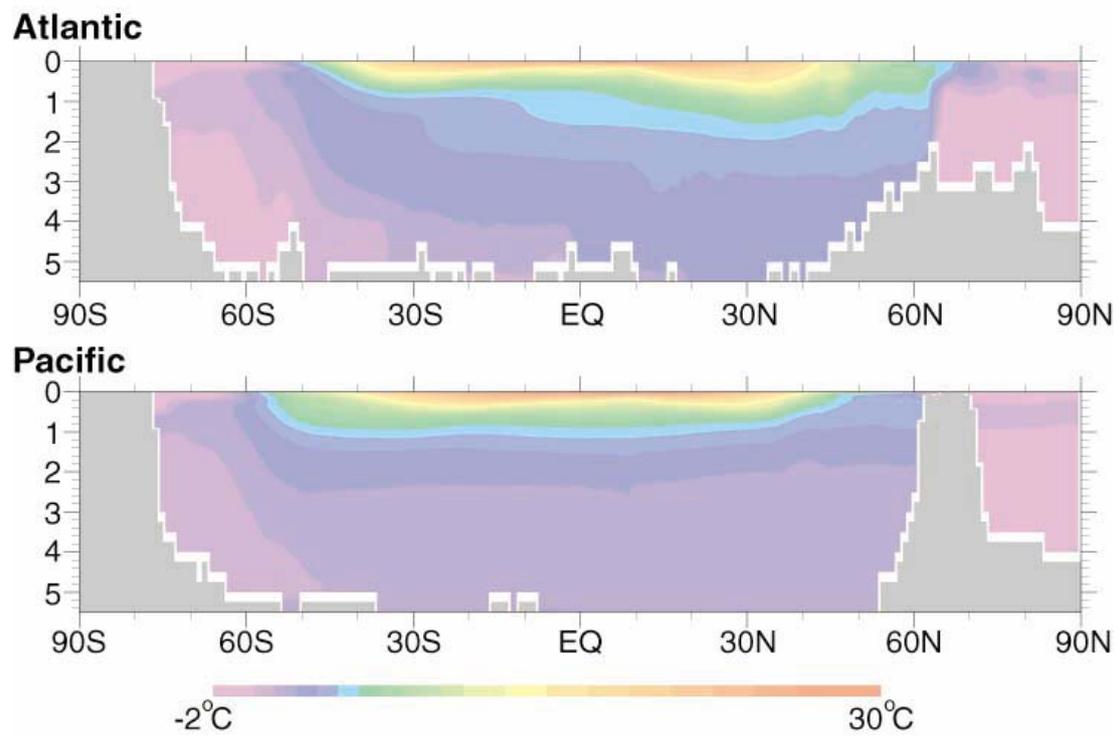


図 5 : 大西洋 (上)・太平洋 (下) それぞれで東西方向に平均した水温。



図 6 : 北極海とその周囲の2月の海氷分布。

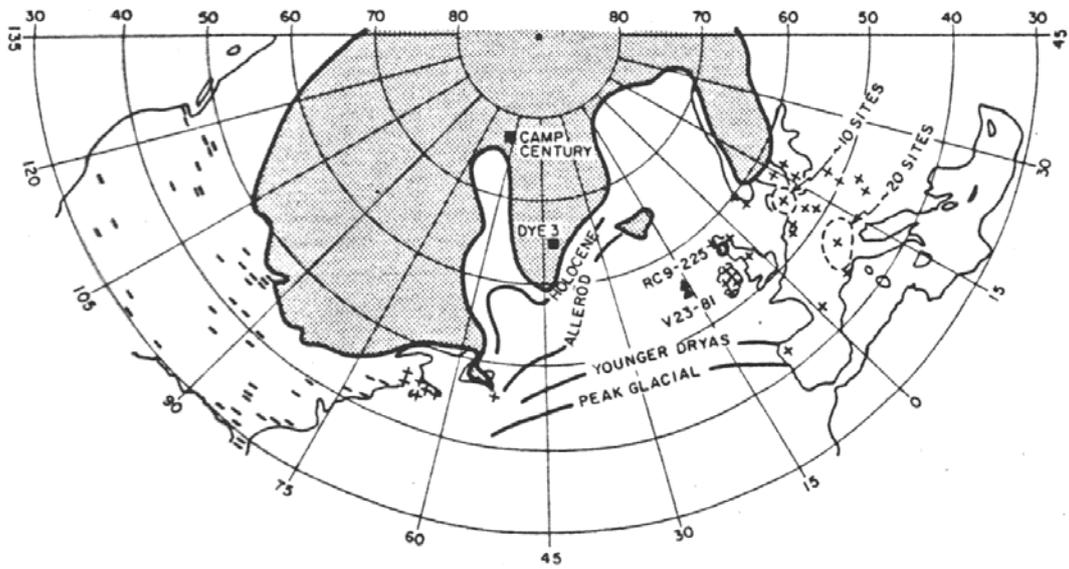


図 7：各時代における海氷の南限。時代順に、“PEAK GLACIAL”は約 1 万 8 千年前の最終氷期最大期、“ALLEROD”はその数千年後、“YOUNGER DRYAS”は約 1 万 2 千年前のヤンガードライアス期、“HOLOCENE”は現在を表す。

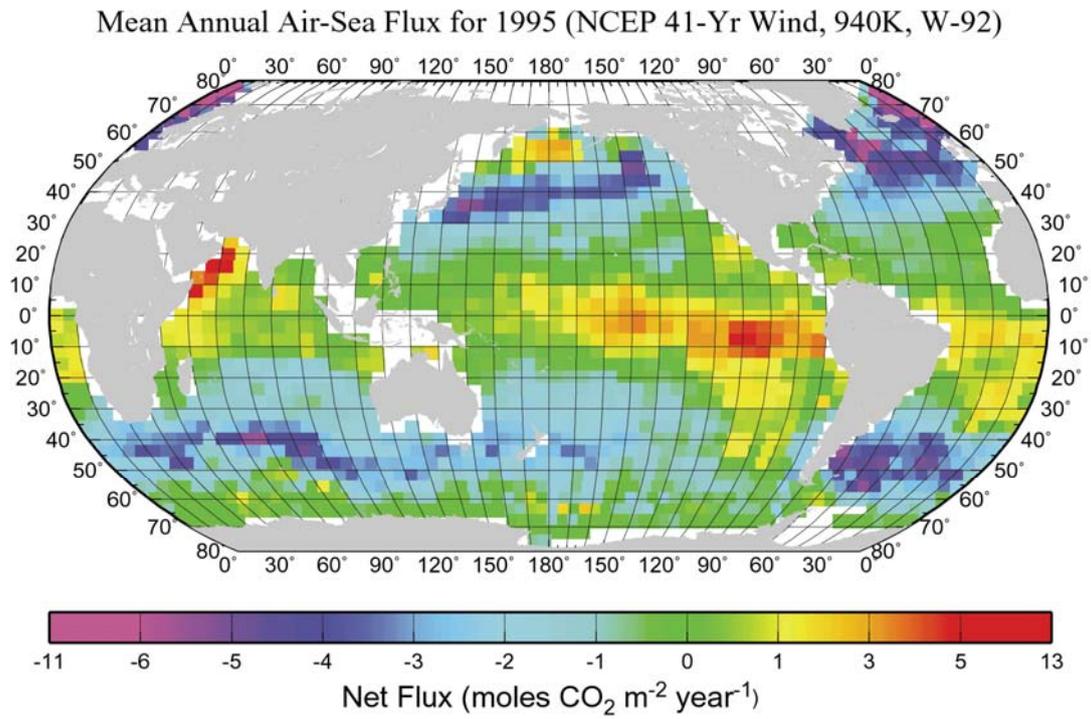


図 8：海洋の二酸化炭素放出・吸収量。緑を 0 として、暖色は放出、寒色は吸収を表す。

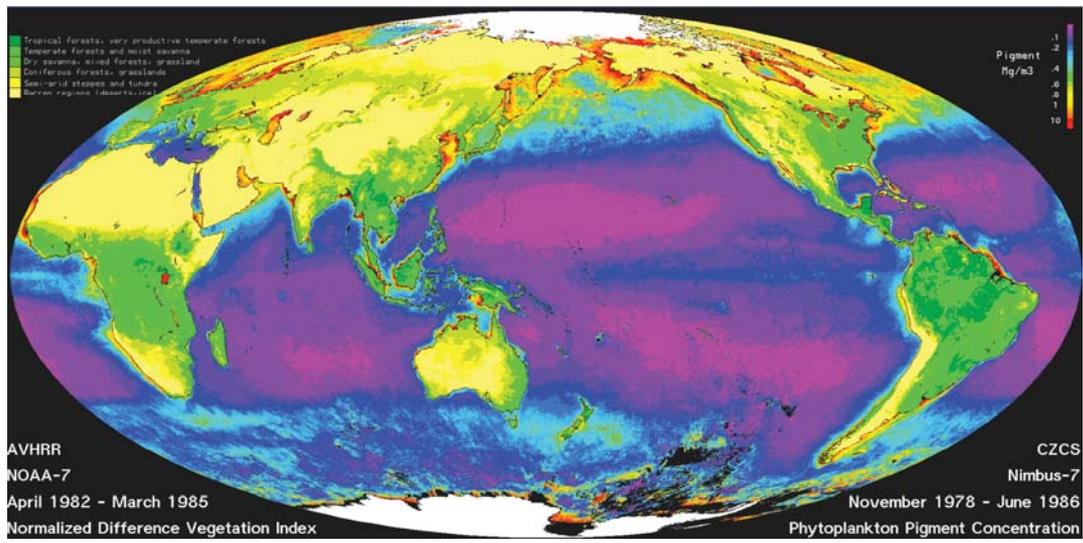


図 9：人工衛星観測に基づく植物プランクトン存在量（陸上を除く）。紫の地域には植物プランクトンはほとんど存在せず、暖色になるほど多く存在する。