

第3回 環境サイエンスカフェ

テーマ 「気候変動の科学・その3」
 ～大気中の CO2 濃度はどう制御されてきたか？ 深層水循環と生物ポンプ～

講師 多田隆治 さん <古環境学者> 東京大学理学系研究科 教授

日時 2011年6月22日(水) 18:30~20:00

会場 サロン・ド・富山房 Folio

参加者 35名



■第3回 環境サイエンスカフェ 講演録

多田先生：こんばんは。今回のシリーズもこれで3回目です。最初に始めたときは3回目には誰も居なくなってしまうのではないかと思っていたのですが、皆さん来てくださるので、私の方もだんだんここで話すのが楽しみになってきました。あまり雑談をしていると時間がなくなってしまうので早速本題に入りたいと思います。

今日は大気中の CO2 の話、特にそれがどう制御されてきたかという話をします。やはり皆さん CO2 のことは非常に興味をお持ちのようで、申し込んでいただいたときのコメントを見させていただくと、かなりお詳しいというか、いろいろなことを調べてご存じの方が多いようで、うかつなことは言えないなと思っております。

まずこの写真（事務局で割愛）から入ります。これは3年くらい前にあった『不都合な真実』という、アル・ゴアが作った映画の1シーンです。実は写真に示されるグラフは前回にお話した氷床コアの気泡の中から取り出した過去の空気の分析に基づいた過去数10万年間の大気中 CO2 濃度の変動を示した図で、写真に示されるグラフの端にクレーンに乗ったゴアが居ます。グラフの

低いところが 180ppm ぐらいで、高いところが 280ppm ぐらい。

それがその後、人類が最初のうちは木を燃やして、次に石炭を、そして石油を燃やしてとやっているうちに、今はここまで来ていますよと示しているところです。

図をよく見ると、自然界の変動、つまり前回にお話したように氷期 - 間氷期の大きな気候変動を引き起こした CO2 の変化というのは振幅で 100ppm 程度であるのに対して、産業革命後以降現在までのわずか 300 年の間にそれと同じくらい CO2 濃度が上がっていることがわかります。これからもしばらくは CO2 濃度上昇が続くとおもわれますから、いかにわれわれがこれから向かっていく将来というのが過去とは懸け離れたものになるだろうかということが、図から想像できると思います。

では、一応このお話は続き物なので、前回の復習を簡単にしていきたいと思っております。

◇前回の復習

前回は、氷期 - 間氷期サイクル（大体 10 万年で繰り返す環境変動）がどういう原因で起こったのかという話をしました。簡単におさらいすると、地球が太陽の周りを回る公転軌道、地球の自転軸

前回の復習

- 地球の公転軌道離心率の変化、自転軸の傾きの変化、自転軸の歳差運動は、10万年、4万年、2万年の周期で起こる。
- そうした地球軌道要素の変動が、地球に当たる日射量の緯度分布、季節分布を周期的に変化させている。
- 北半球氷床は、そうした日射量（特に高緯度の夏の日射量）変動に特に敏感であった。
- そうした敏感なサブシステムの存在とその変動を増幅させる正のフィードバック過程が氷期-間氷期サイクルを生み出した。

【図1】

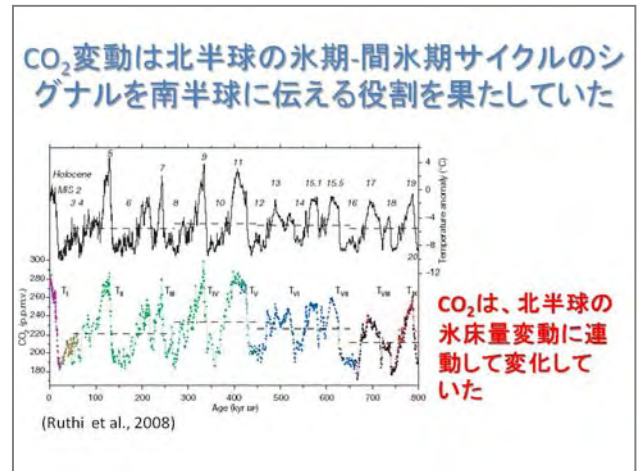
の傾き、そして自転軸の歳差運動（ごますり運動）が実は10万年とか4万年、2万年という周期で起こっているという話をまずして、それらが実は地球に当たる日の光の量（日射量）を変化させているという話をしました。そして、そういった変化が氷期-間氷期を作り出すこと、そして、地球というシステムにはスイートスポットというか、非常に敏感な部分があって、現在の地球（現在というのは比較的近い過去も含めて）の環境は、北半球の高緯度に当たる日射量でコントロールされており、特に、北半球の高緯度の夏が氷期-間氷期サイクルを作り出しているという話をしました。

そういう敏感なサブシステムについてもう少し説明すると、氷期にはカナダの上に厚さ3キロぐらいの大きな氷床があって—今の南極氷床より大きいぐらいですが—それが不安定で気候変動に非常に敏感であったため、小さな変動の信号をどんどん増幅して大きくする役割（正のフィードバック）を果たしたこと、そういうプロセスが地球システムの中に多数伏在していて、それが何かのきっかけで顕在化すると非常に大きな変動を引き起こしうるという話を前回したわけです。

◇CO₂変動：北半球と南半球をつなぐもの

前回の話の最後の方で、北半球で起こった変化がなぜ南半球にまで伝わるのかという話をし、そのために非常に重要な役割を果たしているのが実はCO₂なのだという話をして終わったと思います。この図（図2）は最初のアル・ゴアの写真のところでも出ましたが、80万年前から現在までの大気CO₂濃度変動を示しています。図の上のグラフは、南極の温度の変動を示しています。南極の温度の変化とCO₂の変化を比較すると、南極の

温度の変化に対応するようにCO₂の濃度の変化が起こっています。2つの指標の間に密接な関係があることが示されているわけです。ここまでは、非常に簡単にまとめた前回のあらすじです。

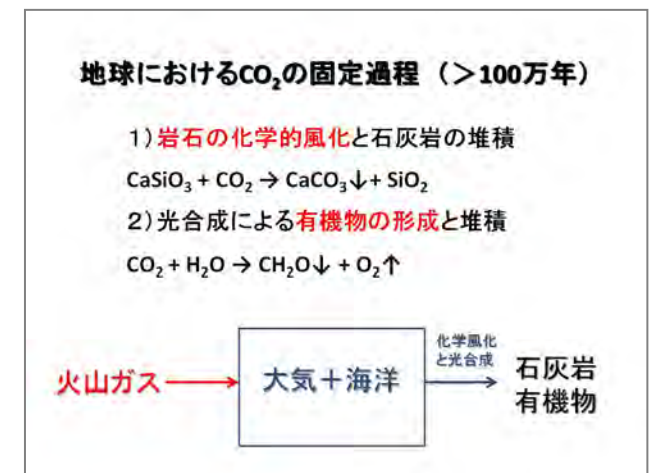


【図2】

この様に、例えば氷期-間氷期サイクルに対応して、180から280ppmへと100ppmものCO₂の濃度変化があったわけです。では、こうした変化がどのようにして起こったのかというのが、今日のお話の中心になります。

あと、もう一つは、前回もう少し長いタイムスケールの話も聞きたいというコメントがあったので、それも含めての最初の質問です。「氷期-間氷期サイクルに連動したCO₂濃度の変動は今お見せしたとおりですが、これはより長いタイムスケールでのCO₂濃度変動と同じメカニズムで説明できるでしょうか？」前回聞かれた人は私が途中でちょっと口走ったので分かっている方もおられると思うのですが、いかがでしょうか。

◇CO₂固定のプロセス



【図3】

では、少しその長いタイムスケールでのお話をいたします。これは第1回目にスノーボールアース（全球凍結）の所でお話ししたのですが、地球表層におけるCO₂の固定の過程というのは、特に長い、例えば100万年という時間スケールではどのように起こっているかということ、一つは岩石の化学風化とその結果作り出される石灰岩の堆積によって起こっています。具体的に化学式で書くと、**CaSiO₃ + CO₂ → CaCO₃↓ + SiO₂** となります。**CaSiO₃**は鉱物の一種で火成岩に多く含まれます。これが風化過程でCO₂と反応すると、一旦溶けて海に運ばれ、最終的に石灰岩やチャート（SiO₂）一がちがちの火打石のような石になります。つまり、この反応は大気中のCO₂を使って火成岩を風化分解し、石灰岩やチャートとしてそれを再沈殿させているということになるわけです。

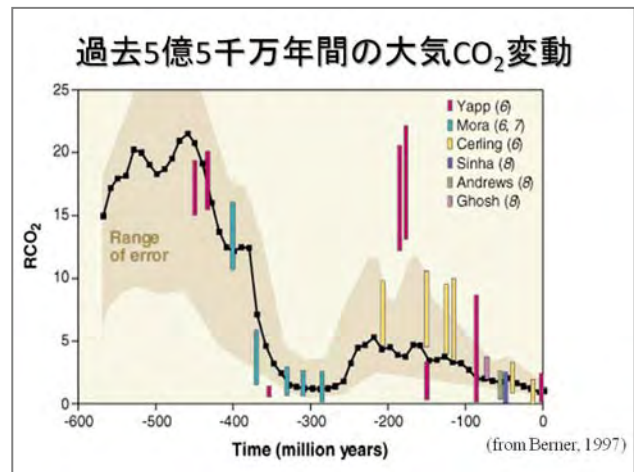
もう一つが有機物です。光合成によって、有機物を作ります。作ったものをそのまま分解してしまったら元の木阿弥なのですけれども、それが地中に埋まって例えば石油や石炭になると、その分CO₂を固定したことになるわけです。これを簡単な式で書くと、**CO₂ + H₂O → CH₂O↓ + O₂↑** となります。つまり、二酸化炭素と水を使って、有機物と酸素を作り出すのです。ここで**CH₂O**と書いてあるのは炭水化物です。有機物の化学式は、実際はもっとずっと複雑なのですが、**CH₂O**というのを単純化した式です。これでそこそこあっているのです、われわれの業界では、簡単に書くという意味で**CH₂O**と表記しています。

基本的に長いタイムスケールの炭素循環では大気と海洋は一つのボックスとして考えるのですが、そのときに大気+海洋の中にあるCO₂の量というのは何で決まっているのでしょうか。一つは入ってくる方。何かというと、地球の内部から出てくる火山ガスですね。これの放出速度が速くなると、大気と海洋の中のCO₂が多くなる。要するにCO₂濃度が上がるわけです。一方で、これを消費するのは、さっき言ったように化学風化と光合成によって石灰岩とか有機物という形で固定する過程です。それによって、大気+海洋中にあるCO₂がどんどん消費されます。この2つのバランスで決まっているのだ、ということをお話ししました。

ここで最初の質問に戻ると、要するにもう少し短いタイムスケール、例えば氷期 - 間氷期スケールでもこれと同じ過程でCO₂濃度というのは制

御されているのでしょうか、というのが質問なのですが、いかがでしょうか。「イエス」or「ノー」、二択で。

……今日は静かですね。感の良い人はわかると思いますが、こういう質問の流れでいくと、答えは「ノー」なのですよね。



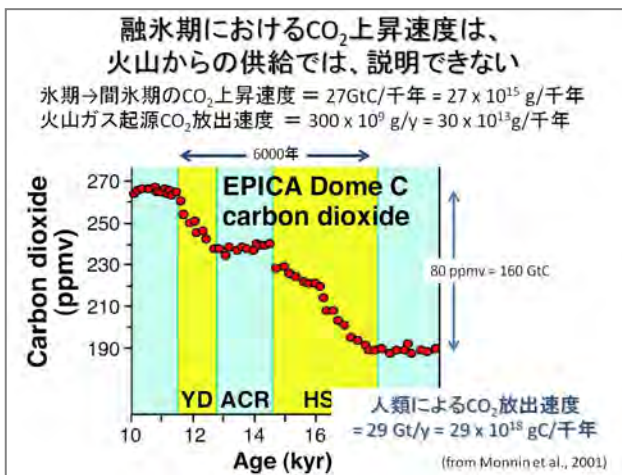
【図4】

この図（図4）は過去5億5,000万年間の大気中のCO₂濃度変化を推定した図です。大体5億5,000万年前というのは、殻を持ち化石に残るような多細胞生物が出てきた時代なのですけれども、それ以降の変化です。横軸が6億年前から現在までの時間、縦軸が現在の大気中のCO₂の何倍かという値です。そして、図中に色の付いたバーで示してあるのが、地質学的な証拠から推定されたCO₂レベルです。それから、実線で書いてあるのは、炭素循環モデルを使って推定した結果です。かなり誤差は大きいのですが、例えば4億年から5億年前には大体20倍ぐらい。だから、現在（CO₂の人為的増加が起こる前）を300ppmぐらいとすると、その20倍というと6,000ppmですよ。とんでもなく高いCO₂レベルになります。それが3億年くらい前に一回下がって、その後また上がって下がるという変化をしています。

◇火山活動とCO₂濃度

こうした変化はなぜ起こるかという話をしだすとまた時間がいくらあっても足りないのですが、簡単に言うと、CO₂が高い時期というのは火山活動が盛んな時期で、低い時期というのは火山活動があまり盛んでない時期に当たります。なぜ火山活動が盛んな時期と盛んでない時期があるかというと、それは、火山活動が大陸の集合、離散に係るからです。火山活動が盛んでない時期という

のは大陸が衝突して集合しつつある時期に、盛んな時期というのは大陸が分裂している時期に当たります。大陸が分裂すると、その間に中央海嶺という火山帯ができます。現在でいうと大西洋の真ん中とか、太平洋でいけば南米側の海底にあります。深海底というのは大体 6,000 メートルぐらいの水深があるのですけれども、そこに巨大な山脈があるのです。その山脈の尾根付近で非常に活発な火山活動が起こって、そこで新たな海洋底が作られています。要するに大陸が分裂すると、そういう火山帯が海の真ん中にできるわけです。その結果、火山帯からの脱ガスが活発化して CO2 濃度が上がるということになります。この話は今日のメイン・テーマではないので、このぐらいで止めておきます。



【図5】

それで、先ほどの質問の続きにもどりますけれども、実は 2 万年前の最終氷期から 1 万年前の後氷期に移る大体 6,000 年ぐらいの間に、CO2 濃度が 180 から 270ppm ぐらいまで約 90ppm 上がっているのです。この上昇のスピードは、火山活動では説明できません。

どういうことかという、氷期から間氷期にかけての CO2 の上昇速度というのは、簡単な計算で「 $27 \times 10^{15} \text{ g} / 1,000 \text{ 年}$ 」くらいなのです。この単位を見ても全然ピンと来ないと思いますが、とにかくこのスピードです。一方、火山ガスの放出速度も非常に大ざっぱですが推定されていて、これが大体 2 桁低いのです。だから、このスピードはとても火山活動では出せないという訳です。われわれの知らないような、とんでもない火山活動が起これば別ですけども、そうでない限りは、地球の内部から出てきた CO2 では説明がつかないということになります。

◇CO2 濃度の上昇速度と人間活動

そこで、たぶん「では今人類がやっていることはどうなる」という質問が出るかと思いたすので、一応お答えしておきます。人類の CO2 の放出速度はさらにこれよりも、3 桁大きいのです。いかにわれわれが今やっていることが従来の地球の営みから懸け離れているかということが分かると思います。だから、火山活動の放出速度と比べると、5 桁違うわけですよ。そして、今日これからの話題の中心になりますけれども、自然界が生み出し得る CO2 の変化速度としては、たぶん氷期から間氷期にかけての上昇が一番速い速度だと思われるのですけれども、それと比べても 3 桁大きいのです。そのぐらい人間はすごいスピードで CO2 を出しているのです。実は今の温暖化の問題というのは、出す CO2 の総量の問題もあるのですが、それよりも出すスピードの問題の方が大きいのです。出すスピードが非常に速いということが一番大きな問題だと思います。

ということで、次の質問に移ります。100ppm に及ぶ大気 CO2 濃度変動というのが氷期 - 間氷期サイクルで起こったわけですけども、これが地球の内部からの放出ではとても説明できないという事は今お話ししました。では、他にどのような過程があるのでしょうか。これが今日のテーマなのですけれども、いかがでしょう。

今日は何んだか皆さん静かですね。会場：(笑) 今日はいよいよ炭素循環の話をしていきます。システムの中で例えば炭素を蓄える能力のある部分をリザーバーと呼びます。日本語でいうと、貯蔵庫ですね。だから、今日は自然界のいろんな部分を貯蔵庫に例えて、その中で、あるいはその間での炭素のやりとりを議論していきます。そうすると、大気というのは一つの貯蔵庫なわけです。では、大気という貯蔵庫の CO2 濃度 (貯蔵量) の変動が他の貯蔵庫とのやり取りによると考えたときに、相手としてはどのような貯蔵庫があるのでしょうか。

はい、前に座った方は責任として何か。会場：(笑)

会場：海

多田先生：そう、海ですね。どうもありがとうございました。

- 炭素を蓄える能力のある系を貯蔵庫(リザーバー)と呼びます。
- 大気という貯蔵庫のCO₂濃度(貯蔵量)の変動は、他の貯蔵庫との炭素のやり取りによって引き起こされます。
- 大気との間での炭素のやり取り速度(フラックス)が速い貯蔵庫とのやり取りが、より短いタイムスケールでの大気CO₂濃度変動を引き起こす可能性を持ちます。

【図6】

CO₂濃度の変動は他の貯蔵庫とのやりとりによって引き起こされる、ということです。具体的には、貯蔵庫間の炭素のやりとりの速度をフラックスと言うのですが、炭素フラックスが大きい様な貯蔵庫間でのやりとりが短いタイムスケールでの大気中のCO₂濃度の変化を引き起こしています。当たり前のお話をもっともらしく書いていただけなのですが、さっき言った固体地球というのは、実は貯蔵庫(リザーバー)としてはすごく大きいのですが、やりとりのスピードはすごくのろいのです。だから、短いタイムスケールでは、CO₂濃度の大きな変化は生み出せない。その代わりに長いタイムスケールではすごく大きな変化(さっき言ったように20倍とか)を引き起こすことができます。ここではより短いタイムスケールで濃度変動を引き起こす可能性を持つ貯蔵庫はどのようなものかという事を考えていきます。

◇CO₂の貯蔵庫

では、地球表層において炭素はどのようなところに、どのような形で貯蔵されているのでしょうか。既に海というお話が出ましたね。実は、海は非常に重要な貯蔵庫なのですが、他に今日ここで話題にするような、割に短い時間でたくさんやりとりができる貯蔵庫というものにはどのようなものがあるのでしょうか。いかがですか。

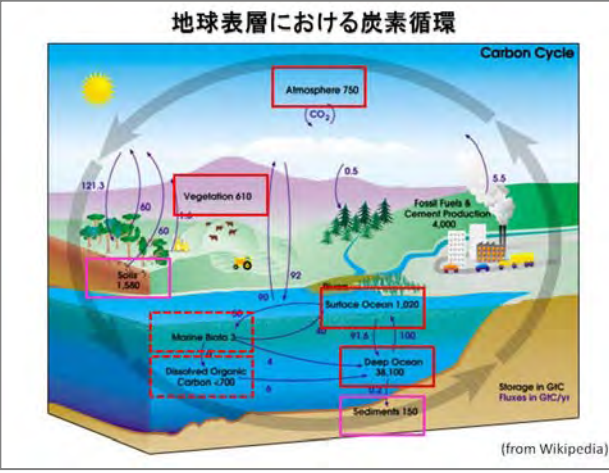
会場：石とか、地中の化石燃料になるとかですか？

多田先生：先ほども言いましたように、石炭や石油は、貯蔵庫のサイズとしては大きいけれども、人間が掘らない限りは、やりとりの速度は非常に遅いのです。他に地球の表面で、炭素でできてい

るものにはどのようなものがあるかと考えたとき？

会場：植物とかですか？

多田先生：はい、そうですね。やっと出してくださいました。ありがとうございます。



【図7】

この図(図7)は、Wikipediaから取ってきた図ですが、地球表層における炭素循環を示しています。図だけ見ると矢印がたくさんあって訳が分からないのですが、大きな貯蔵庫の内の一つが大気ですね。大気に750ギガトン(Gton)の炭素が貯蔵されています。ギガトンというのは10の15乗グラムです。それから、もう一つの大きな貯蔵庫が、陸上の植物ですね。これが610Gtonです。

そして、実はそれよりも大きい貯蔵庫が海です。海をここではちょっと細かく表層と深層とに分けていますが、特に大きいのは深層ですね。深層では38,100 Gton。それから、表層でも1,020Gtonですね。これだけの量の炭素が無機的に溶けています。コーラの中の炭酸と同じようにして溶けているのです。それから、それ以外に、実は海には水溶性の有機物が存在します。しかし、これは大した量はなくて、せいぜい大気と同じか、それよりちょっと少ないぐらいです。

それから、海に生物が居るのでありますが、海の生物は、実は死後に消えていくスピードがすごく速いため、ストックというかある瞬間に存在する量としては陸に比べて著しく少なく、たった3Gtonしかないのです。

これらが、一番やりとりが速い貯蔵庫なのですが、これら以外に一応考えた方がいい貯蔵庫として堆積物があります。海底の表面にあるような堆

積物中にも炭素が残っています。それから、土壌ですね。これは結構重要なのですが、土壌に1,580Gtonと書いてあります。これは割と大きい貯蔵庫です。

ということで、これらが大体今日のお話で考える貯蔵庫です。それから、さっきの方が言われた化石燃料というのは、量としてはすごく多いのですが、人間ががんがん掘らない限りは割とおとなしく埋まったままなのです。

会場：土壌は、バクテリアも含んだものですか。

多田先生：はい。バクテリアももちろん含みます。ただ、土壌中の炭素の一番主なものは、植物が枯れて炭化したものです。それが非常に多い。

会場：はい。ありがとうございます。

◇地球表層の主な貯蔵庫

さて、今のお話をもう一度数値にまとめ直したものがこの図（図8）です。大気に含まれる炭素はほとんどが二酸化炭素です。ひとつ前の図は5年前の値をもとにした図ですから、もちろん今はまたさらに増えています。メタンがその次で、これは2桁ぐらい小さい値で、ほとんど無視して構わない量です。ただ、温室効果という意味では実はメタンの効果はすごく強いので無視はできないのですが、今日はCO₂の話を中心にしますので、メタンには触れない事にします。



【図8】

それから、海の方は、さっき言ったように溶存無機炭素の形が主です。これは水に炭酸ガスをぼこぼこ泡を出るようにして通すと、その一部が水に吸い込まれる、そういうものです。それが一番多くて4,800 Gton ぐらいあります。

そして、溶存有機炭素というのも、無視はできないけれどもこれよりはだいぶ小さいことが分かります。また、生物は微々たる量ということですね。

あと、堆積物中には150Gton ぐらいです。そして、陸上植物が610Gton と結構多いですね。土壌ももちろん1500Gton と大きいのですが、やはりやりとりのスピードという意味では陸上植物の方がはるかに速いです。図に黒字でしめしているのは、やりとりのスピードという意味ではやや遅いけれど、ただ無視はできないということで、一応頭の隅には入れておきましょうというぐらいの意味です。

今お見せしたように貯蔵庫としてはやはり海が圧倒的に大きいのです。これには疑問の余地はありません。大体、大気の炭素貯蔵量の40~50倍はあります。そして、次に大きいのが、陸上植物プラス土壌です。今日は氷期 - 間氷期でのCO₂の変化をお話ししているのですが、では氷期に陸上植物プラス土壌の炭素貯蔵量はどうかと考えると、氷期は氷床が大きかったので、陸域での生物圏は範囲がすごく狭まっており、土壌も同じようにして狭まっていたと思われます。ということは、氷期の炭素貯蔵量は小さくて間氷期に大きかった事になり、CO₂を氷期から間氷期に向かって放出するプロセスとは逆の動きになります。

もう少し説明すると、氷期から間氷期にかけて、大気中のCO₂濃度は大体100ppm 増えたわけです。これは、氷期にどこかにためこまれていたものが100ppm 分出てきたということです。しかし、生物圏を見ると、氷期の方が、貯蔵量が小さくて、間氷期の方が大きいのですよね。ということは、陸上生物圏はどちらかというCO₂を蓄積するプロセスにあつて、出すプロセスにはなかったということです。

ですから、これからの議論でも、陸上生物圏も考えなければいけないのですが、その貯蔵量変化では少なくとも100ppmの上昇を説明することはできません。むしろ、陸上生物圏の分も考慮すると100ppmでは済まなくて120~130ppmの放出と言うべきかもしれないのです。そういう意味で、陸上生物圏の炭素貯蔵量は変動しているのだろうけれども、その動きとしては逆センスなのです。従って、100ppmの増加を説明する上で残る貯蔵庫は、海洋しかないのです。

- ・貯蔵庫としては海洋が圧倒的に大きい
- ・次に大きいのは陸上生物圏＋土壌だが、氷期には、北半球陸域のかなりの部分が氷床で覆われていたため、陸域に貯蔵された炭素量は、現在より少なかったと考えられる。



残る貯蔵庫は海洋しかない

【図 9】

◇海洋に炭素を送りこむ 3 つのポンプ

では、いよいよ本題に入ります。大気から海洋に炭素を送り込むプロセスにはどのようなものがあるのでしょうか。いかがでしょうか。

会場：例えば、雨とか。要するに水の循環ですかね。蒸発していった後に純水が蒸発して行って炭酸ガスを吸い込んで雨となって落ちてくるのがあると思います。あと、ニワトリと卵ですけど、気温が上がってくれば当然その海洋から大気中に出てくるものがあります。

多田先生：そうですね。ありがとうございます。他にないでしょうか。今の二番目に言われた過程は非常に実は重要で、後で詳しくお話しますが、溶解ポンプと呼ばれているものです。他はないでしょうか。皆さんがご存じだったら今日話すこともなくなってしまうので、一つ出たぐらいがちょうどいいかもしれないですね。

では、今日のメイン・テーマです。要するに氷期に、海に CO₂ を押し込めたいわけですから、その様にして押し込めることができるか、どういうプロセスがあるか。CO₂ を海に押し込めるプロセスをポンプという名前で行っているのですが、それは 3 つあります。一番目は生物ポンプ。これがどういうものかというのは、これからご説明します。二番目はアルカリポンプです。これは更にわかりにくいのですが、しかも、これをアルカリポンプと呼ぶ人と炭酸塩ポンプと呼ぶ人がいて、それらは向きが逆なだけで化学的なプロセスとしては同じなのです。そして三番目は、今答えが出た溶解ポンプです。今日はこの 3 つのポン

プがそれぞれ一体どういうものなのかをこれから延々とお話していきます。ちなみに、前の二回の講演では数式が出ましたけれども、今回は数式が出ない代わりに化学式が少し出ます。

海洋に炭素を送り込む 3 つのポンプ

- ・生物ポンプ
- ・アルカリポンプ(反対方向に見て、炭酸塩ポンプと呼ぶ場合もある)
- ・溶解ポンプ

【図 10】

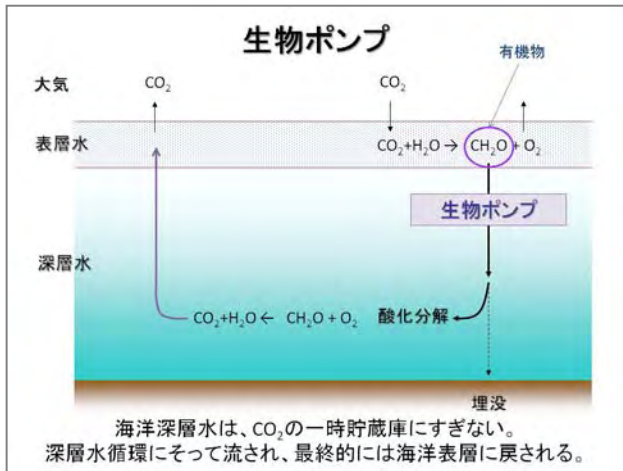
◇生物ポンプ

では、生物ポンプからお話します。この図(図 11)では模式的に、上から大気、海洋表層水一風でよく攪拌(かくはん)される部分で、水深 100 メートルから 200 メートルぐらいとだけいただければ大体いいかと一それから、それより深い部分を深層水としています。では、表層水で、特に炭素循環に関わるプロセスとして何が起きているのでしょうか？

会場：波ですか。

多田：いや、波ではないですね。式としては $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$ というプロセスですね。これは何かというと、プランクトンが光合成で二酸化炭素と水とをくっつけて、有機物を作って酸素を出しているプロセスなのです。このプロセスで有機物ができるのですが、プランクトンが死ぬと、もしくは何かに食べられてふんで落とされると、この有機物が海中深く沈んでいきます。しかし、それが海底に達して埋没する割合というのは 1 パーセントもありません。ほとんどが海洋深層で酸化分解してしまうのです。要するに有機物が腐って分解するわけですから、それが海洋表層で起きているプロセスと逆のプロセスを深層水中で引き起こしているわけです。この一連のプロセスは生物ポンプと呼ばれます。要するに二酸化炭素を有機物として固体の形で固定して、それを深層水へと

沈降させる過程でもう一回分解して CO₂ に戻しているのです。だから、ポンプと呼ぶわけです。この過程によって大気中の CO₂ を深層水中に押し込めているわけです。よろしいですか。



【図 1 1】

会場：すみません。そのうちに深層水中の酸素がだんだん欠乏してきて、酸化反応ばかりに行かずに還元変化が起こるといふことにはならないのですか。

多田先生：少なくとも過去数百万年間はそういった事はありませんでした。地球の歴史においては、今おっしゃったような結果、海底まで酸素がなくなるという事件が起こっています。そして、それにより生物の9割が絶滅するという、海洋無酸素事変と呼ばれる事件が起こっています。ついでに言う、地球温暖化をこのまま放っておくと、そういう事態になる可能性があります。われわれが生きているうちにはたぶんないと思うのですが、もう少し長いスケールで温暖化が進行すると、そういうことが起こるかもしれません。

ただ、今日のテーマに関して、海洋には深層水循環というものがあります。そのため、生物ポンプによって深層水中に CO₂ を押し込めても、いつかは大気中に戻ってくるのです。そういう意味では、生物ポンプというのは、例えでいうと、穴の開いたタイヤに一生懸命ポンプで空気を入れる様なものと言えます。あまり大きい穴だと駄目だけれど、例えば自転車がパンクした時に経験しますよね。ポンプで一生懸命空気を入れると、入れているときにはタイヤは膨らんでいるのですが、放っておくと、またシューとしぼんでしまう。要するに生物ポンプで CO₂ を入れ続ければ、深層水

中に CO₂ が一時的にたまるということなのです。これは結構重要です。海洋深層水というのは CO₂ をためることはできるのだけれども、一時的な貯蔵庫にすぎないのです。だから、ポンプを止めてしまうと、CO₂ が大気に戻ってしまう。

ちなみに、現在の深層水の循環状態で生物ポンプをもし止めるとしますね。例えば、海の表面に毒をまいてプランクトンを全部殺すとします。そうすると、1,000 年以内に 300~400ppm 分ぐらいの CO₂ が大気中に出てきてしまいます。本来は生物ポンプがなかったら 600ppm ぐらいある大気の CO₂ 濃度が、現在は生物ポンプが働いているから 300ppm に抑えられているということなのです。生物ポンプについては分かっていただけでしょうか。これを担っているのは本当に小さいプランクトンなのですが、そのプランクトンが繁殖して、その後、死んで沈んでいく。そのプロセスが実は大気の CO₂ を下げるのに非常に重要な役割をしているということなのです。

生物ポンプがどういうものかは分かっていたかと思うのですが、言葉を言い換えると、海洋の表層での生物生産速度が生物ポンプの強さということになります。では、この強さはどういう原因で何によって決まっているのでしょうか？これが次の質問です。これも結構高度な質問だと思うのですが、いかがでしょうか。

会場：表層温度？

多田先生：温度ですね。間接的にはそういうこともあります。温度というのは、生物の繁殖にかなり重要な要素になります。

会場：川から流入する水のようなものが関係しますか。

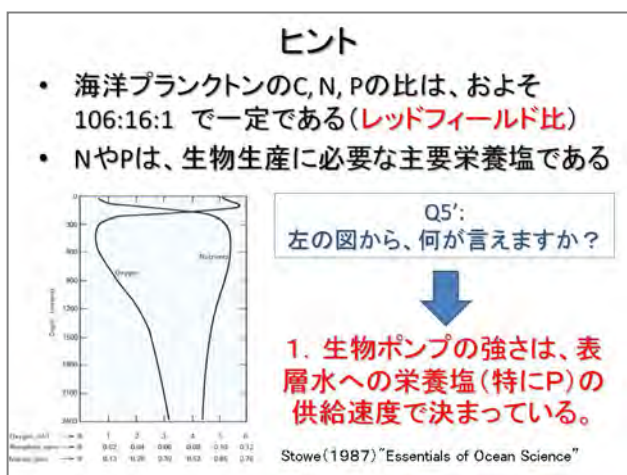
多田先生：結構鋭いですね。川から何が流入するのでしょうか。

会場：それは、やっぱり栄養分とか。

多田先生：そうです。栄養塩ですね。答えが出てうれしいです。出ないときに備えてヒントを用意していたのですが、もう、答えが出てしまいました。ヒントは何かというと、さっきのお話では有機物を CH₂O と非常に単純化した化学式で示しま

したが、実は二酸化炭素と水だけでは生物は生きられないのです。それでは何を使っているかというと、窒素、リン酸、カリと昔小学校で習った覚えがあると思うのですが、通常は植物の生育には必須の栄養塩が必要で、それが無いと有機物を合成できないのです。実際、海洋のプランクトンをいろんな海域で採取、分析して調べると、モル比（要するに分子の数の比、重さじゃなくて数の比）で、炭素と窒素とリンは大体 106 : 16 : 1 の割合になることが知られています。言い換えると、リンが1分子あると、炭素としては106分子固定できるということです。この比を見つけた方の名前にちなんでレッドフィールド比と呼んでいます。そういう訳で、特に窒素とかリンは生物生産に必要な主要栄養塩元素なのです。

次の図（図12）は縦軸が水深です。本当は海はもっと深いところまであるのですが、0から2,400mまで書いてあります。そして横軸が元素の濃度で、ここではnutriments（栄養）と書いてあるのですが、リンだと思っていたら結構です。この図は、海洋におけるリンと溶解酸素の深度プロファイルを示しているのです。酸素のプロファイルの方は、今はちょっと置いておきまして、リンのプロファイルを見てみましょう。この図からどういうことが読み取れるかについて、いかがでしょう。図から何かを読み取るというのは実は科学の中では非常に重要なことです。そんなに難しい質問ではないのですが。



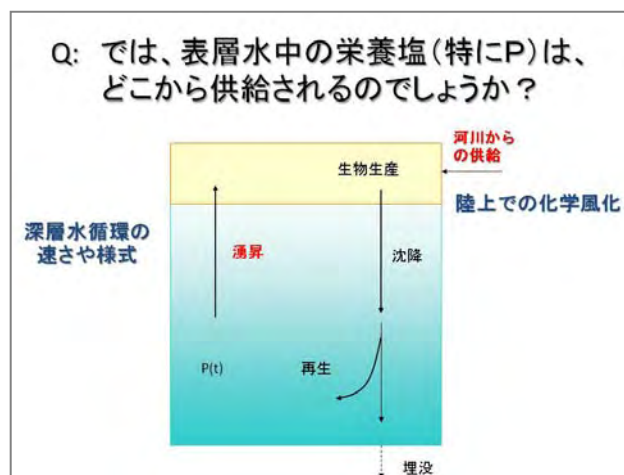
【図12】

会場：深層の方がリンの濃度が増える。

多田先生：そうですね。それを言い換えると、表層水では栄養塩がほとんど使い尽くされているということなのです。その事が何を意味するかとい

うと、海洋表層では、栄養塩がある限りは生物がどんどん有機物を生産しているということなのです。そして、栄養塩を使い切ると、それ以上はもう有機物を生産できなくなるのです。ですから、やっと答えに到達しましたが、生物ポンプの強さというのは表層水への栄養塩の供給速度、特にリンの供給速度で決まっているのです。

それで、実は次の質問の答えも先ほどの方が出してしまいました。表層水中のリンはどこから供給されるかという質問なのですが。



【図13】

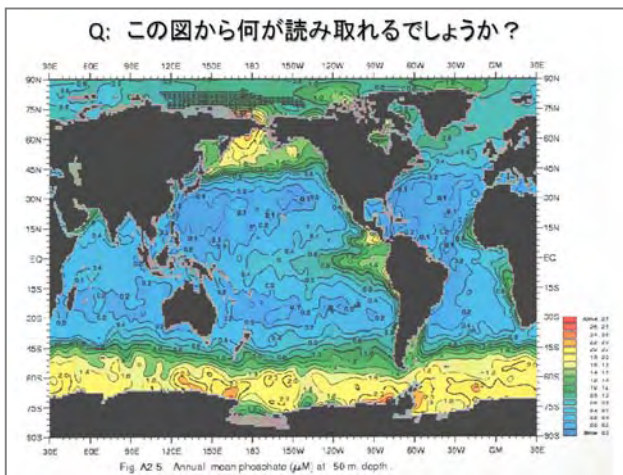
一番重要なのが川からの供給です。水に溶けた形で運ばれるのですが、これがリンの主たる供給源の一つです。

そして、重要な供給源がもう一つあります。先ほどお話ししましたように、表層水中で生産された有機物は、沈降して深層水中で分解します。分解したときに、リンを深層水中に放出するわけです。先ほどの方が言ってくださいましたが、海洋の深層ではリンの濃度が高いというのはそういう理由なのです。そして、リンに富んだ深層水はやがて深層水循環の終点で湧昇してきます。実は湧昇というのは海洋全体でゆっくり上がっているとは限らなくて、風の関係があるのですが、ある特定の地域で強く湧昇します。そして、そういう湧昇の強いところで生物生産が高まり、格好の漁場になるのです。だから、中学校の地理で習ったと思うのですが、例えばペルー沖とかカリフォルニア沖とかの漁場というのは、皆湧昇が強いところに当たります。という訳で、深層水が2つ目の主要供給源になります。

では、河川水に溶けているリンというのはどうやってできたかということ、実は最初にお話した岩石の化学風化が原因なのです。岩石の中にはリ

ンを含んだ鉱物があるのですが、それが風化分解してリンが溶け出てくるのです。ですから、長いタイムスケールで言うと、栄養塩の供給という意味でも化学風化はCO₂と関係しているのです。それから、湧昇による供給の方は、深層水循環の速さとか様式に関係しています。今日は話がそこまで到達できるかどうかちょっと微妙なのですが、なるべくそこまで行きたいと思います。

次の図(図14)は世界の海の表層水中のリンの濃度分布を色で表しています。大体50メートルぐらいの深さでのリンの濃度です。ちょっと見にくいかもしれませんが、青色色がほとんど0で、濃度が高くなるに従って黄色から赤へと変化します。では、この図から何が読み取れるのでしょうか。いかがでしょうか。



【図14】

会場：極地はなにかすごく栄養が高いから、オキアミが多いのはそのせいなのですかね。

多田先生：もう今の答えでパーフェクトですけど、高緯度の海域は黄色ですよ。だいたい45度ぐらいよりも高緯度で表層水の栄養塩濃度が結構高いのです。だから、南極の周りというのは確かに良い漁場なわけで、クジラが居るのもそういう理由なのです。重要なポイントは、それらの海域では、表層水中に栄養塩が余っているということです。では、かなり高度な質問で、うちの学生も答えられない者がいるのではと思いますが、なぜ高緯度でリンが余っているのでしょうか。先ほど、深度方向のリンのプロファイルを示して表層水はプランクトンによる生物生産で表層水中のリンはほとんど使い尽くされている、生物というのは栄養塩を使い尽くすまではどんどん繁殖するのだという話をしましたが、舌の根の乾かぬう

ちに、今度は高緯度では栄養塩が残っているというわけですが、では何故残っているのでしょうか。どうですか。

会場：たぶん日照が少なくて、生物活動がうまくいかない。

多田先生：素晴らしいなあ。だんだん調子が出てきましたね。そうなのです。一つは、やっぱり日射量が高緯度に行くに限られますよね。これが生物生産をどうも規制しているらしい。要するに栄養塩が重要な要素だけど、それだけではなくて、お日さまが十分に当たらないとやはり光合成ができないというわけです。

けれども、もう1つ言われていることがあります。それは何かというと、鉄です。先ほどお話しした窒素とかリンは主要栄養塩なのですが、それ以外に鉄とか、いわゆるミネラルがごく微量ですけども、生物生産に必要なのです。それで、現在でいうと黄砂のように風で陸から塵が飛ばされて海に運ばれるのですが、それに結構鉄が入っていて、それが微量のミネラルを補給しているのではないかという説があります。これは結構有力な説です。1987年に出された説なのですが、その後、それを検証するために実験が行われています。結構荒っぽい実験で、南極海とか、赤道太平洋の一部に表層水中に栄養塩が余っているところがあるのですが、そこに鉄の粉をまいて、生物生産が上がることを確認する実験が実際にずいぶん行われました。

Q: では何故、高緯度海域の表層水でリンが余っているのでしょうか?

- 日射量が不十分なため、生物生産が栄養塩でなく、日射に規定されている。
- 風成塵により供給されるFeなどの微量栄養塩が不足して、その供給量が生物生産を規定している(鉄仮説)。



2. 表層水中の栄養塩の利用効率も、生物ポンプの強さを制御している。

【図15】

こうした実験は特にアメリカが熱心にやったのですが、その意図は、要するに炭素税対策です。

アメリカが非常に熱心だったのは、鉄をまいてCO₂を固定して、それで、その分はうちで固定したから炭素税を払わないぞということ考えたのですね。けれどもなかなかうまくいかないのと、もう一つは、炭素は固定できるかもしれないけれど、そんなに鉄をまいてしまって海の生態系などに影響はないのかという懸念があったわけです。それで、結局実用化までは行かなかった。「うまく行かなかった」という過去形はまずいかもありません。今後、うまく行くかもしれないので。だけど、これはもともと自然界でどのように生物生産が制御されているかという研究から出発して、場合によると、いわゆるジオ・エンジニアリングという、人為的に自然を改変することによってCO₂固定をしようという試みにつながり得るという具体例です。それがいいか悪いかという事は私には判断が付きません。

会場：ちょっとすみません。さっき、表層水中のリンの分布図がありましたね。先ほどの日射量もそうでしょうけれども、これは海洋の温度も影響しないのですか。例えば北大西洋なんかだとメキシコ湾流があるから、暖かいから盛んに生物が生産活動するとか。

多田先生：そうですね。北大西洋高緯度域で表層水中の栄養塩濃度があまり上がっていないのは、たぶんメキシコ湾流のせいもあると思います。

会場：そうすると、やっぱり水温も影響するというふうに言えませんか。

多田先生：水温の影響はそう簡単ではないですね。必ずしも低ければ生物が繁殖しないかということはないですね。基本的にはやっぱり日射量が効いていると思います。けれども、それ以外に、特に鉄まき実験というのは南大洋と東赤道太平洋で行われています。そして、ある程度の効果が出るのが分かっています。ただ、先ほどの生物ポンプと同じで、鉄をまくのを止めた途端にCO₂が出てきてしまうと言われていました。だから、鉄をまく場合はまき続けないといけないということになります。

ここままで何が言えるかということ、鉄仮説にしる、日射量にしる、要するに表層水にある栄養塩が100パーセントは利用されていない事に着目し

ており、例えば鉄をまくことによって表層水中の栄養塩の利用効率を上げる、もしくは、なかなか人為的には難しいかもしれませんが日射量を変化させることで栄養塩の利用効率を変えるとポンプの強さを変える事ができるということなのです。これが、生物ポンプが何によって制御されているかという質問の答えの2つ目になります。

ということで、生物ポンプとその制御要因については大体分かっていただけたでしょうか。ちょっと難しい部分はありますけれども、今までの話よりは現実の問題に近い話だと思います。

会場：一ついいですか。リンの話なのですが、表層水中のリン濃度は、例えば日本近海とかでは低かったですよね。つまり十分に使われているということだと思うのですが、ひところ富栄養化でリンを流すと、要するにそこら辺にプランクトンが出過ぎて困る。だから、コントロールしないといけないという問題があったと思うのですが、それとの絡みというか、それはどうなってくるのでしょうか。

多田先生：だんだん難しい質問が出るようになりましたね。その富栄養化は大体、内湾で起こっていますよね。水深が浅くて、割に閉鎖的な海域で起こっています。富栄養化は何が問題かということ、プランクトンが繁殖すること自体が問題ではないのです。繁殖することによって、先ほどちょっとお話した海水中の溶存酸素を使ってしまうのです。外洋では水深も深いし陸もないので表層水は良く混ざり合って酸素は十分に補給されるからそう簡単にはなくならないのですが、例えば東京湾のような狭くて浅い湾で、外洋との水の交換が限られているところでは、富栄養化が起こると海の底まで酸素がなくなってしまう。そうすると、魚が死んでしまうわけです。だから、それが問題になります。

会場：ありがとうございます。もう一つ質問してもよろしいですか。

多田先生：はい。

会場：単純なお話なのですが、先ほどリンが多くなるのは、陸の木とかそういうところから栄養塩が供給されてくるというお話がありましたよね。

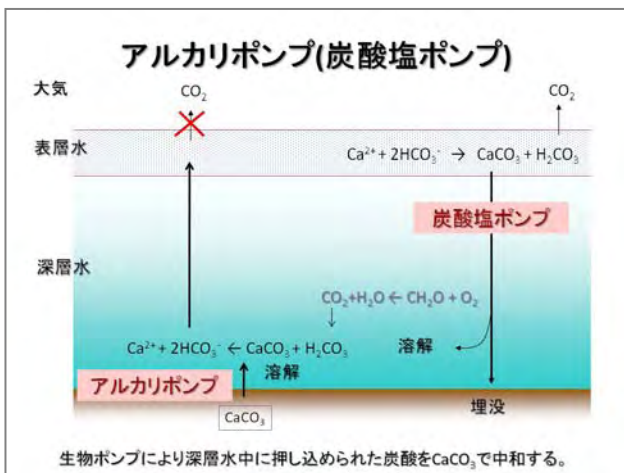
例えば南極を見ると、あのおり川とか木とかが全然ないはずなのに、非常にリンが豊富ですよ。それはどういう理由なのでしょう。

多田先生：もちろん河口付近に栄養塩が多くて、そこでプランクトンが繁殖することもよくあるのですが、河川水は、結局は外洋水と混ざります。だから、海流がよく流れるところではほぼ十分に行きわたります。ただし、大洋の真ん中で海流の影響が無い部分、例えば亜熱帯ギヤと呼ばれる循環流の内側は栄養塩がなかなか来ないところで海の砂漠と言われますが、プランクトンが余り繁殖しない海域にあたります。

会場：南極はどこからですか。

多田先生：南極には、実は北大西洋で形成された深層水が大西洋を南下して流れてきます。この過程で表層水から降ってくる有機物が深層水中で分解して、だんだん栄養塩が富んできます。そして、それが南極の周りで湧昇するのです。深層水中の栄養塩濃度は、沈み込むところで低く、循環過程で次第に高くなって、やがて湧き上がるのです。そして、南大洋は湧き上がる場所です。一方、北大西洋の表層であまり栄養塩が余っていないのは、要するに栄養塩があまり入っていないメキシコ湾流がここに来て沈み込んでいるからなのです。どうもありがとうございました。

◇アルカリポンプ



【図16】

次はアルカリポンプです。その逆向き反応を炭酸塩ポンプという事もあります。これはもう名前からしてあまり分かりやすいポンプではないです

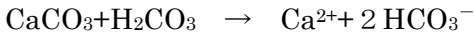
ね。炭酸塩ポンプにもプランクトンが関係するのですが、今度は $Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + H_2CO_3$ という式で表されます。何の式かという、カルシウムと、それから重炭酸イオンをくっつけて $CaCO_3$ —方解石ですが一要するに石灰を作る。これには石灰質の殻を持つ生物、特に石灰質の殻を持つ小さなプランクトンの生産が拘わります。それが $CaCO_3$ を作ると、海水中に炭酸を出します。だから、この反応は CO_2 を逆に生産していますね。実はここで結構いろいろ誤解というか混乱があるのですけれども、先ほど長いタイムスケールでは化学風化で石灰岩として CO_2 を固定したという話をしましたよね。一方、ここでお示した反応では、石灰岩のもとになるものが沈殿すると、逆に CO_2 が大気に出ていってしまうのです。ここが結構皆さんが混乱するところなのです。

先ほどの長い時間スケールの話というのは、大気と海洋をまとめて一つの貯蔵庫と見做す話ですよ。一方、ここでは大気と海洋の間のやりとりを扱っているということです。ともかく石灰質の殻を作ると、反応は大気に CO_2 を出す方に働きます。だから、例えばサンゴ礁を守らなければいけないのはサンゴ礁が CO_2 を固定するからだという話は、実は成り立たないのです。サンゴ礁はほとんど大気中の CO_2 を固定しないのです。後でお話ししますが、実は有機物を作る反応と石灰質の殻を沈殿させる反応で、 CO_2 は行って来いでバランスしてしまっているのです。だから、サンゴ礁をいくら育てても大気中の CO_2 はあまり変わらないのです。これは、だからサンゴ礁はどうでもいいという話ではないですよ。別の意味で重要ですから。

話を戻しますと、 $CaCO_3$ が海の底に落ちていくと、そのかなりの部分が堆積します。そして、一部は溶けます。なぜ溶けるかという、先ほどの生物ポンプが働けば働くほど深層水中で有機物が酸化分解して深層水は酸性になっていくからです。一方、表層で生産される $CaCO_3$ が炭酸塩鉱物なので、それを作る反応を炭酸塩ポンプと言います。その反応は $Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + H_2CO_3$ なので、炭酸塩ポンプというのは、働けば働くほど CO_2 を大気に出すポンプなのです。生物ポンプとは逆向きに動いている。

もうこの辺から頭が痛くなってくると思うのですが、とどめを刺します。先ほど言いましたように、 $CaCO_3$ が海の底に沈んでいく途中で $CaCO_3$

が炭酸と反応して溶けます。



これは要するに中和反応ですよ。生物ポンプでたくさん CO_2 が深層に送り込まれて酸性になった環境を、石灰を溶かすことによって中和しているのです。これが狭義のアルカリポンプです。中和すると何がいかというと、生物ポンプによって深層水に押し込められた CO_2 に H_2O を付ければ炭酸ですので、要するに生物ポンプというのは海の深層に炭酸を押し込めているのですが、その炭酸と反応して中和してしまう訳です。そうすると、中和された深層水が湧昇しても今度は大気中に CO_2 を出さないのです。そこがみそなのです。だから、海洋表層で CaCO_3 を作って深層水へ送り込んでそこで溶かすと、溶け込んだ炭酸を中和するのでそれは大気には戻らない。要するに、 CaCO_3 を溶かすことによって海水中に CO_2 を固定しているというか、大気に戻らない用意しているわけです。よろしいでしょうか。

皆さん首をかしげておられますけれども、ここがたぶん一番難しい部分です。だまされたような気分になるかもしれませんが、これがアルカリポンプです。要するに先ほどお話しした炭酸塩ポンプと逆向きで、 CaCO_3 が溶けるというプロセスは、実は水の中に CO_2 をそのまま残し大気に戻さないで済むプロセスなのです。よろしいですか。みなさん首をかしげたままなので、あまりよろしくないかな。だけれど、これ以上うまく説明するのは難しいですね。

会場：結局、炭酸塩ポンプの反応では、大気中に CO_2 を出しているのですよね。

多田先生：海洋表層水中に出しており、それが大気に出ています。

会場：それでは、深層水中で起こっているアルカリポンプと合わせると結局バランスが取れてしまっているのでは？ そんなことはないですか？

多田先生：そうです。この図では全部溶けるように書いていますけれども、海の底で CaCO_3 がどれだけ溶けるかでバランスするかしらないかが決まるのです。そこが一番重要なところなのですが、そ

こが一番分かっていないところでもあるのです。なぜかという、過去の海の底の状態をわれわれが復元するときには石灰質の化石を使うのです。石灰質の化石の中に入っている微量成分とか同位体を使って、過去の海の深層の状態を知るのです。ところが、今問題にしているプロセスは石灰質の化石を溶かしてしまうので、証拠がなくなってしまうのです。それで今でも分からないのです。ちょっと時間的に厳しいかもしれませんが、この事については最後に時間があればお話しします。ここまでよろしいですか。

会場：すみません。さっき言った生物ポンプで深層水に押し込めた CO_2 が、深層水が湧昇する際に大気中に出るのをそのアルカリポンプというものが抑えているのですか。

多田先生：そうですね。生物ポンプというのは CO_2 を深層水中に一時的に押し込むのですが、深層水が湧昇して表層にもどるとまた大気中に戻ってしまうのです。けれども、深層水中で炭酸を中和してしまうと、 CO_2 が大気中に戻らないで済むということなのです。だから、そういう意味では、生物ポンプとペアで働くと CO_2 を元に戻さずに海洋中にためることができる、そういうプロセスです。よろしいですか。

Q: アルカリポンプの強さは、何で決まっているのでしょうか？

アルカリポンプの強さは、海底でどれだけの CaCO_3 が溶けるかで決まっている。

【図17】

それで、アルカリポンプの強さがなにで決まるのかについて、ちょっと説明した方がいいと思います。どなたか答えられる方はいらっしゃいますか。居られないようなので説明に入ります。

アルカリポンプの強さというのは、先ほどのお話で言えば海底でどれだけ CaCO_3 (石灰) が溶けるかで決まるわけですが、海底でどれだけ溶けるかというのは何で決まるのでしょうか。

会場：水圧ですか。水圧は関係ないですか。

多田：水圧。確かに圧力依存性がありますから、それも正解なのですが、それが氷期一過期で変化するかということなのです。確かに海水準が変わることによって海底の水圧は少し変わります。CaCO₃の溶解度が水圧に依存することをご存じということはかなりこういうことに関係されている方なのですか。

会場：すみません。海底には炭酸以外に例えば硫酸とか、いろいろ酸性よりにするようなマイナスイオン成分とかは、どんなふうになっているのですか。

多田先生：結構難しい質問になってきました。

会場：例えば、地中からかなり硫黄が出てきて、かなり昔の海底は硫酸的だったという事はないですか。だから深海の方が酸性になっているというのは、炭酸だけでなく、硫酸とか塩酸とかいろいろ酸の影響がありうるのではないのでしょうか。そういう成分でいうと、どういうものが主体で酸性になっているのかなと思って。

多田先生：やっぱり炭酸ですね。硫酸イオン自体は海水中にはかなりの量があるのですけれども、通常はナトリウムやマグネシウムイオンとバランスして安定なので反応しないのです。

ただ、酸素が減ってくる環境になるとそこが変わってくるので、そういう意味では、先ほどから何回か話題が出ている無酸素環境になると話が違ってきます。それはかなり難しい問題ですね。

Q: では、海底でどれだけCaCO₃が溶けるかは、何で決まっているのでしょうか？

1. 深層水中でどれだけ有機物が酸化分解してCO₂が放出されているか(H₂CO₃が生成されているか?)。
2. 深層水の水温(水温が低いほど、CaCO₃は溶ける)。
3. 深海底堆積物中にどれだけCaCO₃が含まれているか。

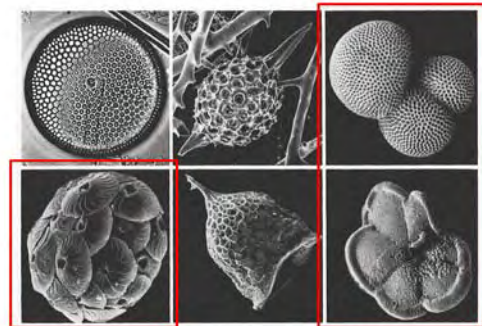
【図18】

話を戻しますが、一つは、深層水でどれだけ有機物が酸化分解してCO₂が放出されているか、要するに生物ポンプがどのくらい強いのかという事が、実はアルカリポンプの強さと関係しています。

そして、もう一つが水温ですね。先ほど圧力のお話がありましたけど、CaCO₃を溶かすには温度は低い方がいい、圧力は高い方がいい。圧力はさっき言ったようにあまり大きく変わらないのですが、水温はそこそこ変わります。ですから、これが若干効いてきます。

更に、そもそもCaCO₃が海底になければ始まらないわけです。溶けるものがなければ始まらない。では、これを作るプランクトンがどうなっているかというのが実は結構重要なのです。

Q: 炭酸塩ポンプの強さは、何で決まっているのでしょうか？



Seibold and Berger (1993) "The Sea Floor"

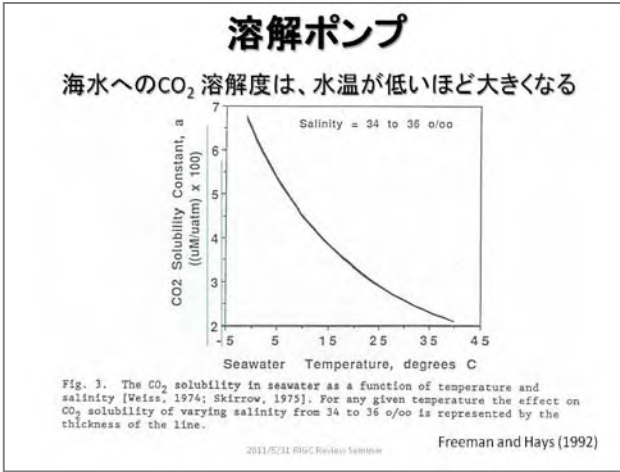
【図19】

この図(図19)は、海に棲む代表的なプランクトンの写真です。そして、左上の写真が珪藻といわれるどこにでも居る生物ですが、単細胞の植物プランクトンです。これはSiO₂(シリカ)の殻を持ちます。そして、左下の写真はココリスと呼ばれる、石灰質の植物プランクトンで、これも光合成をします。要するに光合成をするプランクトンには、シリカの殻を作るものと、石灰質の殻を作るものが居るのです。それから、中央および右側の写真は、全部動物プランクトンです。放散虫と呼ばれ

るプランクトンはシリカの殻を作ります。一方、有孔虫と呼ばれるプランクトンは石灰質の殻を作ります。珪藻やココリスは一次生産者と呼ばれ、太陽エネルギーを有機物に変えるプロセスを担っています。動物プランクトンは基本的に一時生産者を食べて生きていますので、最終的に深層水に落ちていくことで炭素循環の一翼を担っているわけです。そういうわけで、深海底にどれだけCaCO₃

を送り込めるかというのは、海の表層でシリカの殻を作るやつが幅を利かせているか、石灰質の殻を作るやつが幅を利かせているかで違ってくるのです。

◇溶解ポンプ



【図 2 0】

3 つ目のポンプの話に入りますが、これについては、既に話が何度か出ています。この図(図 2 0)は横軸が水温で、縦軸が CO2 の溶解定数です。縦軸は溶解度とほとんど同じなのですが、図から明らかのように、温度が上がるほど CaCO₃ は溶けにくくなり、冷たくなるほど良く溶けるようになります。これで 3 つのポンプの説明がやっと終わったわけです。

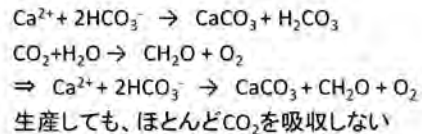
つまり海洋中へ CO₂ を押し込むプロセスが全部押さえられた。生物ポンプは CO₂ を有機物の形にして深層水に送り込んで、そこで酸化分解して CO₂ を放出させる。ただし、深層水に CO₂ を放出するのですから、それが湧昇すると CO₂ はまた大気に戻ってしまう。穴の開いたタイヤに空気を入れるようなものです。一方、アルカリポンプもしくは炭酸塩ポンプというのは、CaCO₃ を表層水中で作り、深海底へと沈降させるのですよね。その際に、大気中に CO₂ を放出します。沈降した CaCO₃ はそのまま埋まってしまうと大気中に CO₂ を出したままでおしまいなのですが、深層水中で CaCO₃ が溶けると生物ポンプで一時的に送り込んだ CO₂ を大気に戻らないようにする役割を果たします。最後は溶解ポンプで、これは温度を下げることによって CO₂ を余計に溶かし込んでより多くの CO₂ を海洋に蓄えるというプロセスです。だから、温度が上がると、CO₂ は海から出てきてしまうのですよね。ここまでよろしいで

しょうか。

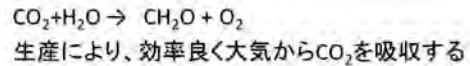
そうしてみると、先ほどのポンプの中で石灰質プランクトンとケイ質プランクトンの沈降する比が炭酸塩ポンプの強さを制御していることになりますね。さっきも言いましたように、石灰質プランクトンの場合はこのプロセス(炭酸塩ポンプ)と有機物を作るプロセス(生物ポンプ)がペアになっており、正味では海洋はほとんど CO₂ を吸いませません。一方で、珪質プランクトンの方は生物ポンプだけですから、より効率的に大気から海洋に CO₂ を送り込むことができるわけです。ですから、どちらのプランクトンが幅を利かせているかという事も大気中の CO₂ をどれだけ効率的に海の中に押し込むかに効いているわけです。もし氷期に珪質プランクトンが幅を利かせて、間氷期に石灰質プランクトンが幅を利かせていれば、氷期-間氷期での CO₂ の変化を説明できるかもしれない。

石灰質プランクトンと珪質プランクトンの沈降比が炭酸塩ポンプの強さを決めている

• 石灰質プランクトン



• 珪質プランクトン



【図 2 1】

◇氷期に CO₂ はどこにため込まれたか？

さて、氷期には 100ppm 分の炭素が海のどこかに蓄えられていたわけですけど、どこにどう貯蔵されていたのでしょうか。この話をして、一応今日の話の一番重要な部分が終わるわけです。

まず一つは、氷期に深層水温がだいたい 2~3 度低下していたことが分かっています。これは溶解ポンプが現在より強かった事を意味し、多めに見積もると大気中の CO₂ を 20ppm ぐらいいは下げることができます。ちょっと 20 というのは多めでせいぜい 10ppm という意見の方も多いのですが、多めに言う人は 20ppm ぐらいです。けれど、100ppm から比べるとまだ 80 が残っています。

残りの 80 から 90ppm 分はもう生物ポンプとアルカリポンプを組み合わせで説明するしかないの

ですが、では本当に説明できるのでしょうか。例えば生物ポンプの効率を上げるには、一つは海に栄養塩をたくさん送り込めばいいと考えられます。例えば、氷期には海水準が下がるので、陸棚の堆積物が侵食されて海洋にリンが供給されるのではないかという説があります。しかし、こういう説の評価はすごく難しく、今のところいいとも悪いとも言えないのです。

氷期に100ppm分の炭素は、どこに貯蔵されていたか？

- 氷期に深層水温が2-3℃低下したことによる溶解ポンプの強化で、最大10-20 ppmの低下が説明される。
- 残りの80-90 ppmの低下は、生物ポンプとアルカリポンプの組み合わせで説明されるだろう。
 - 海水準低下による大陸棚上堆積物の浸食と海洋へのPの供給
 - 表層水中のPの利用効率の増加(高緯度のPが余っている海域への風成塵によるFeなどの供給)
 - レッドフィールド比の変化
 - CaCO₃生産者からSiO₂生産者への基礎生産者の変化
 - 深層水温低下ないしは深層水循環様式の変化に伴うH₂CO₃の増加による深海堆積物中のCaCO₃の溶解

【図22】

もう一つは、先ほど言った海洋におけるリンの利用効率を上げる方法が考えられます。例えば、鉄仮説があります。氷期の方が、砂ぼこりがたくさん舞っていたことが知られていますが、そういう風成塵が陸から海に鉄（ミネラル）を運んで、それにより生物生産が活発化して効率的に表層水中に残っていた主要栄養塩を使ったという説です。

それから、レッドフィールド比というのを先ほど話しましたが、この比は経験的に一定だと言われていたのですが、過去もずっと一定であったという保証はないという話がありまして、これが変わればリン1元素あたりで固定できる炭素の元素数も変わるという人も居ます。ただし、それを言い出すと何でもありになってしまうので、あまり強く支持されてはいません。

あとは、先ほどちょっと言いました生産者の種類ですね。プランクトンの種類が氷期にはシリカの殻を持つやつが多くて、間氷期には石灰質の殻を持ったやつが多かったのではないかという説もあります。ただ、この説を証明するには、世界中の海底から試料を採って、分析して示さなければいけないので、そう簡単ではないのです。だから、アイデアとしては結構ありそうな話なのだけど、なかなか証明はできていないのです。

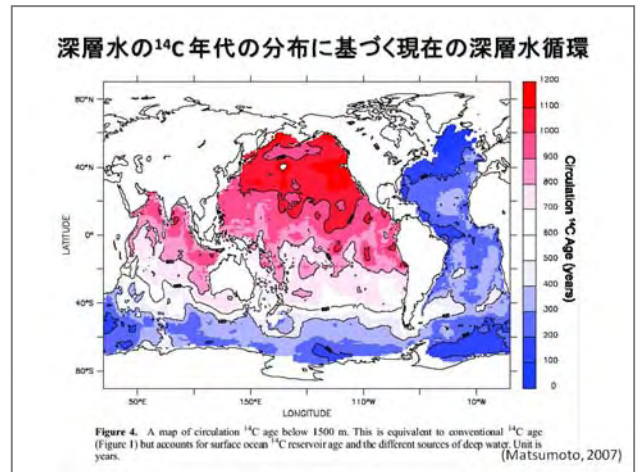
そして、もう一つは、温度の低下も関わりますよね。それから、深層水循環の様式が変わることによって、海底にあるCaCO₃を深層の中に溶かす、要するにアルカリポンプが働いたのだという説もあります。

残念ながらこれらのどれが正解かという事は、いまだに十分分かっていないのですが、先ほどの各プロセスの原理を理解した上で考えると、いくつかのプロセスのコンビネーションが正解なのだろうというのが現状です。

◇コンベアベルト：深層水循環

では、深層水循環の話を最後にさせていただきます。世界の深層水がどういうふうに循環しているかというのは、実はそう簡単には分からないのです。理論的にはずいぶん前から推定されていたのですが、その全容がはっきりしたのは、実は炭素14という放射性年代を測る元素のおかげなのです。炭素14は、宇宙線によって大気の上層で生成される放射性元素で、だいたい5,000年の半減期で炭素13に変わっていくのです。

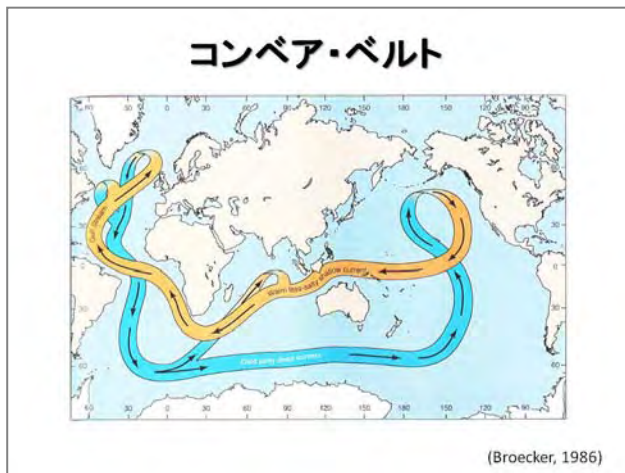
それで、海洋の深層水に溶けている無機炭素の年代を、炭素14を使って測ることが70年代に行われたのです。それによりどういうことが分かったかという、この図（図23）では更に補正計算をして本当の深層水の年代に変換していますが、



【図23】

そうすると、大気と隔絶してからの深層水の年齢がわかるのです。例えば大西洋北部が一番若いです。ほとんど0年です。そして、南に向かって徐々に深層水の年代が古くなっていますよね。これは、実は現在はグリーンランド沖で世界の深層水の9割ができていますからなのです。あとの1割は南極縁辺の大陸棚で形成されているのですけ

れども、グリーンランド沖で形成された深層水が北大西洋をずっと南下して、まず南極の周りに入ってきてきます。さらに太平洋を北上して、最後に北太平洋で湧昇しています。インド洋でもその北部で湧昇していることがこれで見えてきたのですね。



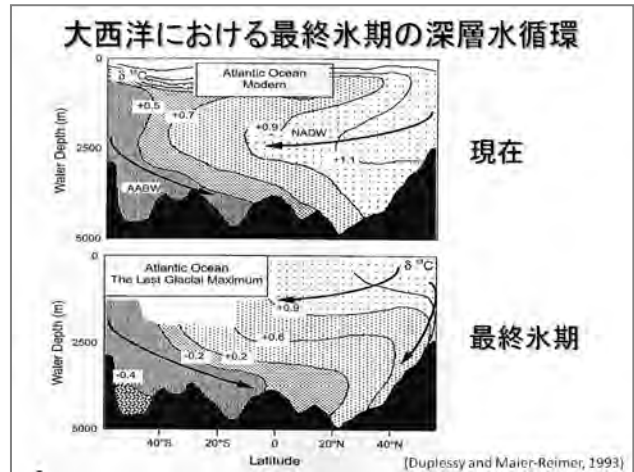
【図 2 4】

この図は新しい論文から取った図ですが、図の元となるデータはすでに 1980 年代に出ていました。それで、ブロッカーという海洋化学の大家の人が、これをもとに、世界の深層水循環というのはだいたい次の図 (図 2 4) の様なコンベアベルト状になっているのだというコンベア・ベルトの概念を提案したのです。つまり、グリーンランド沖でメキシコ湾流が冷やされて、沈みこんでから南下して南極の周りをまわって太平洋やインド洋を北上し、最後にそれらの北縁で湧昇するのだ。そして、大局的には、本当に図の様な流れがあるわけではないのですが、北太平洋で表層水となってから太平洋を南下し、インドネシアを通過してインド洋を経て大西洋に戻って一周するのだと説明したのです。

そして、表層水が沈み込む駆動力というのは、北大西洋や南極海周辺では冷えること。それから北大西洋に流れてゆくメキシコ湾流は、実は赤道域での蒸発により塩分が高くなっているのです。海水を重くするには、冷やすか、塩辛くするかが有効なのですが、現在のシステムでは赤道域で若干塩辛くして、グリーンランド沖で冷やして重くしているということなのです。こうして駆動される海洋循環は熱塩循環と呼ばれるのですが、それによってコンベアベルトが回っているのです。先ほどのところで言うのを忘れてましたが、図 2 3 を見ると、北太平洋のあたりの深層水の年齢が

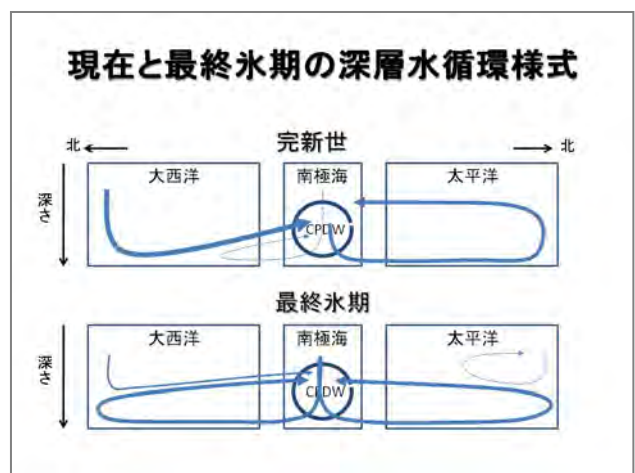
1,200 年ですよ。だから、北大西洋で形成された深層水が世界を一周するのに大体 1,200 年ぐらいかかるのです。そして、その循環パターンを模式的に書いたものがコンベアベルトなのです。

では、氷期の話に戻ります。思い出していただきたいのですが、今は氷期と間氷期の CO₂ の濃度の変化を説明しようと思っているわけですよ。



【図 2 5】

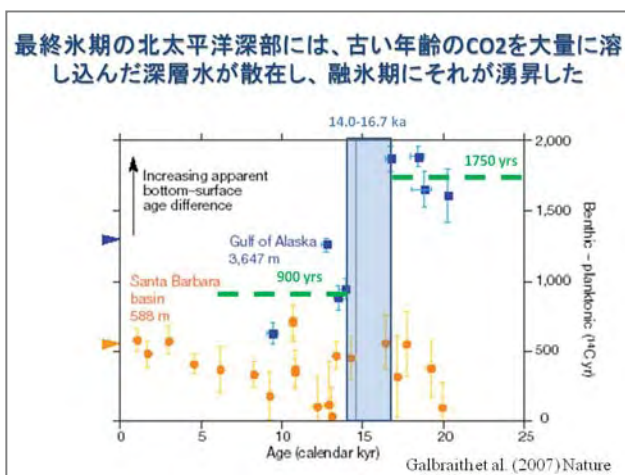
では、氷期の深層水循環はどうだったのでしょうか。この図 (図 2 5) は大西洋の例で、図の右側が北で左側が南ですけれども、現在の大西洋では、さっき言ったようにグリーンランド沖で冷やされて北大西洋深層水という深層水が出来て、それが南にずっと巡っているというパターンを示しています。一方、最終氷期はどうだったかという、実は南極でできた深層水 (南極底層水) が北太平洋深層水より深いところにたまっていたのです。そして、グリーンランド沖でできた北大西洋深層水は、底層まで行かないで中層でたなびいてしまっていたのです。



【図 2 6】

そして、実は太平洋も似たようなパターンらしかったというのが分かってきており、それを模式的に書くと図26のようになります。図は右から太平洋、南極海、大西洋なのですが、現在はグリーンランド沖で沈み込んだ深層水が大西洋を南下して、南極海に入って、今度は太平洋を北上し、太平洋北部で上がってきています。ところが、最終氷期にはどうも大西洋の北大西洋深層水の循環も浅く、弱くなっていて、また、現在は存在しないのですが、氷期の北太平洋には、もう1個深層水循環の歯車があったらしいのです。ただし、一番大きい循環は南極海で沈み込んで、太平洋、大西洋の一番深い部分を満たしていたのだろうと推定されています。

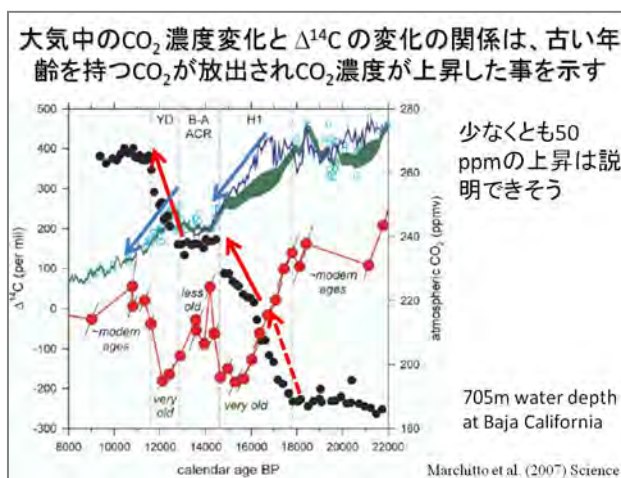
どういうことかという、現在は1,200年ぐらいで一周するコンベヤーがあるのですが、氷期にはたぶん南極起源の深層水循環がずっと長い時間をかけて深いところをゆっくり回っていた。そして、その上の北起源の循環は速いスピードで回っていたという事らしいのです。だから、世界の海洋のたぶん3,000メートルよりも浅いところは割によく酸素が行きわたっていたのだけど、深いところは結構よどんでいて、100ppm分のCO₂のうちのいくらかがたまっていたのではないかと考えられているのです。この説はコンベヤーベルトを提唱したブロッカーさんが言っているのですが、これについては実は十分な証拠がないのです。化石がみんな溶けてしまっていて、分からないのです。それで、ブロッカーさんが、きっとあるに違いないのだけれど、どうしても見つからない、何とか見つけたいということで、もう80を過ぎた方なのですが、この問題に集中して多くの論文を書かれています。



【図27】

しかし、証拠を必死に探すとどこかから出てくるもので、この説を支持する証拠が徐々に出てきました。そのうちの 하나가これです。

この図(図27)は最終氷期の北太平洋の3600mあたりの深層水の年齢の時代変化を示していますが、たまたま化石が残っていて、その炭素14年代を調べたのです。すると、だいたい1万5,000年前以前は3,600メートルの深層水の年齢が1,750年ぐらいあったのですが、氷期から間氷期に変わる時期に、900年まで一気に若返っていることが分かりました。要するに氷期には3,600mよりも深いところにもっと古い水があったのだろうということが分かったわけです。それが間氷期になって深層水循環のパターンが変わることによって表面に出てきたのではないかとという訳です。



【図28】

さらにもう一つの証拠が、この最後の図(28)ですが、かなり難しい図なのです。この図はうちの学生もすぐには理解できない図なのですが、実は重要な図なのです。まず図の黒い点が二酸化炭素の濃度変化です。図の横軸が年代で、2万2,000年前から8,000年前までです。次にこの赤丸が何かというと、これは、 $\Delta^{14}\text{C}$ と書いてありますが、簡単に言うと、水深が705メートルのところでの海水の年齢です。それから、一番上の青と緑の線は大気中の¹⁴Cの濃度です。実は大気中の¹⁴C濃度というのは、一つは宇宙線でどれだけ¹⁴Cが作られるかに影響を受けるのですが、もう一つ重要なのが、どれだけ¹⁴Cを持っていない古い深層水が湧昇してCO₂が大気へ吐き出されるかという事によるのです。

それで、¹⁴Cの濃度が18000年前から14000年前にかけてぐっと下がりますよね。これが何を意味するかというと、古い深層水が表層に湧昇して

きて、大気中に ^{14}C を持っていない CO_2 を放出したということを意味します。100 パーセントではないのですが、その可能性が高い。H1 と呼ばれる時期と YD と呼ばれる時期でぐっと下がっているのですが、一方、705 メートルの水深での深層水の年齢が同じ時期にぐっと古くなっています。ということは、これら2つの時期に古い深層水が中層まで上がってきているということなのです。中層だけではなくて、おそらく表面まで上がり、大気中に CO_2 を出しているらしいのです。

これを CO_2 濃度と比較すると、これら2つの時期には大気中の CO_2 濃度が特に上がっています。そして、その時期に対応して、古い深層水が中層まで上がってきており、大気中の ^{14}C 濃度が急に減っています。これらは間接証拠だけれど、何重にも可能性を狭めています。そして深層水中に生物ポンプで御し込まれていた CO_2 が、まだアルカリポンプで打ち消されていない部分が残っていて、それが深層水循環のパターンが変わったことによって海洋表層そして大気にまで出てきたということなのです。その量というのは、2つのステップでの上昇分が 70ppm ぐらいなので、大部分が説明できたということになるのです。ということで、今のところはこれが一番有力な証拠なのですが、おそらく生物ポンプで 70ppm ぐらい、それから、溶解ポンプで 10 から 20ppm ぐらい説明できるのではないかと考えられます。そうすると 100ppm の変化の大部分が説明できたということになるわけです。

ということで、今日のまとめをします。1つ目は、氷期 - 間氷期サイクルに伴って 100ppm に及ぶ CO_2 の濃度変動が起こっていたということ。それから2つ目は、こうした数万年以下というタイムスケールでの CO_2 の濃度変動というのは、生物圏の影響もありますが、基本的には大気と海洋の中での炭素のやりとりで引き起こされたということです。それから3番目は、海洋に炭素を押し込めるメカニズムとして、生物ポンプ、アルカリポンプ、溶解ポンプの3つがあるということです。そして4番目は、これらのポンプの強さの変化はグローバルな深層水循環の変化と深く関係しているらしいということです。ということで、今日はこれでおしまいです。ありがとうございました。

今日のまとめ

- 氷期-間氷期サイクルに伴って100ppmにおよぶ CO_2 濃度変動が起こっていた。
- こうした数万年以下のタイムスケールでの CO_2 濃度の変動は、大気と海洋(および表層堆積物、生物圏)との間での炭素のやり取りによって生じたと考えられる
- 海洋に炭素を押し込めるメカニズムとして、生物ポンプ、アルカリポンプ、溶解ポンプの三つが考えられる。
- これらのポンプの強さの変化には、グローバルな深層水循環の変化が関与している可能性が高い。

【図29】

◇質疑応答

会場：先ほど、環境への影響として CO_2 の大気中の濃度も大変大切なものだけれども、その上昇するスピードが非常に問題だというお話だったかと思うのですが。アル・ゴアが最後の階段をよじ登って指し示したようなあの短期間でどんどんどんどん増えていくことによって、今お話しいただいた CO_2 のポンプの世界にどのような影響を及ぼすものなのでしょうか。

多田先生：そうですね。ポンプの方は、例えば温暖化すれば溶解ポンプは弱くなるから、余計に海は CO_2 を吸わなくなりますよね。これはポジティブフィードバックというのですけれども、人間にとっては全然ポジティブではなくてネガティブなのだけれども、余計に状況を悪くすると思われれます。

それから、炭酸ポンプについては、おそらくどんどん海の浅いところまで CaCO_3 を溶かすようになりつつ働くと思うのですが、それに関係して問題になるのが海洋酸性化です。例えば白亜紀と呼ばれる今から1億年近く前は、大気中の CO_2 のレベルは現在の5倍以上あったといわれています。そういう意味ではわれわれの近未来みたいなものなのですが、その時代にも生物はちゃんと生きていました。それは長い時間をかけて CO_2 濃度が上がっているから、海洋酸性化は起こっていないのです。要するに、長い時間の中にちゃんとうまく中和反応が起こっているからです。

これに対して、人類が今やっている事に起因する CO_2 濃度増加のスピードはあまりに速いから中和できなくて、どんどん海洋酸性化が起こっているのです。既に、徐々に顕在化していますけれども、たぶんこれから影響がどんどん大きくなっ

てくると思います。酸性化が起こると、もちろんわれわれの食べ物にも影響するけれども、要するに生物がどんどん絶滅していくわけです。貝の殻がなくなったらどうなるかという問題につながるわけです。カタツムリの殻を溶かしたらナメクジになって生き延びるかということ、そうはならないのです。そういう問題が起こるということです。

司会者：はい。もう一人手を挙げられている方。

会場：すみません。アルカリポンプのところやはりちょっとよく分からなかったのですが、単純に示された式を見ますと、表層の方で二酸化炭素を一つ出して、深層に入って二酸化炭素が出るのを一つ抑えるというふうに見えたのです。そうすると、このサイクルはいくら回っても最終的には二酸化炭素の量は変わらなくて、あとはそのタイムラグで、一回先に炭素を出した後に二回目の反応が起きるまでに時間がかかるとすると、その分サイクルが回ると二酸化炭素が多くなるように見えたのですけれども、この考えで合っていますか。

多田：そうですね。合っていると思います。表層で結局アルカリポンプが何をしているかということ、もし CaCO_3 が溶けなければ、表層で CaCO_3 を作って CO_2 を一つ出すのですが、同時に生物ポンプが有機物を作って CO_2 を一つ消費し、それでバランスしているわけですね。だけでも、深層水中でアルカリポンプが働くと、表層水で CaCO_3 の殻を作って CO_2 を吐き出したという事実が消えるのです。だから、生物ポンプだけが働く。石灰質な殻をつくる炭酸塩ポンプとアルカリポンプが一緒になって働くと相互に打ち消しあって実質の影響が無くなるということです。この説明でよろしいですか。

会場：はい。

多田先生：だから、アルカリポンプ自体では、実はどっちかということ人の借金を帳消しにしているような働きで、消極的な役割になると思います。でも、例えばアルカリポンプがなくて光合成をする生物が全部石灰質な殻を作ったら、生物ポンプは働かないわけです。そういうことです。

会場：ありがとうございます。

司会者：かなり難しいところだと思います。市販の本で見ますと、こちら辺はあまり丁寧に書いていないようですね。

多田先生：そうです。私自身も理解するのにずいぶんかかったし、アルカリポンプが一番難しいのですよ。自分で苦労したから、それでも分かりやすく話していると思うのですが、やはり一回で分かってもらえるのは、なかなか難しいですね。あと、大きな誤解は、サンゴの例で話しましたが、多くの方は長いタイムスケールでのプロセスと、短いスケールのプロセスをごちゃ混ぜにしています。要するにそういう情報がタイムスケールのことを言わないで一緒に流れているのです。そうすると、石灰岩を堆積する、もしくはサンゴをたくさん作れば CO_2 は固定されるのだと思う方が増えてしまうということですね。

司会者：他に質問は。どうぞ。

会場：今までは物理的な話でそれも好きなのですが、私は実は化学屋なのです。今日のコメントみたいな質問になります。最後の部分で、お話を聞いていて現象的には分かったのですが、ますます謎が深まったなど。だから、もっと知りたいと思っています。何かというと、深層水の流れが変わったということは分かったのですが、そのきっかけになった何かイベントがあって、それが引き金になってその小さな現象が、ポジティブフィードバックが起こって大きくなったのですよね。そのイベントが何かというのは、たぶん分からないのかもしれませんが、その辺がなんだろうなというのが非常にモヤモヤとしているところなのですが。

多田先生：それが次回のテーマなのです。そう言うと、アンケートで「次回のことばかり言って先延ばしにする」というコメントもあったのですが。今の答えに簡単に答えますと、氷床が溶けるという現象が、北大西洋の深層水ができるところに塩分の低い水を供給するのです。そうすると、さっきお話したように塩分が低いと密度が低いので、沈まなくなるのです。それで、氷期のような深層水循環パターンが生まれると考えられています。

会場：はい。次回を期待しております。

うだといわれると、まだなかなかそこまでは言えないというのが現状なのです。

多田先生：はい。今回はそのメカニズム自体というよりは、それによってどういう気候変動が起きているか、どういう周期で起きているかとかそういう話になります。急激な気候変動と深層水循環がどうリンクしているかという、そういう話を次回にしたいと思っています。

以上

司会者：他にご質問はございませんでしょうか。

会場：すみません。すごい勘違いの質問かもしれませんが、氷期に 100ppm の CO₂ が海洋の方にどうやってため込まれていたのかというお話のときに、いくつか理由を挙げられて、氷期で寒かったからこうだったのではないかというようなことが大変多かったと思うのです。ニワトリと卵じゃないですけど、100ppmCO₂ が少なかったから温室化効果がなくて氷期になったというわけではないのでしょうか。

多田先生：それはニワトリと卵に近いのですけれども、いわゆるフィードバックですよね。だから、CO₂ がちょっと下がると少し寒くなる。それによって、またさらにたくさん CO₂ を海が吸い込む。そういうフィードバックプロセスで氷期 - 間氷期という変化が増幅されているということなのです。だから、CO₂ がまずどういう格好で入っていつているのかが分からないと、そのフィードバックプロセスも解決しないのです。

それで、今日お話した話にしても、まだ私の解釈に反対する人は居ると思うのです。ただ、昔は海のどこにどうやって入っているかはまったく分からなかったのが、このごろやっと思接的だけだとぶんこうだろうというのが見えてきたのです。それが見えてくると、今度はそのタイミングが例えば気温の上昇とかのタイミングとどういう関係にあるのかという事が検証できるようになる訳です。そうすると、例えば氷床が少し溶けることによって淡水が北大西洋に供給され、そうすると海洋循環がちょっと変わって、CO₂ が出てくるらしい。そういう連鎖反応がどんどん起こって小さな変化を増幅することによって氷期 - 間氷期が生まれているのだと私は考えているし、他の多くの研究者もたぶん似たイメージを持っていると思います。ただ、具体的にその一つ一つのプロセスがど