

サンゴ礁による二酸化炭素の固定

茅根 創¹⁾

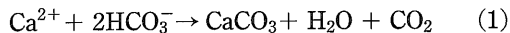
1. はじめに

CO₂の固定に関しては、物理化学的な固定法とともに自然の吸収源の拡大・活用が重要である。とくに、CO₂が大気中に放出されてしまった後の対策としては、大気中の膨大な量のごく薄い成分(放出量: 200億トンCO₂/年; 大気中の濃度: 0.04%)を処理しなければならないことから、生態系のもつ吸収能力を活用することが有効である。海洋は大気の60倍のCO₂をストックしており、CO₂吸収源としてのポテンシャルが高い。実際、人類が排出したCO₂の半分は海洋に吸収されているとされるが、そのメカニズムはよく判っていない。海洋におけるCO₂吸収メカニズムを解明し、その拡大・活用を図ることが望まれる。

CO₂の吸収源として海洋を利用する場合、広大な面積に対して単位面積当りの生産力が小さいという問題がある。外洋の生産力は125 gcal/m²/年で、陸上の砂漠なみである。これは、外洋域の生産が窒素などの栄養塩によって規定されているためである。こうした海洋にあって、サンゴ礁は2200 gcal/m²/年と、熱帯雨林と同程度かそれ以上の生産力をもっている。これは、サンゴ体内に共生している膨大な数の藻類の光合成によるものである。この生産に基づいて、サンゴを始めとする多様なサンゴ礁生物群集が維持されている。このことから、サンゴ礁は海洋のオアシスにたとえられる。また、サンゴは炭酸カルシウムの骨格を作る。この骨格は積み重なってサンゴ礁地形を形成する。サンゴ礁地形は光合成のための受光面積を広げるとともに、生物群集に住み家を提供している。

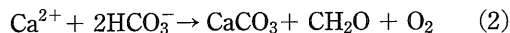
炭素循環という視点から見ると、サンゴ礁は光合成と石灰化という2つの経路によって炭素循環に関わっている。両経路ともに広義の炭素の固定過程

である。しかしながら、海洋の炭酸系の平衡によれば、海洋における石灰化は海洋から大気へCO₂を放出させる過程になる(角皆, 1989)。この過程は、単純化して次式で表わすことができる。



このため、サンゴ礁はCO₂の放出源であるとする考えが強い。

これに対して茅根(1990)、Kayanne and Miyachi (1991)は、サンゴ礁における石灰化は光合成によって駆動されており、サンゴ礁はCO₂の吸収源であると考えた。この過程は次式のように単純化できる。



これに対しては、生産された有機物は速やかに分解されて、結局大気に放出されるという反論がある。

地質調査所では、主にフィールドでの調査によって、CO₂循環におけるサンゴ礁の役割について、後氷期のサンゴ礁地形の形成、現在のサンゴ礁における有機炭素と無機炭素(炭酸カルシウム)生産、サンゴ礁における栄養塩循環と窒素固定という3つの視点から研究を進めてきた。その結果、以下の3点が明らかになった。

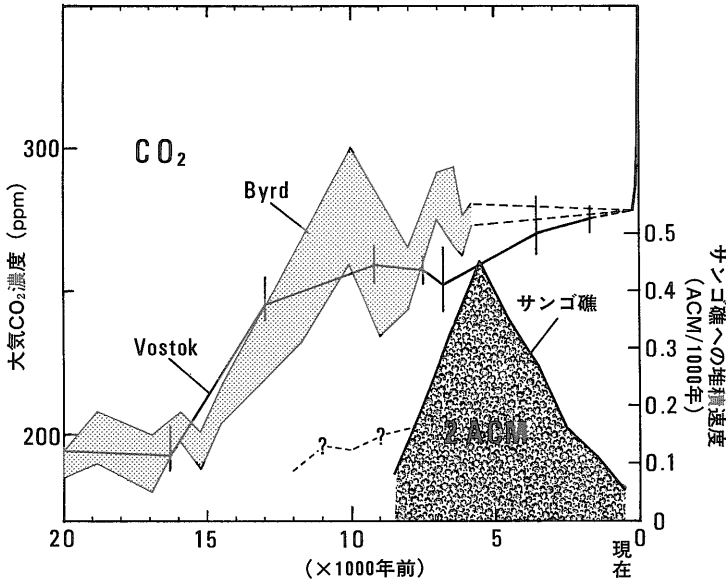
①サンゴ礁における炭酸カルシウム堆積のピークは5千年前~6千年前で、この時期に現在認められるサンゴ礁地形が形成された。現在はサンゴ礁が海面に追いついて、炭酸カルシウムの堆積が頭打ちになっている。

②サンゴ礁において、光合成による有機炭素生産と石灰化による無機炭素生産は、共役して起こっている。石垣島の礁原での測定によれば、両生産はほぼ同量である。

③サンゴ礁では、生産に必要な窒素を、大気から固定するメカニズムが活発に働いている。

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: サンゴ礁, 二酸化炭素, 炭素循環



第1図 過去2万年間の大気CO₂濃度の変動(ByrdとVostok)とサンゴ礁への炭酸カルシウム堆積量(ACM/1000年)。1 ACMは産業革命前の大気CO₂量

2. 後氷期の大気CO₂濃度の変動とサンゴ礁の形成

もっとも最近の氷期は1万8千年前に終わり、気温は日本付近で10°C前後上昇し、6千年前には今よりも2-3°C温暖な気候になった。この温暖化に伴って大陸にあった氷床が融け、海面は10 m/1000年の速度で上昇し、6千年前にはほぼ現在の海面に達して安定した。氷期終了から現在までを、後氷期と呼ぶ。現在の地形を作る現成サンゴ礁は、後氷期の温暖化と海面上昇に伴って形成されたものである(茅根, 1991)。現成サンゴ礁の層厚は10-30 mで、サンゴなどの造礁生物の骨格が過去数千年間に積み重なって、海面の上昇に追いついてきたものである。サンゴ礁の上方への堆積速度は、数 m/1000年から10 m/1000年以上になる。

Kayanne(1992)は、全世界の現成サンゴ礁に、後氷期の間に炭酸カルシウムとして堆積した炭素量を、産業革命前の大気CO₂の2倍(2 ACM:1 ACM=6×10¹⁷ gC)と見積もって、これまでに得られた掘削断面から1000年ごとの堆積速度を求めた。第1図にその結果を、大気CO₂の濃度変化とともに示す。サンゴ礁の炭酸カルシウム堆積のピークは5千年前から6千年前で、それ以前と現在とに向かって急激に減少する。ピーク時の堆積速度は

0.45 ACM/1000年で、この時期に、安定した海面にサンゴ礁の堆積が追いついたことを示している。現在は0.06 ACM/1000年で、停滞した海面にサンゴ礁が追いついて現成サンゴ礁の地形が完成し、炭酸カルシウム堆積が頭打ちになっている。

第1図には、過去2万年間の大気CO₂濃度の変動を示したが、後氷期には1万5千年前から1万年前に濃度が195 ppmから260 ppmまで急上昇している。このCO₂濃度の上昇を、後氷期のサンゴ礁の形成に伴うCO₂の大気への放出によって説明するモデル「サンゴ礁仮説」が提唱されている(Berger, 1982; Opdyke and Walker, 1992)。しかしながら、第1図で明らかのように、サンゴ礁の主たる堆積期は大気CO₂濃度の上昇に遅れており、サンゴ礁の形成によって大気CO₂濃度が増加したわけではない。また、サンゴ礁堆積のピーク時にも大気CO₂濃度が上昇した証拠はなく、サンゴ礁形成に伴ってCO₂が放出されたという地質学的事実はない。

3. サンゴ礁における有機炭素・無機炭素生産

サンゴ礁における物質生産とCO₂の動きとの関係を議論する場合、まず、光合成による有機炭素の

生産について、サンゴ礁生物群集の総生産量(P)および総生産量と総消費量(R)の比(P/R比)が、次に、石灰化による無機炭素生産(I)と光合成による有機炭素生産(O)との比(I/O比)が重要なパラメーターになる(鈴木, 1992). PからRを差し引いた値が余剰に生産された有機物量であり、正味のCO₂固定量になる。I/O比のOにはこれを用いなければならない。余剰に生産された有機物については、その行方が問題になる。

サンゴ礁が大気CO₂の吸収源であるためには、少なくともP/R>1でなければならない。I/O比については、(1)式で1モルの石灰化で1モルのCO₂が放出されるから、吸収の条件はモル比でI/O<1のように思える。しかし実際には、海水の緩衝効果のためI/O<1.5程度が吸収の条件になる(加納, 1990). 角皆(1991)は、冷たい海や中深層水ではこのしきい値が1に近くなることを指摘しているが、通常のサンゴ礁海域の水温、pHの条件では、しきい値として1.5を使うことは妥当であると考える。

P/R比については、サンゴ礁における総生産量は大きい、そのほとんどはサンゴ礁内で消費されてしまう。すなわちP/R比が1であると言われてきた(Odum and Odum, 1955). この考え方はサンゴ礁を閉じた系と見なし、系内で物質をリサイクルしているというサンゴ礁観に基づいている。この閉じたサンゴ礁観は、5章で論じる栄養塩の供給の問題から導かれたもので、実際にサンゴ礁全体でP/R比を測定した例はほとんどない。

Kinsey(1985)はサンゴ礁における生産量測定の結果をまとめ、一般的にP/R比は1に近いが、1からずれる可能性は否定できず、それは海洋の物質循環に対して大きな意味をもつであろうと述べている。最近、地球全体のサンゴ礁による石灰化量と光合成余剰生産量の計算結果が出された。Kinsey and Hopley(1991)は、サンゴ礁の地形区分ごとの平均的な石灰化速度と、地球上のサンゴ礁の面積(6×10¹¹ m²: Smith, 1978による)とから、地球上のサンゴ礁全体での炭酸カルシウム堆積速度を、111×10¹² gC/年と見積もった。彼らの論調は、サンゴ礁での石灰化を大気CO₂の「吸収源」とするものである。しかしながら、論文の末尾でサンゴ礁における石灰化はCO₂分圧を上昇させることにふれており、それがS. V. Smithの示唆によることを言明し

ている。

地球上のサンゴ礁における光合成生産について、Crossland et al.(1991)は、サンゴ礁における総生産量が700×10¹² gC/年と大きいのに対して、余剰有機炭素生産量(P-R)は20×10¹² gC/年と小さいという算出結果を示した。彼らは、算出に用いた値には不確定要因が大きいとしながらも、サンゴ礁における正味の炭素固定は、地球規模の炭素循環の中で小さいことを、また、余剰有機炭素生産量が、Kinsey and Hopley(1991)が算出した石灰化量よりも小さいことから、サンゴ礁はCO₂の放出源になることを結論している。

Crossland et al.(1991)が、地球全体のサンゴ礁の余剰有機炭素生産量として算出した20×10¹² gC/年は、サンゴ礁の平均的な純生産量として彼らがあげている0.1 gC/m²/dayだけに基づいている(0.1 gC/m²/day×365 day/y×6×10¹¹ m²=22×10¹² gC/y)。この0.1 gC/m²/dayの根拠として、共著者の1人Smith(1988)のデータが引用されているが、その中にあげられているサンゴ礁全体の生産量の測定結果はわずか4例で、しかも-0.005~0.285 gC/m²/dayの範囲にばらついている。この結果からSmith(1988)は、最大の値であるAtkinson and Grigg(1984)の0.285 gCを除いて、Smith(1983)自身による閉鎖的な環礁で得た3例だけに基づいて、サンゴ礁全体の平均的産量を0.1 gC/m²/dayと結論している。このため、サンゴ礁のP/R比も1.03と、外洋の値(1.16)より低い値になっている。

Ware et al.(1992)は、地球全体のサンゴ礁における石灰化量と余剰有機炭素生産量とを比較して、海水の炭酸系の平衡計算から、サンゴ礁がCO₂の放出源であると主張している(Smithも共著者の1人である)。しかしこれは、サンゴ礁の生産量としてKinsey and Hopley(1991)とCrossland et al.(1991)を用いているため当然の帰結である。また、Smith(1988)、Crossland et al.(1991)は、ラン藻類の生育する面積がサンゴ礁の中では小さいことなどから、サンゴ礁における窒素固定の役割は大きくないと議論している。

以上から、地球全体のサンゴ礁の石灰化量と光合成量の見積もりによるCO₂吸収/放出の議論は、かたよった研究者の少数のデータだけに基づいているといえる。結論を得るためには、サンゴ礁全体の生

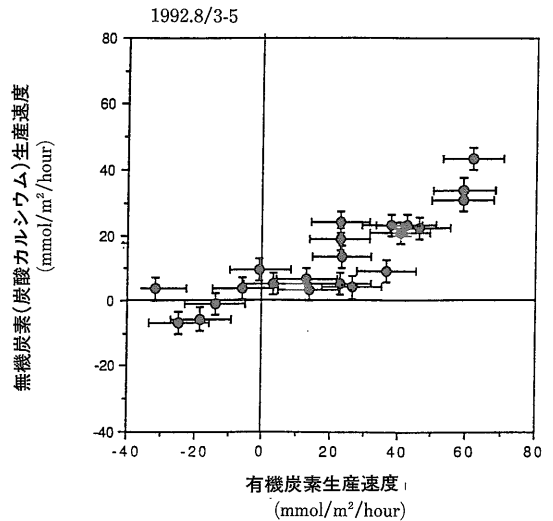
産量についてより多くの測定値の積み重ねが必要である。

4. 石垣島における生産量測定結果

地質調査所では、琉球列島石垣島とミクロネシアのパラオ諸島とでサンゴ礁の生産量の調査を進めている。石垣島南東岸のサンゴ礁は、幅800 mの礁原(サンゴ礁の平坦面)が沖側の高まり礁嶺とその陸側の礁池とに分かれる裾礁タイプである。礁原上には、海草群集・サンゴ群集・褐藻群集が分布する。低潮時には礁嶺が干出し、礁池の海水はプール状に停留する。停留時には礁原の海水は外洋と交換しない閉じた場となり、礁原上の生物群集の生産に伴い、pH、アルカリ度、溶存酸素などの海水の化学的性質が変化する。こうした停留条件は自然の閉鎖実験を提供し、サンゴ礁生物群集の平均的な生産量の測定を可能にする。測定は、主にサンゴ群集について行なった。

第2図は、1992年8月の、停留時の海水のpH、アルカリ度の変化から算出した、サンゴ群集の有機炭素の生産・消費速度と無機炭素(炭酸カルシウム態炭素)の生産・溶解速度である(正の値が生産速度、負の値が消費・溶解速度; Suzuki and Kayanne, 準備中)。両者の間には正の相関があるが、これは先の(2)式で示される光合成が石灰化を駆動するというモデルを裏付けるものである。第2図によれば日中の有機炭素・無機炭素生産速度は、それぞれ最大60, 30 mmol/m²/hour, 夜間の有機炭素消費速度は最大30 mmol/m²/hourで、炭酸カルシウムはわずかに溶解している。これは夏季の結果であるが、他の季節にも同様の結果が得られている。いずれも余剰の有機炭素生産があり、光合成が石灰化に卓越している。1日あたりの有機炭素・無機炭素生産量は両者とも、120-200 mmol/m²/日である。これは、先程の吸収/放出のしきい値と比べると、CO₂の吸収側であり、これまでの結果からは、少なくともサンゴ礁内ではCO₂は吸収されていることが判った。測定は、サンゴ礁のうちでも石灰化がもっとも顕著なサンゴ群集について行っており、海草や褐藻群集の有機炭素生産を加えれば、サンゴ礁全体での吸収の効果はさらに大きくなる。

生産された有機炭素は系外に運ばれるが、その有

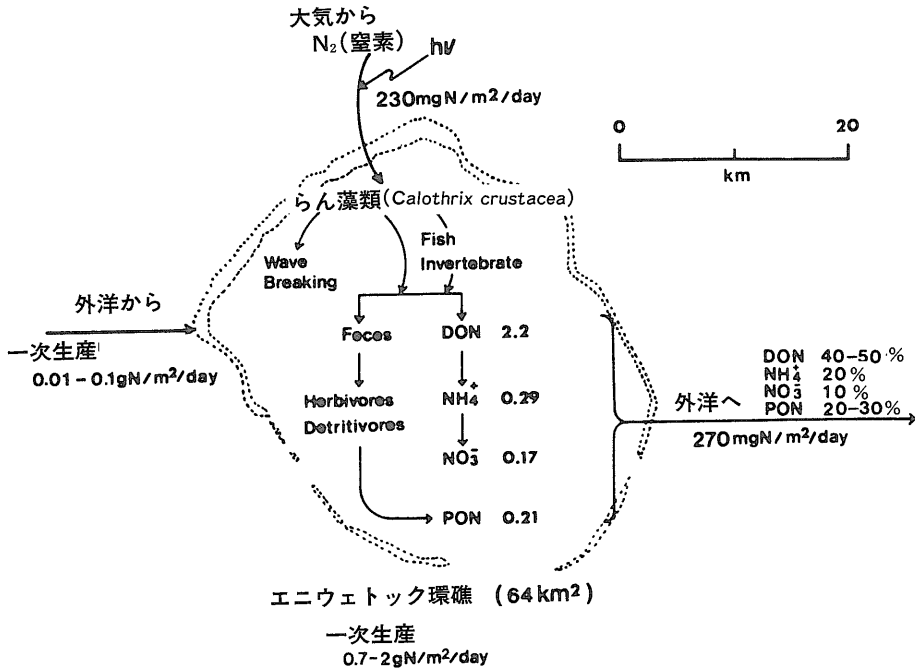


第2図 琉球列島石垣島南東岸のサンゴ礁における有機炭素・無機炭素生産量

機炭素が、どこでどの位の速さでどの程度分解されるのかが、残されたもっとも重要な問題になる。一般に、有機物は速やかに分解されると言われるが、サンゴ礁から外洋へ有機炭素がどのような形で運ばれ、その流量や分解速度がどの位であるかについて、実際に測定された例はない。有機炭素が中深層水へ組み込まれた後に分解すれば、大気へ直接放出されることはない。サンゴ礁外へ運ばれる有機物の形態としては、懸濁態有機炭素、溶存態有機炭素、生物群集、堆積物への埋積などが考えられる。現在、私達はこのそれぞれについて、サンゴ礁から外洋への流量と分解の過程の調査を進めている。

5. サンゴ礁における栄養塩供給と窒素固定

サンゴ礁においてP/R比が1(余剰生産が0)であると考えられていた根拠の一つは、窒素やリンなどの栄養塩の供給の問題であった。すなわち、サンゴ礁を取り囲む亜熱帯の海洋はこれらの栄養塩に乏しい貧栄養の海であるから、サンゴ礁内で同じ栄養塩をリサイクルしているだけで、余剰の生産はほとんどないのではないかというものである。しかしながら、窒素については、サンゴ礁は大気中の窒素を活発に固定していることが判っている。Wiebe et al.(1975)は、ミクロネシアのエニウェトック環礁の礁原上で、フィルム状に生育しているラン藻類が



第3図 エニウェットク環礁の窒素化合物の動態(Wada and Hattori, 1991)

活発に窒素固定を行なっていることを示した。固定された窒素は、サンゴ礁の食物連鎖を経由してサンゴ礁外へ流出する。Webb et al.(1975)は、同環礁で $230 \text{ mgN} / \text{m}^2 / \text{day}$ の窒素が固定され、 $270 \text{ mgN} / \text{m}^2 / \text{day}$ (環礁全体で約 $9000 \text{ kgN} / \text{day}$)が系外に流出すると見積もっている(第3図)。ただしこの値は、窒素固定の活発な礁原における測定値に基づいており、サンゴ礁全体として窒素源を何に依存しているかを評価するには、測定が十分であるとは言えない。

サンゴ礁生物の窒素安定同位体比の測定によれば、サンゴは窒素源として、大気から窒素固定によって供給されたものを用いていることが明らかになった。窒素同位体比 $\delta^{15}\text{N}$ は、食物連鎖を一つ経るごとに2-4%増加する。窒素固定生物の窒素同位体比は大気中の N_2 の値(0%)に近くなるから、生物の窒素同位体比の測定によってその生物の窒素源を明らかにすることができる。

Yamamuro et al.(1992)は、石垣島とパラオ諸島の、サンゴなどの生物の窒素同位体比を測定した。サンゴ軟体部の同位体比は、両島で4-5%の範囲にあって一致した。一方、同じサンゴ礁で採取した動物プランクトンや懸濁粒子の窒素同位体比は5-

8%を示した。もしサンゴがこれらを窒素源として用いていれば、その同位体比は5-8%より2-4%大きい7-12%でなければならない。サンゴの同位体比が5-8%より小さかったことは、サンゴが窒素源として動物プランクトンや懸濁粒子に全面的に依存しているのではなく、大気からの窒素固定によるものが卓越していることを示している。

サンゴ礁において固定された窒素は、系外に流出して周辺海洋の生産に利用され、沈降粒子として中深層水に取り込まれることが予想される(和田, 1991)。このように、サンゴ礁が窒素について開放系であり、窒素固定が強く駆動していることは、サンゴ礁が大きな余剰有機物生産をもつことを示唆している。少なくとも、窒素が光合成生産の律速になることはない。

一方、リンは窒素のように大気から積極的に取り込まれることがないために、サンゴ礁の生産を律速している可能性が指摘されているが、流量や収支に関する研究は少ない(山室, 1991)。しかし、サンゴ礁の底生藻類のC:N:P比は600:30:1で、海洋の植物プランクトンの平均的な値であるレッドフィールド比106:16:1に比べて、炭素や窒素に対するリンの値が小さい(Atkinson and Smith,

1983). このことは、同量のリンでも、サンゴ礁では外洋より多くの生産を維持できる可能性を示している。

6. おわりに

サンゴ礁は、水深が小さい幅 1 km から数 km の平坦面(礁原)によって特徴づけられる。礁原の地形は、サンゴなどの炭酸カルシウム骨格が積み重なってサンゴ礁が上方に成長して、サンゴ礁頂面が海面に追いついて作られたものである。堆積のピークは 5 千年前～6 千年前で、1000 年という時間スケールで見れば、光合成の場と生物の住み家である礁原の形成は現在は終了している。CO₂ との関係で言えば、礁原は CO₂ の吸収とストックの場になっている。石垣島における礁原の生産量は、有機炭素・無機炭素それぞれ 120–200 mmol/m²/日、これは 0.5–1 kg C/m²/年に相当する。この生産量は、地球上の生態系の中でも特に大きい。さらにサンゴ礁では、栄養塩補給の自肥システムとも言える窒素固定が活発に働いている。

このサンゴ礁は、現在、オニヒトデ発生などの自然要因、沿岸開発などの人為的要因によって死滅しつつあることが指摘されている(Stoddart, 1981)。サンゴ礁が死滅すれば光合成能力が失われ、生物群集として固定されていた CO₂ は放出される。CO₂ 固定のために、サンゴ礁における大きな炭素流量を有効に活用するサンゴ礁の再生・構築技術の開発が望まれる。

サンゴ礁が大気二酸化炭素の吸収源か放出源かという議論は、実際の調査・測定に基づかない、モデルによるものが先行していた。また、これまでのサンゴ礁における生産量などの測定は、二酸化炭素の収支あるいはサンゴ礁全体での炭素の収支という観点から行なわれていなかったため、吸収/放出の議論に答えるデータを与えていない。今後は、サンゴ礁海域での測定結果を積み重ねることが重要である。その際に、サンゴ礁全体での有機炭素・無機炭素生産量の評価、サンゴ礁海域での CO₂ 分圧の測定、生産された有機物の形態と行方、栄養塩の循環と収支などが重要な研究項目になる。これらの研究項目は、空間的・時間的変動が大きく、また新しい測定手法を必要とする項目もあるため、データの取

得とその評価には時間が必要である。

しかしながら、これまでの議論によって、吸収/放出の論点と基準が明確になった。それは、サンゴ礁において P/R > 1, I/O > 1.5 であるか、生産された有機物がどこでどの程度の速度で分解するか、正味の栄養塩の固定があるか、などである。吸収/放出という分かりやすいモデルとこうした論点に沿ってサンゴ礁を調べ直してみることは、サンゴ礁や海洋の物質循環の理解を進める上で、必ず新しい知見をもたらしてくれるものと考えられる。

文 献

- Atkinson, M. J. and Grigg, W. (1984) : Model of a coral reef ecosystems, II. Gross and net benthic primary production at French Frigate Shoals, Hawaii. *Coral Reefs*, **3**, 13–22.
- Atkinson, M. J. and Smith, S. V. (1983) : C : N : P ratios of benthic marine plants. *Limnol. Oceanogr.*, **28**, 568–574.
- Berger, W. H. (1982) : Deglacial CO₂ buildup: constraints on the coral-reef model. *Plaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **40**, 235–253.
- Crossland, C. J., Hatcher, B. G. and Smith, S. V. (1991) : Role of coral reefs in global ocean production. *Coral Reefs*, **10**, 55–64.
- 加納裕二(1990) : サンゴの増殖と大気中の二酸化炭素濃度の関係。海と空, **65**(特別号), 259–265.
- 茅根 創(1990) : 地球規模の CO₂ 循環におけるサンゴ礁の役割。地質ニュース, No. 436, 6–16.
- 茅根 創(1991) : 完新世海面変動とサンゴ礁。地学雑誌, **100**, 1019–1026.
- Kayanne, H. (1992) : Deposition of calcium carbonate into the Holocene reefs and its relation to sea-level rise and atmospheric CO₂. *Proc. 7th Int. Coral Reef Symp.* (in press).
- Kayanne, H. and Miyachi, S. (1991) : The role of calcifying organisms in the global CO₂ cycle. *Biofutur*, No. 106, 76–78.
- Kinsey, D. W. (1985) : Metabolism, calcification and carbon production I: System level studies. *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.*, **6**, 505–526.
- Kinsey, D. W. and Hopley, D. (1991) : The significance of coral reefs as global carbon sinks—response to Greenhouse. *Plaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **89**, 363–377.
- Odum, H. T. and Odum, E. P. (1955) : Trophic structure and productivity of a windward coral reef community on Eniwetok atoll. *Ecol. Monogr.*, **25**, 291–320.
- Opdyke, B. N. and Walker, J. C. G. (1992) : Return of the coral reef hypothesis: Basin to shelf partitioning of CaCO₃ and its effect on atmospheric CO₂. *Geology*, **20**, 733–736.
- Smith, S. V. (1983) : Net production of coral reef ecosystems. In Reaka-Kudla, M. L. ed. “The Ecology of Deep and Shallow Coral Reefs” NOAA Symp. Ser. Under Sea Res., **1**, 127–131.
- Smith, S. V. (1988) : Mass balance in coral reef-dominated areas. In Jansson, B-O. ed. “Coastal-Offshore Ecosystem Interactions” Lecture Note on Coastal and Estuarine Studies, **22**, 209–226.

- Stoddart, D. R. (1981) : Coral reefs: the coming crisis. Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., **1**, 33-36.
- 鈴木 淳(1992) : サンゴ礁生態系における物質生産. 地質ニュース, No. 452, 42-50.
- 角皆静男(1989) : 炭素などの物質循環と大気環境—地球環境の変化における海洋の重要性—. 科学, **59**, 593-601.
- 角皆静男(1991) : 加納裕二「サンゴの増殖と大気中の二酸化炭素濃度の関係」に関するコメント. 海と空, **67**, 47-49.
- 和田英太郎(1991) : 外洋域における物質循環. 月刊海洋, **23**, 808-814.
- Ware, J. R., Smith, S. V. and Reaka-Kudla, M. L. (1992) : Coral reefs: sources or sinks of atmospheric CO₂? Coral Reefs, **11**, 127-130.
- Webb, K. L., DuPaul, W. D., Wiebe, W., Sottile, W. and Johannes, R. E. (1975) : Enewetak (Eniwetok) Atoll: Aspects of the nitrogen cycle on a coral reef. Limnol. Oceanogr., **20**, 198-210.
- Wiebe, W. J., Johannes, R. E. and Webb, K. L. (1975) : Nitrogen fixation in a coral reef community. Science, **188**, 257-259.
- 山室真澄(1991) : サンゴ礁での物質循環, 特に栄養塩の収支に関する諸問題. 月刊海洋, **23**, 786-793.
- Yamamuro, M., Minagawa, M. and Kayanne, H. (1992) : Preliminary observation on food webs in Shiraho coral reef as determined from carbon and nitrogen stable isotopes. Proc. 7th Int. Coral Reef Symp. (in press).
-
- KAYANNE, Hajime (1993) : CO₂ fixation by coral reefs.

豆辞典

造礁サンゴ

サンゴというと、宝石になる赤やピンクの石を思い浮かべる人が多い。しかし、宝石になるサンゴは、成長が遅く深い海に住む種類のサンゴで、暖かい浅い海でサンゴ礁を作る造礁サンゴとは、別のグループに属している。造礁サンゴの成長速度は、後で述べるように、体内の共生藻から栄養が供給されるため、宝石のサンゴより成長速度がずっと速い。

造礁サンゴは、イソギンチャクと同じ刺胞動物に属する動物である。しかし、個体が何百、何千と集まって炭酸カルシウムの群体骨格を作る点と、体内に藻類を共生させている点で、イソギンチャクとは異なっている。

造礁サンゴの生きている部分はポリプと呼ばれる。ポリプは、上部に口のある巾着状の袋の形をしており、口の周りを触手が取り囲んでいる。袋の中は胃腔と呼ばれ、ここで消化、吸収、排泄を行な

い、卵や精子もここに生じる。胃腔内は、消化壁の表面積を大きくとるために、何枚かのひだ(隔膜)に分かれており、骨格もこれに対応して放射状の壁(隔壁)を形成している。

造礁サンゴ体内の共生藻は、渦鞭毛藻科に属する単細胞の藻類で、直径10 μmと微細だが、サンゴの表面積1 cm²あたりに100万~200万個という膨大な数が任んでいる。この共生藻が活発に光合成を行なって、CO₂と水とから有機物を生産する。生産した有機物のうち、共生藻が自分のために使うのはわずかで、ほとんどは糖類などの形でサンゴにもれだしている。サンゴは、その内の半分ほどを、活動と成長のために使い、残りを粘液などの形で体外に放出する。このように、共生藻の生産物がサンゴを経由して、サンゴ礁の生物群集を養っている。

(茅根 創)