古環境からみた炭酸塩岩体について*

浜 田 隆 士**

Some Aspects of Marine Carbonate Masses from the Paleocological Point of View

By

Takashi HAMADA

Abstract: Bioreef is a site of the highest diversity of biota on the earth's surface. Geohistorically, however, it was a sort of fairly simple mound in the Precambrian Era as exemplified by a stromatolitic hump. The early Cambrian archaeocyathid reef was monotonous but the first true bioreef made by calcium carbonate-secreting marine animals. The Paleozoic and later coral reefs have been much amplified in their constitutions through ages. It was stressed that the ecological reefs should clearly be distinguished from the stratigraphic ones by paleocological analysis.

The bioreef is here subdivided into four main ecological types, i.e. the isolated island type, the plateau island type, the continental shelf type and the shelf margin type. They are characterized by respective grades of development of the skirts that frill the reefs. Bioreefs formed on a shallow and wide shelf like the Great Barrier Reef are associated with well-developed inter-reef or back-reef type stagnant basins which bear a high potentiality of metamorphism of the organic materials derived from the reef biota into petroleum. Excretion and bioerosion of reef inhabitants are described as the important agencies of a biochemical activity for destructive and diagenetic processes of the reefs.

Finally, a hypothetical classification of several limestone bodies in Japan is proposed on the basis of paleocological megastructures of these carbonate sediments.

1. ま え が き

新しい油槽構造として近年大きな脚光を浴びている炭酸塩岩体の系統的な研究は、わが国においてややおくれがみられることは否定できない。それは日本の産油層にほとんどそうした例がなく、外国での事例を理解する下地すら欠いていたからであろう。炭酸塩岩体の発達というものは、地質年代の広がりからも、地域的な発展状況からしても非常に広範囲にわたるものであり、その研究には多方面からのアプローチが要求される。とりわけ総合的な判断・評価のためには、最も基本となる構成要素としての古生物、あるいはその環境復元に欠かすことができない古生態学の立場が重要視されなければならないことはいうまでもない。

この小論では、筆者の少ない経験の中だけからあえてわがままな発想を許していただき、1つの問題提起として、こうした炭酸塩岩体をグロス古生態学の対象とし

てとりあげてみたい。文献を網羅したわけでもなく、また具体例を示すものでもないが、一応の小文にまとめて大方のご批判を仰ぎたいと思う。

本論に入る前に、シンポジウム講演に当たって大変お世話をいただいた河井興三教授、星野一男博士ならびに関係各位に対し、誌面を借りて厚くお礼申し上げる。

2. 礁 の 定 義

礁 (reef) とは本来地形上の用語であり、水中なかんづく海底において周辺より突出した高まりを指している。そしてその高まりを構成する主要な物質の種類によって、岩礁、カキ礁、サンゴ礁などと区別されているが、これが地質学的な用語として転用される場合は、多少なりともニュアンスが違ってきている。すなわち、現在の地形としての突出部は形態そのものを認識し易く、誤解を招くおそれはまずないであろう。しかし、地質時代の過去のそれらについては、ある瞬間の時間断面においてはたして本当に地形的高まりであったのか、それとも長期間の堆積作用を通じて周辺と区別されるような岩体を結果せしめているのか、といった識別が先決となる

昭和52年9月20日受理

* 昭和52年度石油技術協会総会シンポジウム講演に若干補足

** 東京大学教養学部宇宙地球科学教室
石油技術協会誌 Vol.42 No. 6 (1977)

(浜田, 1975, 第2図)。

古生態学的には、ふつう原初から突出地形であったものを狭義の礁、つまり生礁 (bioreef あるいは ecological reef) と呼び、そうでない地層の集合形態としての塊状岩塊を層礁 (stratigraphic reef) と称している。これらを地層それ自体に則して表現するならば、前者が bioherm、後者が biostrome ということになる。このような分類は、どちらかといえば概念的なものであって、具体的な事象にはもっと複雑でいろいろの組み合わせによるケースが存在するのであり、もう少し詳しく突込んだ取扱いが必要となることはいうまでもない。

第1図 炭酸塩岩体の型の例

- a : carbonate mass (stratigraphic reef)
- b : carbonate buildups (bio-reef)
- c : carbonate ramp (shelf 型)
- d : lagoon, shelfmargin, offshore bank
- e : d 図左側の拡大, platform 縁における局所的 buildup.

(WILSON, 1975, figs. II-1~3 より)

例えば第1図 a~e に示したような各型は、そのわかり易い表現であろうと思われる。a は形態的にいえば biostrome、つまり等時線が地層面とほぼ平行であって、時間の経過と局所的な炭酸塩の集積との組み合わせのために、結果としての形態が礁となっているもので、ここでは単に carbonate mass として成因的な呼称をさけている。一般に、層礁の場合は貝殻片などが運搬されてきてできるので、形成された炭酸塩岩類の粒度組成は礫~砂サイズのものとなり、粗しようではあるが、現地性の構造生礁にくらべるとより密になっている。

3. 生礁の地史的変遷

さて小論では主として生礁をとりあげることにし、ま

ずその地史的背景を明らかにしておきたい。

生物が海中で礁を形成するためには、何らかの手段で特定箇所への物質の凝集を達成しなければならないことはいうまでもない。生物そのものがその素材となるか、あるいは素材を他に求め、生物の働きによってそれを利用するか2つの方法がある。前者の典型がいわゆるサンゴ礁であり、生礁の大部分がその範疇に属している。一方、後者型の礁はむしろ特殊であって、先カンブリア時代のようにまだ無殻生物しかいなかった時期に重要性をもつものである。

例えば、世界各地の先カンブリア界に比較的普遍的に見出されるストロマトライト (stromatolites) が後者タイプの代表格である。顕生累代に入ってからでは、底生動物の増加のために微成層構造を乱される機会が多くなり、ストロマトライトがほとんど見られなくなってしまう。しかし現生ではバハマ礁の一部やオーストラリア西岸のシャークベイの一部 (LOGAN ら, 1964 など) の、きわめて限定された環境にのみその形成が認められる。このストロマトライト礁形成のメカニズムとしては、主として藍藻類のような原始的藻類がフィルム状の群落をつくり、そこへ底質の炭酸塩砂粒などがトラップされて、潮の干満のたびに1層づつ層を重ねていくものであるということが明らかにされてきた。でき上がったストロマトライト構造中には軟組織は残されないために、外観のみの層理が発達することとなり、かつては生物起源論者と無機成因論者との間ではげしい論争の種になった。したがって、このような構造は純粹の生礁とはいいい難いけれども、生物活動が主たる原因となっている堆積構造の1つであるとして、化石でもなく堆積物プロパーでもない、いわば中間的な特例と考えればよい。このようなストロマトライト生礁は、先カンブリア時代後半にとくに大規模の発達をとげており、例えばカナダの Minto Arch には、厚さ10m以上もの炭酸塩岩層がまったくこの構造のみによって形造られている (YOUNG & LONG, 1976)。

顕生累代に入ってから多くの海生無脊椎動物が有殻となって、とくに群体を形成しさらに炭酸カルシウムを骨格や外殻に用いる生物が増加してくると、そこにいわゆる複合生礁としてのコンプレックスがつくられるようになる。これらの礁のうち、最も単純な原型が、カンブリア紀前期にのみ発達した古杯類礁 (アーケオシアタス礁) であり、その大規模なものは延々640kmにわたって追跡されるという。

カンブリア紀後期には、すでに原始的な四射サンゴ類が出現しており、礁には至らないまでも小群落を形成している (JELL & JELL, 1976)。続くオルドビス紀には床板サンゴが繁栄し、それらに苔虫類などの群体も参

第1表 代表的生礁の地史的変遷

時 代	構 成 生 物	名 称
先カンブリア時代	(藍藻類+砂粒)	ストロマトライト礁
カンブリア紀前期	古杯類 (アーケオシアタス)	アーケオシアタス礁
カンブリア紀～オルドビス紀	石灰藻類	石灰藻礁
オルドビス紀中期～デボン紀	床板サンゴ類, 苔虫類, 層孔虫類	サンゴ礁
シルル紀～二畳紀	床板サンゴ類, 四射サンゴ類, 層孔虫類, 腕足類, 貝類, 苔虫類, 海綿類	サンゴ礁 (古生代型)
ジュラ紀～白亜紀	厚歯二枚貝類 (ルディスティッド)	ルディスト礁
中生代～現 在	六射サンゴ類, 海綿類, 石灰藻, 貝類	サンゴ礁 (現代型)
//	カキ類	カキ礁
//	有殻環虫類	セルプリッド礁

加して、ここに明瞭な複合生礁が出現する。

オルドビス紀以後は、四射サンゴ類が絶えたあと六射サンゴ類というように、構成主体の生物の分類群に変化がおこることがあっても、基本的な生態学的パターンはむしろ一定となり、現在のサンゴ礁にまで到達するのである。要は、先カンブリア時代のストロマトライト期から始まった生物活動による礁形成が、カンブリア紀のアーケオシアタス単純礁からその後の種々の複合礁に至るという、一連の、しかも単純から複雑へといった生礁の変遷史をもつ点をみておくことである。

現在のサンゴ礁は、熱帯～亜熱帯において生じる地球上で最高の生物学的多様性をもつ部分であり、多くの動植物がそこに1つの系をなしながら関与しているものである。地質時代においても事情はおそらく大差なかったと考えられ、生礁部分は周辺の生物相に比して一段と複雑かつ多様性の高い生態系をなしていたとみられる。だからそれ自身が時代とともにさらに複雑化していく現象は、生物種の進化に対応する生態系の進化と考えてよい。しかし、その一方、若い地質時代にあっても特殊な生態学的環境においては、ルディスト礁やカキ礁のように単純群集からなる生礁もまた存在し、それらはそれなりに古環境を示すよい示標として役立っている。

4. 生礁の形態と環境

生礁の形態分類にはすでにいくつもの例があって、それぞれの立場で有効に用いられている。しかし、ここで

はとくに生礁岩体のひろがりについて、貯油槽としてのポテンシャルを考慮しながら新たに別の分類をみることにする。

すなわち、大洋中にみられる海山に関係のあるようないわゆる孤島型生礁(以下孤島型と略す)が1つの典型であり、他方、大陸ないしはある程度の大きさをもつ陸島の縁に形成される陸縁型とがある。その中間的な存在としては、海台型、陸棚型の2型をそれぞれの端成分寄りにおいて設定することが可能であろう。

生礁の形成は、いうまでもなく基盤構造としての海底面と、成長の上限をなす海水面との間に規制されておこるものであり、そのため、第1期としての主たる上方伸長の時期、そしてその後の側方への拡張期とを識別することができ、それが基本的な成長期区分であると同時に成長成分を表わしていることにもなる(第2図)。

孤島型においては、周辺からの陸源碎屑物の供給を絶たれた孤立系としての生礁が形成されるので、塊状でしかもスカートの短い岩体となる。他方、陸縁型では生礁の一端が陸地に接するかそれに近い状態で成長するために、裾礁ないしは堡礁タイプの発展をとげる。したがってそのスカートは広く海底にのび、しばしばラグーン、バックリーフ・サイトあるいはインターリーフ・ベイソンと呼ばれるような静水環境を伴う。また、陸棚型と呼ぶものは、水面まで露出する顕著な生礁とならず、いわば沖合相のサンゴ礁として、あるいはバンク(堆)状にあるいは層状に近く発展するもので、スカンジナビア半

第2図 生礁の成長成分

a: 上方伸長 b: 側方伸長
(PLAYFORD & LOWRY, 1966 に加筆)

第3図 生礁中の時間間隙形成 (solution unconformity).
(SCHLANGER, 1963 に加筆)

島周辺の北海に知られている“深海サンゴ堆”もこのタイプの生礁の1つとみなせよう。

長い地質時間の経過の中で、海水面がまったく一定不変であったということは考えにくい。気候変動や地殻の運動に支配されて、何らかの海水準の変動があたつとみるべきであろうから、それにつれて生礁岩体の成長がインターミitttentになることは当然考慮されねばならない。そのような生礁の成長停止期あるいは浸食期の表現は、岩体中ではヒドンハイアタス、ダイアステム、不整合といった形態となって見出されるであろう。海台型のように上方伸長期よりも側方伸長期が長くなった、いわば頭打ちの生礁にとっては、このような海水準変動の影響は最も大きく、生礁上面がしばしば浸食の場になっている(第3図)。

こうした生礁中の時間間隙はいろいろの原因と期間をもち、生帯の欠如さえ見出されない程度に短いものもまた多く含まれているにちがいない。生層序学的には、生帯(biozone)として認定されるだけの形態変化(種進化)に必要な長さは、筆石やアンモナイトのように進化が速いとされるものでさえ、1帯当り $30 \sim 100 \times 10^4$ y と計算されているから、それ以下の長さのハイアタスなどはよほど注意して構造的な差異でもみないかぎり、認定すら困難であることのほうが多いであろう。まして、いま問題にしているような生礁では carbonates on carbonates の層序となるであろうから、その間の間隙を形態的に正しく認識するのは容易なことではない。

したがって、一般の生礁には数多くの時間帯欠如が含まれているとみなすべきであり、生礁岩体トータルの厚さは真の形成量ではなく、(形成量 - 浸食量)の形で残ったものと考えねばならない。いいかえれば、計算で求

第4図 秋吉石灰岩体の構成

- Y.s.: *Yabeina shiraiwensis* subzone
 N.d.: *Neoschwagerina douvillei* subzone
 V.v.: *Verbeekina verbeeki* subzone
 N.c.: *Neoschwagerina craticulifera* subzone
 P.k.: *Parafusulina kaerimizensis* subzone
 M.c.: *Misellina claudiae* subzone
 P.a.: *Pseudofusulina ambigua* subzone
 P.v.: *Pseudofusulina vulgaris* subzone
 T.s.: *Triticitites simplex* subzone
 T.m.: *Triticitites matsumotoi* subzone
 B.a.: *Beedeina akiyoshiensis* subzone
 E.b.: *Fusulina biconica* subzone
 P.b.: *Profusulinella beppensis* subzone
 M.y.: *Millerella* sp. subzone
 N.s.: *Nagatophyllum satoi* subzone
 Z.: *Zaphrentoides* sp. subzone
 P.R.: patch reef facies
 (太田, 1968, fig. 17より)

められる見かけ上の平均堆積速度は、生礁の場合真の値よりもはるかに小さいことが多いはずである。逆に、生礁自体の成長速度 D は、一般に構成単位の主体であるサンゴ類各種の実測成長率、あるいはウーライトのような石灰質充填物の堆積速度などの実測値 Δd を基礎に計算したものとほとんどの場合一致しないのである。

わが国での具体例をあげてみよう。秋吉石灰岩(第4

図)の最下部は石炭紀前期の *Zaphrentoides* 帯 (335×10⁶ 年前とみなす)であり、最上部は二畳紀後期の *Yabeina shiraiwensis* 帯 (250×10⁶ 年前とする)とされ、石灰岩体の厚さは総計約 650m と見積られている (太田, 1968)。したがって、計算上では 7.6cm/10⁴ 年となって、極論すれば 100 年ごとの等時線がフズリナ殻を何本も横切ってしまうほどの、実情からかけ離れた値が得られることになるのである。

この秋吉石灰岩体の場合、二畳-石炭紀の境界付近に微弱な構造変化が想定されているものの、それほど大きな欠如なしに各フズリナ帯が生層学的に確認されており、それだけに、いかに隠された時間間隙が大きな割合を占めているかをよく認識することができる。このように生礁の炭酸塩岩体の形成速度を求める作業が困難であるのは、それほどに形成の歴史、とりわけ海水面付近での形成、浸食のくり返しの経緯が複雑であることを雄辨に物語っている。

5. 生礁の周縁相

前に述べたように、生礁の形態は主として基盤、海水面の位置、陸源物質供給地からの隔離程度などの要因によって規制されている。孤島型では、いわゆる環礁タイプの生礁が1つの熟成型とみられ、そのスカートは礁成礫岩等の粗い堆積物からなる急傾斜面 (ときに 50° に達する例が知られている) をなして深い周辺の海底に遷移する。これと対照的な周縁部を形成するのが陸棚型生礁であり、この場合、礁自体の成層性も強く、スカートとの区別もそれほど明瞭でないまま広く裾野をひいた成層炭酸塩岩体ができあがる。周縁では多くの陸源碎屑物層と指交するのも特徴である。

陸縁型にはいくつもの亜型ないしは変型が識別されるにちがいないが、大陸縁辺部につく裾礁や堡礁はその中の代表的な発達様式で、明瞭な生礁突出地形をもつと同時にスカートもまた広く発達する。オーストラリア東岸の大堡礁 (Great Barrier Reef) はその大規模なものであり、各個の生礁の海面近くの形態は海台型や孤島型を想わせるが、周縁相が広いまたく異なっていて、浅い海域の炭酸塩岩類、つまり礁源碎屑物が広いスカートをなすという特徴がある。

孤島型と海台型とは、本質的にはおそらく同一とみて差支えないと思われる。しかし、熟成度という点からみると後者がより老成しており、したがって直接波浪を強くかぶらない礁上面が広く発達する形態をもつにいたる。たび重なる浸食によって上面が著しく平坦化されると、僅かの海水準変動によってもほとんど沈水してしまう場合もあり、もしその程度が著しいときには、一気に

礁形成が停止してしまうことすら考えられる。いずれにしても、こうした隔離タイプの生礁には大量の陸源物質の供給はなく、周縁相はしばしば急激に沖合相の堆積物によって占められる。前出の秋吉台石灰岩の場合も復元図によればそうした性格が強く現われている。

生礁周縁相として最も幅広い変異を示すのは、いうまでもなく陸縁型生礁である。列島に関連して形成されるもののように、ある部分では孤島型や海台型と共通する面をもち、あるときには生礁本体ときわめて区別しにくいパッチリーフと呼ぶ小規模生礁の散在をみるようになることも少なくない。

小さな陸縁型生礁においては、礁の形成・発達段階の原型を示唆するようないくつかの周縁相がみられる。例えば、サンゴ類の発育程度でいうならば、周辺に向かうにつれて種数が減少するとともに、底質をカバーする割合、すなわち被度が次第に小さくなる、といった種々のクラインを生じるのがふつうである。これは、造礁性サンゴ類の生態学的条件が好適である部分からそうでない部分へ向かっての1つの傾斜であり、生礁周縁相としては基本的に重要な現象であるとみてよい。

このようなクラインを示す好例は、関東一円の完新世堆積物中に分布する沼サンゴ層やそれに対比される貝層中に見出され、そこでは造礁性群体サンゴとしては最も寛容度の大きいキクメイシモドキ (*Oulastrea crispata*) が、汽水域あるいは泥質底域、低水温域などにまで分布し、造礁性生物の最外縁相、いいかえれば生礁の先兵役をなすフロント相を形成している (浜田, 1975; 辻ら, 1976; HAMADA, 1977)。

また、造礁環境としては典型的でない泥底環境にあつては、いわゆる浮きサンゴがよく発達して、固定基盤上でなくてもサンゴ類の群体が発育することも明らかになってきている。現在では日本列島南岸沿いの造礁サンゴ生育地でよくみられるし、化石ではかつて典型的サンゴ礁といわれたシルル紀のマッチ・ウエンロックやゴトランドの礁のかなりの部分が、礁形成周辺相あるいは未熟相としての浮きサンゴ相であるといわれるようになってきた (ABBOTT, 1975)。

造礁生物の発達は水温に大きく依存しているので、例えば造礁性サンゴ類の属レベルでの多様性と水温との間の相関はきわめて高い (第5図) ことが示され、生礁形成の生態学的、とくに気候帯に関連した周縁相を知る1つの大きな手がかりとすることができる。

このようなことは、生礁をとりまく堆積物についてもまたいえるのであって、中緯度高圧帯に発達する陸縁型生礁の場合、堡礁がはるか沖合にまでのび、その内側には通常のラグーンではなくて塩湖が形成されることがあ

第5図 造礁サンゴの属の多様性と年間最低海水温との関係（インド洋における例）

(STODDART & YONGE, 1971 を簡略化)

り、地質学的にみれば大量の蒸発岩類が堆積する場となる。こうした例は、いわゆる列島型の陸縁型生礁には少なく、北米のナイアガラ相シルル紀生礁と蒸発岩層のように、広大な大陸の陸縁生礁の場合に発達するものであることにも注意すべきであろう。

6. 生礁における藻類の役割

地史上で最初の生礁形態を現出せしめたのが、ストロマトライト形成の主役である藍藻類であったことはすでに記したが、その後の地史にあって、化石ならびに現生サンゴ礁の中で果たす藻類の役割もきわめて大きい。それは、藻類が石灰藻のように直接生礁構造に参与する形のみならず、造礁性生物、とりわけ造礁性サンゴ類の軟組織中の共生生物として、礁構造の骨格を形成する補助役を勤めたり、あるいは礁周辺の生物の餌として最も基本的な1次生産者の位置を占めるなど、あらゆる面における重要性を指摘できるのである。

一般に、藻類はクロロフィルによる光合成のために、海中における分布の階層性をみごとに保ち、したがって環境指示物としての価値がきわめて高い。ところが、古生態学の立場からみると、*Lithothamnium* とか *Hali-medea* のように石灰質を分泌して生礁構成に加わっているものを除くと、ほとんど化石上の記録が失われてしまう生物であるために、しばしばその価値が限定されたり、不当に低く評価されたりすることになってしまう。

実際、石灰岩中の化石藻類に関しては、古くから個別

第6図 海生生物硬質部の炭酸塩に含まれる $MgCO_3$ 。

(LOWENSTAM, 1963, fig. 8 に加筆)

第7図 ヨーロッパの石灰藻古生態解析の例

A: 三畳紀アニシック（南チロル）の例

a: *Diploporella hexaster* グループ

b: *Physoporella-Oligoporella* グループ

c: *Macroporella-Teutloporella* グループ

B: 三畳紀ラディニク（グリグナ）の例

(ZORN, 1976, fig. 2 より)

C: 石炭紀（ピレネー）の例

5, 1: 陸源物質, 2: サンゴ石灰岩, 3: *Calci-folium-Ardengostella* 石灰岩, 4: カサノリ類 (*Dasycladacea*) 石灰岩, C: サンゴ類,

Ch: *Chaetetes* 類

(PERRET & VACHARD, 1977, fig. 3 より)

の種の記載は多いけれども、それらを古生態学的ツールとして生礁の構造解析や古環境復元に利用した例はそれほど多くない。それは、1つには前述のように残されない藻類の方がおそらく量的にはるかに多く、それを正しく加味できないとすれば、という危機を招くからでもある。

しかしながら、藻類中には通常の高生生物よりもMgに富む炭酸塩からできているものも多いため(第6図)、例えばドロマイト化作用などに関しては常に議論の対象にとりあげられている。けれども、そのような場合にも、どちらかといえば地球化学的な立場からのアプローチが主体であって、古生態学的な見方が比較的少ない恨みをなしとしない。

環境と石灰藻の種類との関係を重視した研究の実例として、ヨーロッパの石炭紀ならびに三畳紀石灰岩体の解析結果を引用しておこう(第7図)。なお、ちなみにここではケーテテス類(Chaetetida)を、サンゴ類としてではなく藻類類似生物として取扱っている。

7. 生礁における変質

生礁が決して形成のみの場でないことについてはすでにふれた。サンゴ類など造礁生物が著しい成長をとげるのと相まって、それらの破壊もまた常に進行しているのである。

物理的な面からの例をあげれば、地震とか津波のような偶発的な作用のほか、強い風浪などによっても生きたサンゴ群体がこわされることも多い。もちろん死んだ造礁生物遺体、遺骸の破壊も著しいにはちがいないが、それには主として化学的な作用が大きく関与している。同位元素を用いた実験でも、成長しているサンゴ群体においてさえ、ポリプを失った基部などは直ちに周辺の海水と化学反応をおこし始めていることが証明されている。

生礁における化学的作用として最も注目されるのは、分解、溶解等による成分の移動であろう。この作用の結果は、続成作用の進行として堆積物や礁構造に反映されることになる。ドロマイト化作用はいつもこうした例に取り上げられるが、ここで注意しなければならないのは、生礁における化学反応というものは、ただ単に炭酸塩と海水との反応といった単純な系として進むのではなく、多くの、しかも複雑な有機界も関与しつつ、そのうゑ生体効果(vital effects)のようになかなか実体が明らかにされない反応をも含んでいるために、その解析にはいつも問題が残されているということである。

生礁の破壊要因として、これまで比較的軽視されてきたことがらとして他の生物による作用をあげることができる。これは一括して生浸食(bioerosion)と呼ばれ、最近

のリーフ・エコロジーの主題の1つにさえなっている。

例えば、礁構成の局所をとりあげてみても、穿孔性海綿や藻類がほとんど常にはびこっていて、生礁全体の粒度組成を小さくする方向へと作用し続けている。穿孔貝(二枚貝、巻貝)、蔓脚類(フジツボ)、棘皮動物(ウニ)等も著しい破壊活動を行なっていることがよく認識されるようになってきた(大山, 1977)。

生浸食は、骨格だけでなく生きたサンゴにも及んでおり、オニヒトデがポリプを食べる例は有名であるが、ブダイの仲間(parrot fish)による剥食(grazing)もそれに劣らぬほどの力をもっていることがわかってきている。

このような生浸食が他の破壊要因と重複し、繰返し作用することによって、生礁の破壊は粉化を軸にして進んでいく。このような炭酸塩の粒度低下は、当然海水との反応を速めるのに役立ち、これが生礁や礁内外の堆積物の速かな変質—続成作用に結びついてくることはいうまでもない。

生礁の分類でのべた型の違いもまた、変質作用に大きな意義をもつ。陸源物質の供給が少なく、ほとんど純粹の炭酸塩フラクションだけからできている孤島型生礁では、不溶残渣の少ない塊状石灰岩が形成されるとともに、各種成分の海中への溶脱も速いため、できた石灰中にはほとんど有機質を含まないという特徴を見えるにいたる。同じ外洋性環境であっても海台型の場合には、台地形のもつ広がりにしたがっていくつもの異なった変質環境を生じ、それに応じた炭酸塩岩が形成されるであろう。すなわち、場所によってはウーライトを生じたりドロマイト層ができたりして、より複雑な礁岩体をつくり出すことになる。

陸地に接しかつ外洋水といろいろの程度で関係する陸縁型生礁においては、環境はより閉鎖的であり、変質作用もそれに応じたタイプとなる。バックリーフ・サイトやインターリーフ・ベイスンをかかえる堡礁のような場合、生礁自体からは種々の成分が溶脱していったとしても、地域全体としてみれば、それらが例えば静水還元環境に移動することによって収支を補いながら、ゲロスには成分の偏在あるいは濃集という結果を招くのである。

8. 生礁での有機質の行方

海の世界にあって最も生物の多様性が高い生礁とその周辺では、当然それらの生体からもたらされる各種有機物の生産量も莫大となることはいうまでもない。堆積物として固定された化石生礁では、その生物遺構である礁の枠組み(frame builders)や充填物(infillings)のみをみることになり、生時に生産された非固形有機質はほとんど残されない。ふつう、化学的には炭酸塩と有機質

とは天然の状態では結びつきにくく、有機質自体もほとんど大部分が無機化されてしまう。

しかしながら、本来生礁は無機物の量もさることながら、莫大な有機質を生産した母体であったことは疑いもなく、むしろ、その有機質の行方を探ることが大切であることはいうまでもない。石灰岩中に少量ではあるが残存する遊離窒素と炭素との量をみると、両者の間には大へんに高い相関があり、条件さえ整っていれば、石灰岩中にある程度の有機質を保持することは可能であるようにみえる。わが国での例をあげるならば、赤坂石灰岩（二畳系）中にはケロゲンと思われる炭素化合物が相当量含まれており（渡辺ら，1967；藤貫ら，1971；寺島1976），叩くと油臭がしたり，酸処理により油状の物質が得られたりする。

生礁を構成する生物は固着・穿孔・匍匐等の生態をもつ，いわゆる底生生物（benthos）が主体であり，それに周囲を遊泳または浮遊する動植物が加わると考えてよい。これらが死滅した場合を想定すると，食物連鎖で消費されるほか，分解して各種成分にもどるという過程が考えられるよう。そのとき，もし適切な還元環境が与えられるならば，そのうちの有機質の幾分かは油質にまで変成する可能性は十分にある。

生礁とその周辺の生物から生時に排出される物質も決して無視できる量ではない。前にも述べたように，外洋に向かって開いた環境下においては，流出，溶脱等によって失われてしまうであろうが，バックリフやインターリフに出現する比較的閉鎖した水塊中では，それらの蓄積が有意義に大きい。生態学的には違った例で必ずしも適切ではないが，広島湾におけるカキ棚での観察を引用するならば，8月から翌年4月まで9カ月間のマガキ養殖期間中に，筏1台（200m²）から排泄される物質は，乾燥重量にして20t以上に達するという（荒川ら，1972）。このような生物源堆積物（biodeposits: 排泄物，糞 faeces + 擬糞 pseudofaeces）の例は，ヨーク川河口のアメリカガキについても報告があり，1ac 当たり 25 万個の群集密度で毎週 981kg もの排出糞塊が得られるという（HAVEN & MORALES-ALAMO, 1976）。

生物からの排出物の化学組成は，それぞれの生物種によってかなり違っているであろうが，礁や礁周辺の微粒堆積物にはこれからの分解物が大量に混合して参与していることは疑いない。化石化しにくいし，仮に化石化していても基質との判別が困難なこれらの物質についての研究はどうしてもおくれがちであり，有機鉛床源としての性格付けははっきりと定まっているわけではない。しかしながら，そのような眼で，生礁での有機質バランスをより定量的に考察・研究する必要があることは否め

ない。

海中への有機質供給源としては，陸上・水中を問わず生礁周辺に生育する顕花植物もまた考慮されるべきであろう。生礁がよく発達するような熱帯域における植物遺骸の分解は速く，堆積物中にハイドロカーボンとしての程度移行しているかには疑問もあるが，ラグーン相とかバックリフ相に伴うマングローブ・スウォンプや海草域の生産性に注目しておくことは意義があると思われる。

よく知られているように，マングローブ・スウォンプ内の泥土は有機質含有量が高く，また分布面積も広いので，総量としての有機質供給能力は無視できないと思われる。ただし，マングローブ林はふつう熱帯域のなかで生礁と淡水域との間を占める生態系であるとはいえ，熱帯全域に均等に分布するものではない。インド洋での例によれば，第8図に示すように，生礁形成域でありながらマングローブ林のない地帯もあることは注目される。

第8図 インド洋におけるマングローブ林発達域と非マングローブ域

（STODDART, 1966 より単純化）

他方，海草の仲間は，種属によって気候帯とほぼパラレルにきれいな帯状分布をする生態をもっている。これらは化石として生礁やその周辺から見出されることはほとんどないが，現在のサンゴ礁での例を参考にするならば，礁湖などにはかなり普遍的に分布するので，過去の生礁にも重要な生態的位置を占め，藻類などとともに直接的な有機質供給源としての役割を果たしてきたと考えてよい。

なお，浮遊性微植物（phytoplankton）の生産性を海洋全域について眺めると，そこには著しい周極構造が認められ，もしこれらが将来の，あるいは過去のハイドロカーボン鉛床に寄与するものであるとすれば，非熱帯域での例えば中緯度以上の地域における地角斜型産油層形成との関連を無視することはできない。ただし，ふつう微

第9図 浮遊性微植物の生産性

(SVERDRUP, 1955 より)

植物の生産性それ自体は1次生産者として動物の成長を援けることに向けられるのであり、直接植物遺体が有機質層となると考える必要はない。いずれにしても、いまとりあげている生礁とそれに関係のあるハイドロカーボン予想源と対照的な生態系が、気候帯に支配されながら分布していることは強調しておきたい。

9. あとがきに代えて

—日本の石灰岩体の古生態学的位置分類—

以上、はなはだ大ざっぱではあったが、古生態学の立場から(古)環境としての生礁を通観してきた。そこで、それらをもとに既知の産油構造としての具体的な各地の炭酸塩岩体ないしはそのリソロジー、あるいは周辺の地質学的条件をふりかえてみると、炭酸塩岩体一般について、ある程度は生態型的位置づけのようなものができるのではないと思われる。

筆者には、貯油槽としては現場の炭酸塩岩体を手がけた経験がないので、具体的な判別や鑑定はできない。がしかし、1つのラフな試案として、日本における代表的な石灰岩体をそのような観点から分類し、小論のまとめに代えたいと思う(第2表)。

従来、地質学的、生層序学的(とくに微化石等について)あるいは鉱床学的な検討を加えられた石灰岩体は多く、現にいろいろの目的で稼行されている例も枚挙にいとまがない。ところが反面、グロス古生態学的研究対象として選ばれたものはそれほど多くない。また一方、部分的、局所的な古生物学的検討から帰結される古生態学的考察は若干ある。しかし、それらは該当する石灰岩体からみれば余りにも小さく、果たして生礁形成環境の議論にそのまま大きく寄与できるかどうかについては問題が残る。

正しい古生態学的復元には、可能な限り綿密にしてかつもれのない動植物相の解析が先行すべきことは論を俟たないのであるが、不幸にしてわが国の炭酸塩岩体の古

第2表 日本の石灰岩体の古生態学的位置分類(試案)

地質時代	孤島型	海台型	陸棚型	陸縁型
完新世				沼隆起サンゴ層
更新世				朝戸石灰岩
第三紀	女神石灰岩 (小規模)	琉球石灰岩 (一部)		琉球石灰岩 (一部)
白亜紀				鳥ノ巣石灰岩
ジュラ紀				
三畳紀			三宝山石灰岩	
二畳紀		葛生石灰岩		赤坂石灰岩
石炭紀		秋吉石灰岩		福地石灰岩
デボン紀				
シルル紀	祇園山、横倉山石灰岩 (G ₃)			

生物学は、わずかの分類群についてのみ一応の手がつけられたにすぎない。したがって、このような試みは本末転倒であり、ことによっては行き過ぎのそりをまぬがれないと思われるのであるが、将来への発展の叩き台として、あえて大胆に取りあげてみたわけである。さらに、本来ならばただ単に岩体の古生態にとどまらず、それをとりまく海況や古地理、とりわけ古緯度との関連、あるいはプレートの動きと関係せしめた石灰岩体の消長などについても論ずべきであろうが、現段階においてはそれは屋上屋を重ねることになるのでとりあげないことにした。諸賢からのご批判を賜われれば幸いである。

参考文献

- ABBOTT, B.M. (1975): Implications for the fossil record of modern carbonate bank corals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86, no. 2, pp. 203-204.
- 荒川好満, 楠木豊, 神垣正昭(1972): カキ養殖場におけ

- る生物源堆積現象 (Biodeposition) の研究 (1), 養殖適正密度について, *Venus*, 30巻3号, 113-128頁
- FRIEDMAN, G.M. (1969 ed.): Depositional environments in carbonate rocks. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Sp. Publ., no. 14, pp. 209.
- FÜCHTBAUER, H. (1969 ed.): Lithification of carbonate sediments, I, II. *Sedimentol.*, vol. 12, nos. 1/2, 3/4, pp. 322.
- 藤貫 正, 米谷 宏, 西村富子(1971): 本邦石灰岩中の炭化水素ガスおよび有機態, 元素態炭素含有量, 岩鉱, 66巻, 5号, 197-211頁
- 浜田隆士(1975): 日本の化石サンゴ礁—最古と最新の2, 3の例を中心として—海洋科学, 7巻, 599-606頁
- HAMADA, T. (1977): The Holocene corals of raised reefs of Japan. 2nd Symp. Intern. Cor. Récif. coral. foss., Paris, Sept. 1975. *Mém. du Bur. Recher. géol. min.*, no. 89, pp. 389-395.
- JELL, P.A. & JELL, J.S. (1976): Early Middle Cambrian corals from western New South Wales. *Alcheringa*, vol. 1, no. 2, pp. 181-195.
- JONES, O.A. & ENDEAN, R. (1973 ed.): Biology and geology of coral reefs, vol. 1, geol. 1, Academic Press.
- 小西健二(1976): サンゴ礁堆積物, 奈須紀幸編: 海洋学講座5, 海洋地質, 67-81頁
- KUKAL, Z. (1971): Shallow-water carbonate sediments. in *Geology of Recent Sediments*, pp. 343-375, Academic Press.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, vol. 72, no. 1, pp. 68-83.
- LOWENSTAM, H.A. (1963): Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. in DONNELLY, T.W. ed. *The Earth Sciences*, pp. 137-195., Univ. Chicago Press.
- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine carbonates. *Recent Sedimentary Carbonates*, part 1, 375 pp., Springer-Verlag.
- 太田正道(1968): 地角斜型生物礁複合体としての秋台石灰岩層群, 秋台科学博物館報告, 第5号, 1-44頁, 1-31図版。
- 大山 桂(1977): サンゴ礁と石灰岩(1), 地質ニュース, 276号, 38-44頁
- PERRET, M.F. et VACHARD, D. (1977): Algues et pseudo-algues des calcaires Serpoukhoviens d'Arden-gost (Hautes-Pyrénées). *Ann. Paléont. (Invert.)*, t. 63, fas. 2, pp. 85-156.
- STODDART, D.R. & YONGE, M. (1971 ed.): Regional variation in Indian Ocean coral reefs. *Symp. Zool. Soc. London*, no. 28, 584pp.
- 寺島美南子(1976): 炭酸塩岩中の有機物について, 地球化学, 10巻, 1号, 41-44頁
- 辻誠一郎, 遠藤邦彦, 浜田隆士, 松岡敬二(1976): 千葉県椿海低地帯におけるキクメイシモドキの産出について, 第四紀研究, 5巻, 3号, 131-132頁
- 渡辺美南子, 阿部修治, 藤原鎮男(1967): 岐阜県赤坂石灰岩中の炭素物質について, 地球化学, 1巻, 1号 1-6頁
- WELLS, J.W. (1967): Corals as bathometers, *Marine Geology*, vol. 5, nos. 5/6, pp. 349-365.
- WILSON, J. L. (1975) Carbonate facies in geological history, 471 pp., Springer-Verlag.
- YOUNG, G.M. & LONG, D.G.F. (1976): Stromatolites and basin analysis: an example from the Upper Proterozoic of Northwestern Canada. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* vol. 19, pp. 303-318.
- ZORN, H. (1976): Über den Lebensraum fossiler Wirtelalgen in der Trias der Alpen. *Naturwiss.*, Jahrg. 63, Hft. 9, pp. 426-429.

質 疑 応 答

大嶋 アブダビで走査電顕像を見ていると, faecal pellets (排出糞) が出てくる。これは浅い波のエネルギーが高い所では皆くずれて他の堆積物に混ってしまう。カキが大量の糞を出すというお話があったが, これはどんな堆積物としてでき, また実際どこにあるのかということについて教えて頂きたい。

浜田 ご承知のようにカキのような Mollusea 類は, 特殊な benthos で他の肉を喰っているものを除くと, scavenger か plankton feeder である。とくに reef は近にいるものはじっとして入ってくるものを食べ糞を出すという生態なので, 物質不滅の法則でみると溶液の部分は別として固体部分はそこに留まることになる。Faecal pellets という以上当然肛門を持ち固形物を作る内臓を持っている生物だけが出すわけだが, それ以外のものもあるし, excretion は相当の量にのぼると思う。ただし, おっしゃるように波の荒い所ではこわれるし, 2次的に排出物がまた食物になるということを考なくてはならない。カキの場合を単純計算すると数1,000 t の量が1年間に排出するということになる。普通 lime mud といわれているもののかなりの部分がこのようなものを含んでいるのではないだろうか。

青柳 千葉では reef の泥質の部分についているサンゴを見たが、これがお話にあった浮サンゴというものか。

浜田 浮サンゴとは俗称であって、種類によらず形態的・生態的なものをいっている。日本ではやはり沼サンゴが浮サンゴの一番良い例といえる。つまり、固い基盤がなくかつ lime mud の堆積速度に比べてサンゴの成長が早いときには、非常に平らになった base をもった

浮サンゴができ上る。これは古生代でも福地の Devonian のような例がある。現世でも東京湾などに例がある。潮岬近くの入江では泥の上に浮いたサンゴが見られる。このようなものはアラビア湾とか紅海にもあることを聞いている。この形態は普通の reef 形成の initiation を考える上で大変役に立つし、reef margin の現象の 1 つとしてもかなり特徴的なものだといえる。