

# 群体サンゴ骨格年輪と海洋気候変動の関係

山本 浩文\*1

南西諸島のサンゴ骨格の各環境因子を詳細に解析することによって、黒潮流域の海洋環境変動の長期的な特徴を把握し、モンスーン、エル・ニーニョ現象など地球規模の気候変動との関連を明らかにする研究を行っている。

今回は、サンゴ骨格年輪の解析によってどのような情報が得られるのか、どの地域どの時代の試料が重要であるか様々な視点から検討を重ねた。実際に、沖縄県石垣島のサンゴ礁内の水温観測を行った。その結果、サンゴ年輪から復元される水温の変動や周期性は外洋水温の変動や周期性と等しく、石垣島の水温が黒潮の水温変動をよく反映していた。また、地形的特性を利用した研究から、閉鎖的な環境に生息するサンゴ骨格の年輪解析では古気候の復元の可能性を示唆している。さらに、サンゴ骨格年輪の試料の分析方法について述べる。

なお、本研究は平成9年度の財団法人日本海洋科学振興財団への委託研究で実施されたものである。

キーワード：サンゴ骨格年輪，水温変動，黒潮流域

## Coral Skeletal Growth Records-Ocean Climate Change Relationship

Hirofumi YAMAMOTO\*2

We have observed the long mean characteristic of ocean environment in the Kuroshio current area, according to analysis each environmental factor of the coral skeletal growth were recorded in detail and a study to solve the global climate changes as the monsoon and El niño was carried out.

In this study, we carried out investigations into what kind of information using the analyses of the coral skeletal growth records, as to what important parts exist in world and how long ago did these events take place. As a result, the seawater fluctuations and cycles were found to be the same as open water. The seawater fluctuations along Ishigaki Island reflect the seawater fluctuations of Kuroshio current very well.

According to this study on the utilization of topographical features, there is a possibility of ancient climate change restorations from the coral skeletal growth living in the closed environment and analysis of research coral materials.

This report was carried out due to a grant from the Japan Marine Science Foundation in 1997.

Key Words：Coral skeletal growth records, Seawater fluctuation, Kuroshio current area

\* 1 海洋観測研究部  
\* 2 Ocean Research Department

## 1 はじめに

西太平洋では西向きの北赤道海流がフィリピンにあたり、そこで分岐して北に向かうものは黒潮の源流となる。一方、南に向かうものはミンダナオ海流と呼ばれている。このように複雑な循環系からなっている。また、このような海流系はアジアモンスーンに大きく左右されている。エル・ニーニョ、ラ・ニーニャ現象の密接な関係があることが最近判ってきた。このように西太平洋は世界気候研究に重要な海域であり、海洋観測データとともにサンゴやその化石など過去の代弁者による古気候の復元が重要になってくる。こうした自然現象に伴う水温変動や水塊の変動を面的にとらえるような古気候の復元研究は、大気・海洋のモデル研究と関係して、気候変動の仕組みを深く理解し、その変動を予測し対策をたてていく上でますます重要な位置を占める。本研究ではサンゴ年輪から復元される水温の変動や周期性を物理、化学、地学、古海洋学の立場から問題点をあげ検討したので報告する。

## 2 時間スケール

大気－海洋結合系における変動の時間スケールは、数年から数百年である。気候変動の将来予測を行うためには、より長い時間スケールでの変動メカニズムを解明することが重要である。一方、熱帯海域は中緯度に比べ長期にわたる気象・海象記録が乏しい海域であり、数十年以上の記録はほとんど得られない。ENSO (El niño Southern Oscillation) の変動性や全球的影響を解析するにはその期間が短すぎる。また、地質試料の解析による古環境変動の時間分解能では数百年～1,000年以上と長い。実際には場所によるが、日本海溝の東では堆積速度

が1,000年で数センチであるといわれている。深海底の試料では数年から10年のオーダーの現象を解析することは難しい。

サンゴ骨格年輪 (写真1, 写真2) は近代的観測機器時代を超える過去数百年の気候復元を高分解能で可能とする唯一の方法であり、海洋気象・環境の変動性を理解する最善の方法である。

図1にサンゴ骨格年輪による古環境復元の対象域である熱帯・亜熱帯における海面水温の1年以上の周期変動その振幅の関係を示す。季節変動である1年周期の振幅は一般に熱帯で小さく、亜熱帯で大きい。その中でも西太平洋亜熱帯域 (琉球列島, グレートバリアリーフを含む) は季節風 (モンスーン) の影響によって水温の年較差が最も大きくなる。また、1～10年までの海面水温変動として代表的な赤道太平洋のENSOは東部で振幅が大きく、西部では小さい。各海域とも季節変動よりもENSOの方が振幅が大きい事実は、太平洋赤道域が日射量の季節変動による水温変化よりも3～6年周期で不規則に発生するENSOによって支配されていることを意味している。

亜熱帯域の10年規模の周期変動 (decadal oscillation) は振幅が1℃以下であり、熱帯から亜熱帯という海水温の長期観測に乏しい海域を対象としている。現在最も長いサンゴ骨格年輪解析は現生から300年前後であり、図中の1,000年より長い時間スケールは化石による数年の復元を示す。化石サンゴによる最終氷期から現在までの古環境の復元では、約6,000年前のいわゆる“Climatic Optimum”の時期に約1℃温暖であったという報告がされている<sup>2), 3)</sup>。以上のように1年以上の時間スケールでみられる周期変動の多くをサンゴ年輪から読み出すこと

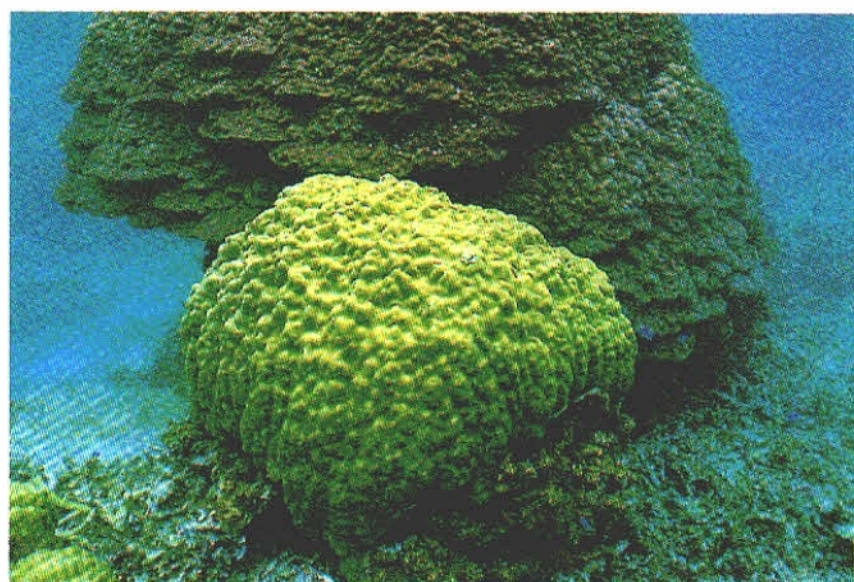


写真1 重なり合った塊状ハマサンゴ<sup>1)</sup>  
Photo 1 A big colony of coral



写真2 現生ハマサンゴ骨格のX線写真  
Photo 2 X radiograph of coral annual bands

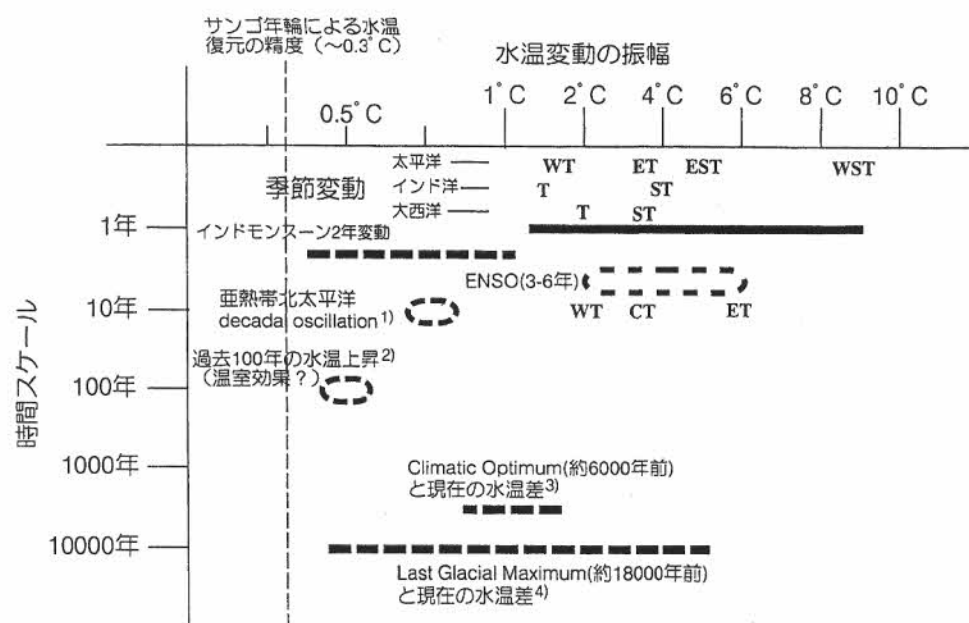


図1 熱帯・亜熱帯における海面水温の周期変動とその振幅の関係（T：熱帯，ST：亜熱帯，WT：西部熱帯，CT：中部熱帯，ET：東部熱帯，WST：西部亜熱帯，EST：東部亜熱帯）

Fig. 1 The relationship between the timescale and amplitude of seawater temperature at the toropical and subtropical regions

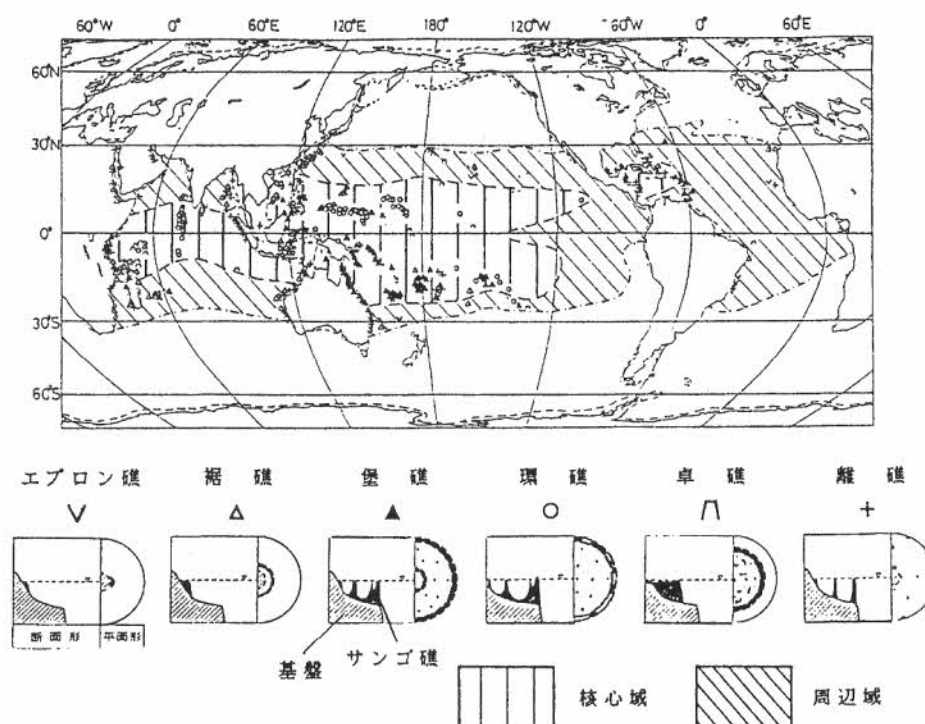


図2 サンゴの礁各タイプの分布とサンゴ礁形成の核心域，周辺域

Fig. 2 The distributions coral reef types and the formative center area and the local area

ができる。しかし，図からもわかるように多くの変動は1℃以内の変動幅を持つことから，サンゴ骨格年輪の特徴である高分解能の復元はもとより，高精度の復元が求められる。

### 3 環境変動を記録するサンゴ礁

サンゴ礁とは，炭酸カルシウム骨格を持つサンゴなどの造礁生物が積み重なって石灰岩をつくり，海面近くまで達してつくる構造物である。サンゴ礁は南北両緯度30度以内の熱帯・亜熱帯の海岸に分布する（図2）。特に各大洋の西側に多く分布するが，これは暖流が大洋の西側を流れるためである。サンゴ礁の大洋島での地形は，

陸地とサンゴ礁が接した裾礁，陸地とサンゴ礁の間に深さ数十mの礁湖を持つ堡礁，中央に島のないリング上の環礁の3種類に大別される。

そのサンゴ礁を構成する造礁サンゴは，刺胞動物に属する。造礁サンゴは浅海できわめて早く成長する。何百，何千という個体が集まって群体をなし，生きている軟体部の下部に炭酸カルシウムの骨格を作り，体内に微細な藻類を共生させている。サンゴの種類によって異なるが，骨格は横隔板を上へ上へと積み上げていくことによって成長する。ポリプの口の下には軸柱があり，ポリプとポリプの間は個体壁によって仕切られている。

サンゴの最適な生育条件として，水温は25～29度で，

18～36度の範囲でも生育できるが、低水温や高水温が続くと共生している藻類が逃げたり、死んだりして、サンゴはへい死する。日本付近ではサンゴ礁分布の北限は種子島、屋久島であり、最寒月の表面海水温度が18度の位置にあたる。造礁サンゴ礁の種数は琉球列島の南端の八重山諸島では370種と、サンゴ分布核心域とほぼ同レベルであるが、水温の現象とともに種数も現象し、分布北限の館山湾では35種になる。最適塩分は34～36‰で、淡水が流入するところにはサンゴ礁は分布しない。サンゴの生育には体内の共生藻の光合成が必要であるため、水深20m以浅に最も多くのサンゴがみられ、50m以深ではほとんどみられない。

#### 4 サンゴ礁と古環境の記録

サンゴ礁は炭酸カルシウムによって作られるので、サンゴ礁の場合はサンゴ礁石灰岩、サンゴの場合はサンゴ骨格という岩体が形成される。この岩体を解析する事によって過去の環境とその変動について様々な記録を解読することができる。サンゴ礁は水深20m以浅の暖海に形成されるので、サンゴ礁石灰岩は過去の海面の位置の指標になる。さらに、サンゴ礁の層相を精密に解析する事によって、過去の海面変動の歴史を精密に解析することができる。ニューギニアのヒュオン半島では、サンゴ礁段丘の高度と年代から、過去16万年間の氷期－間氷期のサイクルに伴う海面変動史が明らかにされている。最新のサンゴ礁は、後氷期2万年以降の海面上昇にサンゴ礁の上方への成長が追いついてつくられたものである。このことから現在の海岸に分布するサンゴ礁のボーリング調査によって、後氷期の海面変動史が復元されている<sup>4), 5), 6)</sup>。これによれば後氷期に2～4 m/100年という急激な海面上昇が2回あり、これは北半球と南極の急激な融氷によるとされている。こうした解析においては、サンゴ礁が海面の上昇に追いついていたかどうかについて十分検討しなければならない。

サンゴのうち、ハマサンゴ、マルキクメイシなどは炭酸カルシウムの骨格が同心円状に外側へ成長する。骨格の直径はしばしば1 mを越え、時には4～5 mにもなる。このようなサンゴ骨格には、木の年輪と同じような成長輪が存在する。骨格の1年の成長速度は1 cm前後で、骨格年輪を1 mm間隔で解析することによって、過去数百年間の様々な環境変動の歴史を月単位の時間分解能で明らかにすることが可能となる。このサンゴの骨格は炭酸カルシウムで作られているので、酸素、炭素などの同位対比、微量元素、有機物の解析などによって、水温、

降水量、日射量など様々な環境要因の過去の記録を読みとることができる。また、サンゴは化石として残されるので、その保存状態にもよるが、その解析によって数千年や数万年前という過去の数百年間の水温などの変動を1週間という時間分解能で解析し、過去の環境を推定する事ができる。

#### 5 サンゴ年輪解析の現状

##### (1) 国内の研究

国際サンゴ礁年である平成9年、学際的なサンゴ礁学の構築を目指して、日本サンゴ礁学会が設立される。その第1回の総会が平成9年11月に琉球大学において開催された。

平成10年11月に東京大学において第1回サンゴ礁学会が開催され、2日間にわたってサンゴ礁に関わる研究の発表が行われた。サンゴ年輪気候研究は、名古屋大学、東京大学、北海道大学、東北大学、通産省工業技術院地質調査所などで進められているが、その人数は多くない。

サンゴ年輪の気候研究はいまのところ、個別研究の段階であるが、東京大学の茅根創を代表とするパラオを中心とした海外学術研究、サンゴコアライブラリーを目指した名古屋大学の松本英二代表の大気水圏科学研究所特別研究などがグループ研究としてあげられる。

##### (2) 国外の研究

熱帯大気・海洋相互作用を理解する上で、サンゴ骨格記録の重要性がIGBP-PAGESとWCRP-CLIVERで認識され、平成8年9月に合同ワークショップをハワイで開催している。そこでサンゴによる過去の200年間の熱帯太平洋の海面水温マッピングの実施を決めている。このプロジェクト名をARTS (Annual Records of Tropical Systems) という。

ARTSの目的に沿った国際シンポジウムが1997年10月(財)日本海洋科学振興財団の支援によって東京大学で開催され、サンゴ年輪解析研究の最前線が明らかにされた。1998年4月にはロンドン大学におけるPAGES Open Science Meetingで展開されている。今後はARTSに沿った国際共同研究が進展していくであろう。

##### (3) 最近の科学的成果

年輪解析手法としては、Sr/Caと $\delta^{18}\text{O}$  (デルタオー18)を組み合わせて、海面水温の $\delta^{18}\text{O}$ の変化を復元する方法が実用化しつつある<sup>2)</sup>。新しいトレーサーとしては、Mg/Ca, Ba/Ca等が考案されている<sup>7), 8)</sup>。マルチトレー

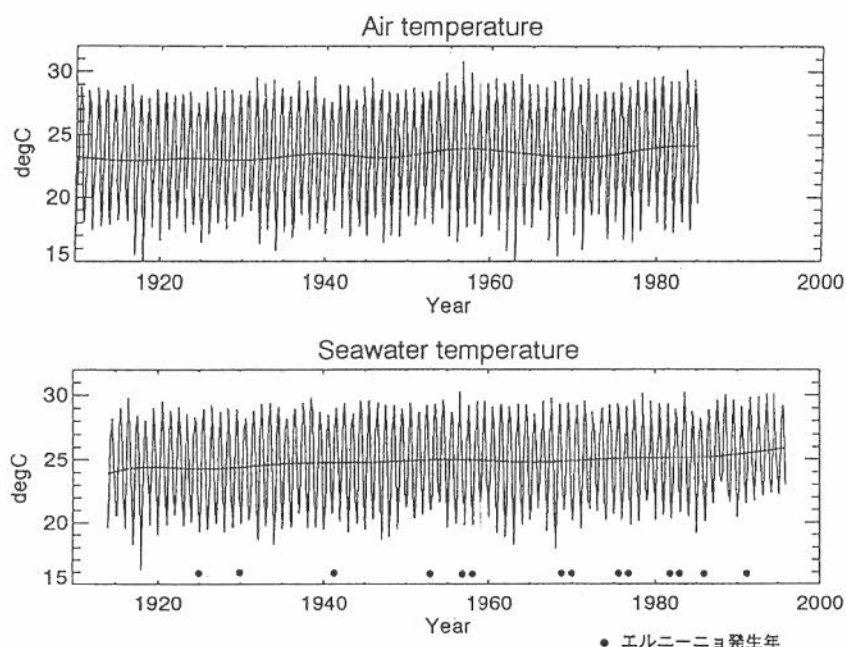


図3 石垣島の気象・海水温変動（石垣島地方気象台データから）  
ワンパスフィルター（気象：8年/7.2年，海水温：10年/7年）

Fig.3 The weather and seawater temperature fluctuation on Ishigaki island(from a Ishigaki Island meteorological observatory)

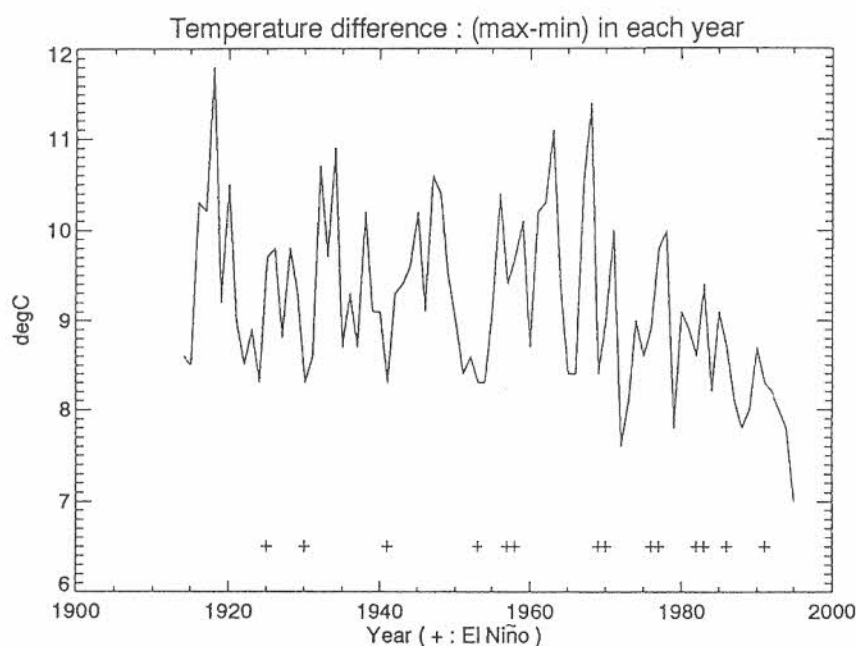


図4 海水温の年較差変動

Fig.4 The seawater temperature difference : (max - min) in each year

サーの導入が今後進むものと思われる。

現世サンゴを使った気候変動研究として、ENSOとアジアモンスーンの相互作用に関するインド洋のサンゴ解析がある<sup>9)</sup>。また化石サンゴ解析では、氷河期における熱帯海洋の海面水温は5～6℃低下していたとの事実が明らかにされ、従来の知見の変更を余儀なくされている。

## 6 サンゴ採取地石垣島での物理環境

地球規模的な気候変動が石垣島のサンゴ礁海域にどのような影響を及ぼしているのかを把握するため、石垣島を含む沖縄の自然と石垣島における過去の水温や水位の変動を調査した。

### (1) 琉球列島の気候

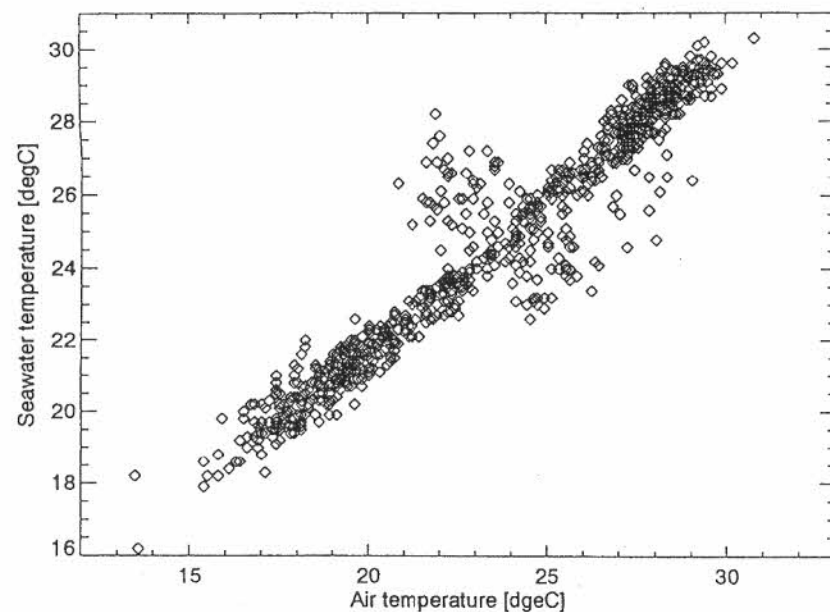


図5 気温（石垣島地方気象台）と水温（石垣港）の相関（1914～1984）。

全体として $T_{sea}=0.8(T_{air}-15)+18^{\circ}\text{C}$ で近似できるが、10月は平均気温が上昇するため、直線的な相関からはずれる

Fig.5 Correlation between air (Ishigaki Island meteorological observatory) vs seawater temperatures (Ishigaki port)

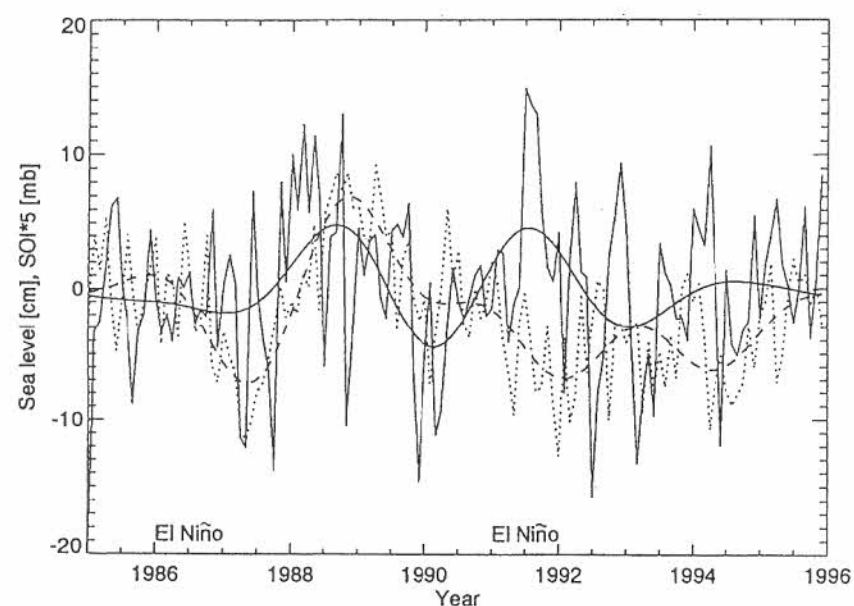


図6 石垣港の残差水位変動（石垣島地方気象台データから）と南方振動指数（気象庁保有の情報を利用）。

太実線と太破線はローパスフィルター（カットオフ周期0.5年）。エル・ニーニョ発生年に両者の相関は悪化しているように見えるが、相関は明瞭でない

Fig.6 Residual sea level (solid)(Ishigaki port meteorological observatory) and SOI(dotted) (Meteorological agency data)

黒潮の変動は地球規模の変動と密接に関連しており、台湾と与那国島の間を通過して、東シナ海の陸棚斜面に沿って進み、種子島南方を東に向かい再び太平洋に流れ込む。琉球列島はこの黒潮流路から東にずれており、北東よりの黒潮反流域の中にある。したがって、琉球弧は黒潮系の暖かい海水に取り囲まれており、周辺の海域では海面蒸発が活発で、多量の熱が海洋から大気へ供給されて、高気圧の動きや降雨様式を支配している。次に、気温と海水温について述べる。沖縄地方はより高緯度の寒気と低緯度の暖気が混じり合い、前線の活動が活発で

ある。盛夏期を除けば、高温多湿の海洋性気候と低温乾燥した大陸性気候が複雑に現れる。サンゴ礁域では雲の発生量が気温・海水温に直接影響する。エル・ニーニョの発生年には気温が低下すると思われるが、雲が少なくなることにより直接日射量が増大して、気温と海水温は逆に上昇することがある。また、沖縄地方には亜熱帯高気圧の勢力とも関連して移動し、発生台風全体の約1/4が接近する。

(2) 石垣島の気温・海水温変動

石垣島における気温（1910～1984年）・海水温の月平均値（1914～1995年）の時系列を図3に示す。1920年頃と1963年の冬は低温期がみられる。気温は1920～1980年の60年間に約1℃上昇している。海水温は同期間に0.7℃上昇したが、それ以降の15年間に0.8℃と急激に上昇傾向を示している。最高海水温は従来通りであるが、最低海水温の上昇が顕著である。1982～1983年のエル・ニーニョ発生以降、過渡的なモードに入ったように見える。次に海水温の年較差変動を示す（図4）。エル・ニーニョ発生年に海水温較差が小さくなるような傾向が見受けられるが明瞭でない。1970年までは年較差の最小値は8.3℃であったが、1970～1990年は7.8℃程度となり、最近数年は急激に低下している。月平均の気温と海水温の変動パターンはほぼ一致している（図5）。

$T_{sea} = 0.8 (T_{air} - 15) + 18 \text{ [}^{\circ}\text{C]}$

これを上式で近似的に表せる。夏には30℃前後でほぼ等しくなり、冬は気温が15℃、海水温はこれより3℃ほど高くなる。沖縄地方では台風シーズンが終わり10月になると大陸性の高気圧の張り出しによる北よりの季節風の吹き出しによって涼しくなる。11月には再び暑さが戻り夏のようなになる。しかし、この間水温は気温に追従せず、年間を通じた直線相関性からはずれる。

(3) 石垣島の水位変動

石垣島地方気象台は石垣港で水位を1時間ごとに観測している。石垣島では沖縄島に比べて大陸の吹き出しの影響が大きい。また、11～12月は潮位が低いといわれている。1985～1995年の月平均水温変動から、この間の月平均を差し引いた水位残差を図6に示す。さらに、エル・ニーニョ現象の指標とされている南方振動指数(SOI)も合わせて示した。1991年のエル・ニーニョ発生年には7～8月に水位が約14cm上昇している。1986

表1 石垣島安良崎での1996年8月以降の水温観測状況  
Table 1 The seawater temperature observations since August in 1996 on Ishigaki island Arasaki

| 計測期間                  | 水温計                                                   | 計測間隔 | 設置方法                         |
|-----------------------|-------------------------------------------------------|------|------------------------------|
| 1996/8/4～1997/3/16    | ACT-16K (フック電子(株))                                    | 60分  | 海底(水深5.2m)                   |
| 1997/3/16～1997/6/26   | MDS-TD ( " )                                          | 20分  | 水深4.4m                       |
| 1997/12/1～1998/5/9    | MDS-TD ( " )                                          | 20分  | 群体頂部(水深2.4m)より0.1,2m下方に3基設置  |
| 1998/3/9～継続中          | MDS-TD ( " )                                          | 20分  | "                            |
| (伊原間)<br>1998/3/9～継続中 | Optic Stow Away ®Temp<br>(onset computer corporation) | 30分  | 群体頂部(水深約2m)より0.1,2,3m下方に3基設置 |

年にはエル・ニーニョに関連した特徴はみられないが、1987～1989年には南方振動指数の変動よりも位相が進んだ長期変動がみられる。石垣島の水位変動は短期間の変動成分が大きく、地球規模的気候変動の直接的な特徴が隠されてしまっている可能性が高いと考えられる。

(4) サンゴ礁フィールドとしての妥当性について

エル・ニーニョ等の地球規模の変動を押さえるとなると、ローカルな変動ができる限り小さい方が望ましい。この点から石垣島は、海洋性気候と大陸性気候の混合が複雑であり、台風の影響が大きく、観測点として適当かどうか検討する必要がある。ただし、ローカルな現象といえども地球規模の気候変動の表現型として今後も注意深くモニタリングしていくことは必要である。また、気温の影響を受けにくいより深層の海水温変動とサンゴの骨格形成を関連づける調査研究が今後必要になる。

石垣島の海水温が近年上昇している傾向がみられたが、サンゴは冬の水温低下には耐えることができて、夏の水温が継続的に1℃上昇すれば、白化（サンゴに共生している褐虫藻が死滅またはサンゴから逃げ出してしまう現象）等により大量に死滅する危険性が高い。1998年夏～秋期にかけて琉球列島各地のサンゴ礁において、サンゴが大量に白化している現象がみられた。原因としては、現場水域の海水温が30℃以上が長期間にわたって続いた。台風が発生が少なく琉球列島を通過しなかったため、深層の海水と表面近くの海水の混合が起こらなかった、という話があげられているが、原因の特定には至っていない。

7 サンゴ礁内の水温の海域代表性

年輪を形成するサンゴはサンゴ礁に生息している。サンゴ礁はその礁発達・礁分類にもよるが、外洋水に対して半閉鎖系になることが多い。今回、典型的な裾礁である沖縄県石垣島のサンゴ礁内の水温を連続観測し、サンゴ骨格年輪から復元された水温の代表性を確認する。

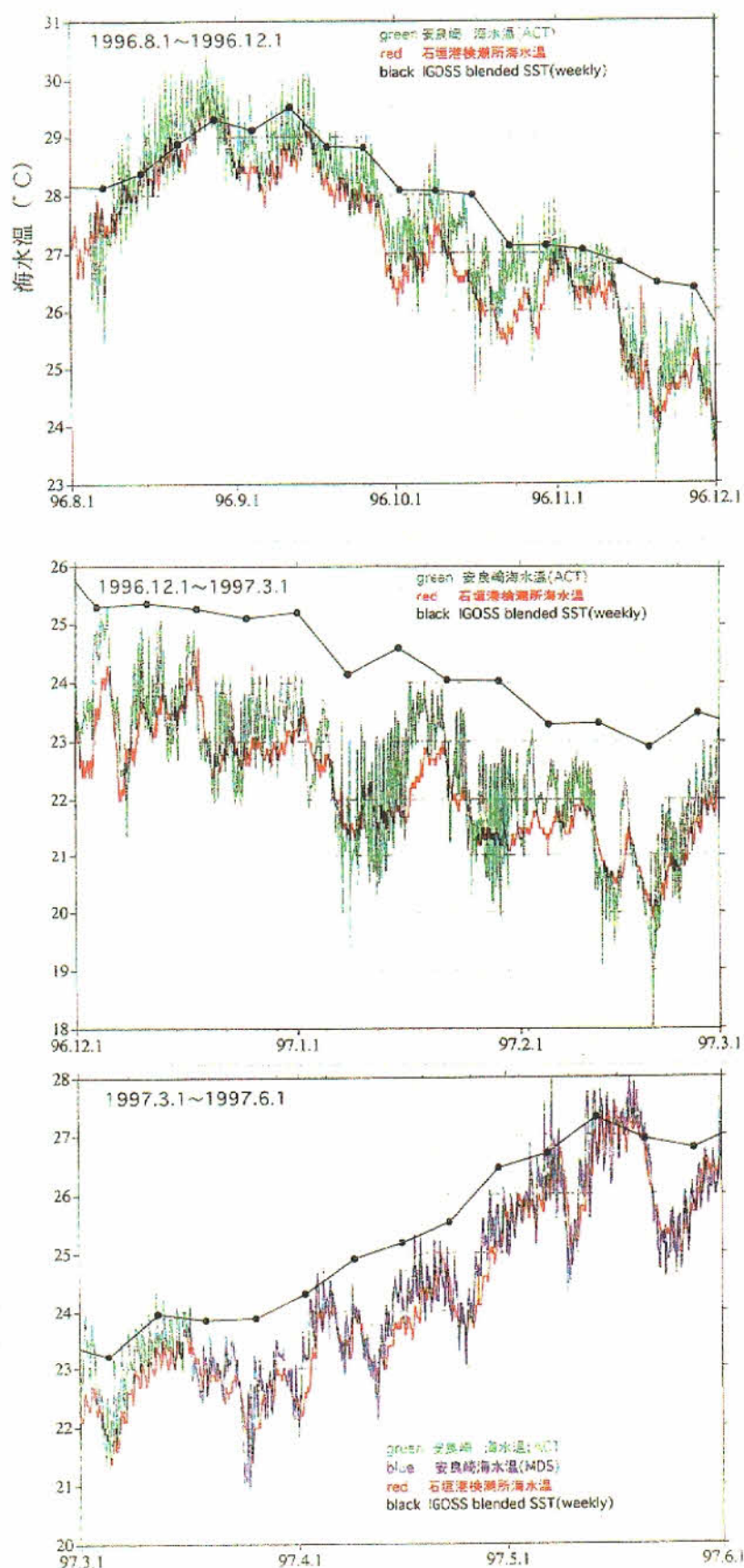


図7 1996年8月～1997年6月までの検潮所水温（赤線）。安良崎水温（緑：ACT-16K,青：MDS-TD）の毎時観測結果及び衛星観測水温の週平均値（黒丸）

Fig.7 Since August 1996 to June 1997, green : seawater on Arasaki (ACT), red : seawater on Ishigaki port, black : IGOSS belended SST(weekly)

### (1) 調査方法

石垣島北東部の安良崎沖に96年8月から自記記録式水温計を設置している。水温観測の詳細を表1にまとめた。1997年6月26日～1997年12月1日は機器の損傷によりデータの記録が不可能であった。1997年12月1日からは群体頂部より1mごとに水温計を設置し、各水深での水温

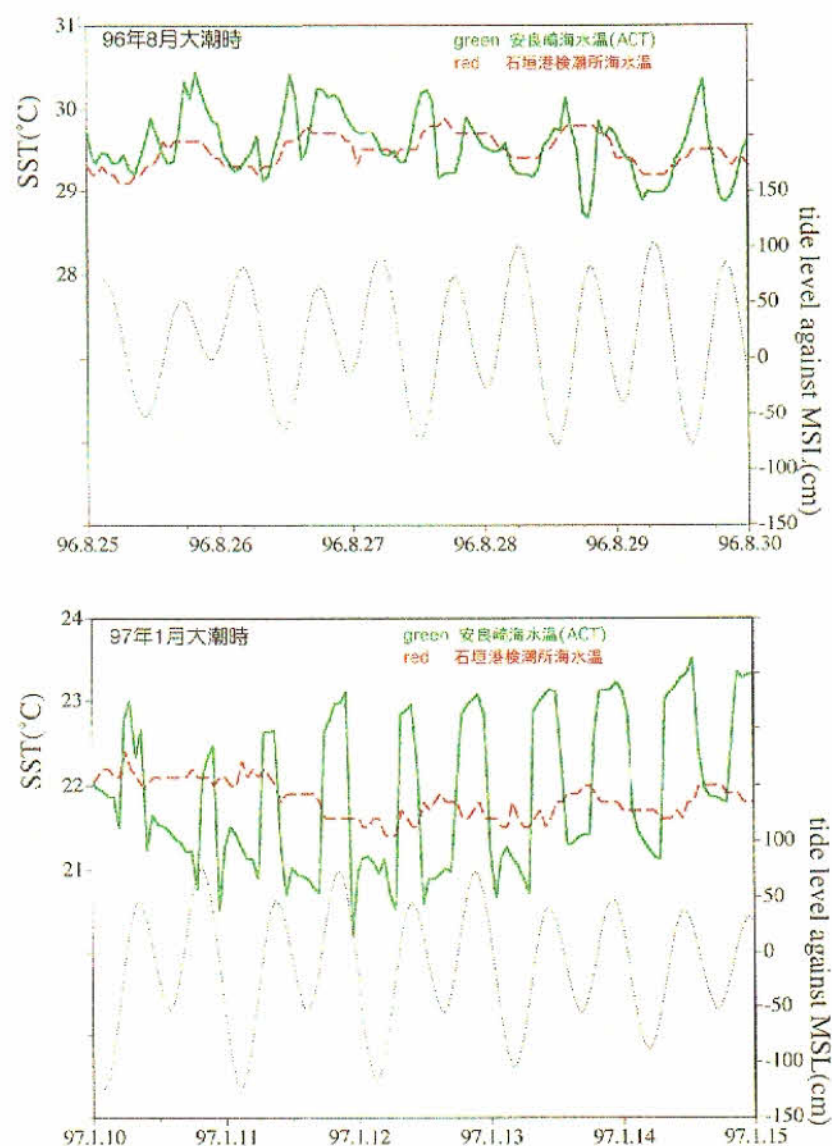


図8 夏期・冬期大潮時の毎時水温変化及び潮位変化

Fig.8 The seawater changes and the tide level against MSI. per every hour at summer and winter

誤差があるかどうか（当該水深内に温度躍層があるかどうか）を調査した。また、1998年3月からはもう一つのサンゴ群体のボーリング地点である伊原間沖に水温計を設置し現在計測中である。気象庁の石垣検潮所の水温データと安良崎の毎時水温の比較を行った。また、石垣島近辺の他の海面水温データとしてIGOSS (Integrated Global Ocean Services System) の衛星による水温データを使用した。

### (2) 水温観測結果

図7に1996年8月～1997年6月までの検潮所水温、安良崎水温の毎時観測結果及び週平均の衛星観測水温を示す。検潮所水温（図中赤）と比較して安良崎の水温（図中緑）は年間を通して1日の振幅が大きい。特に冬季にその傾向が高い。またIGOSSによる衛星観測水温との比較では、夏期は現地の水温とほぼ同じ値を示すが、冬期は一様に値を示している。

図8に1996年8月25日～30日（29日大潮）と1997年1月10～15日（11日大潮）の検潮所と安良崎の水温及び当

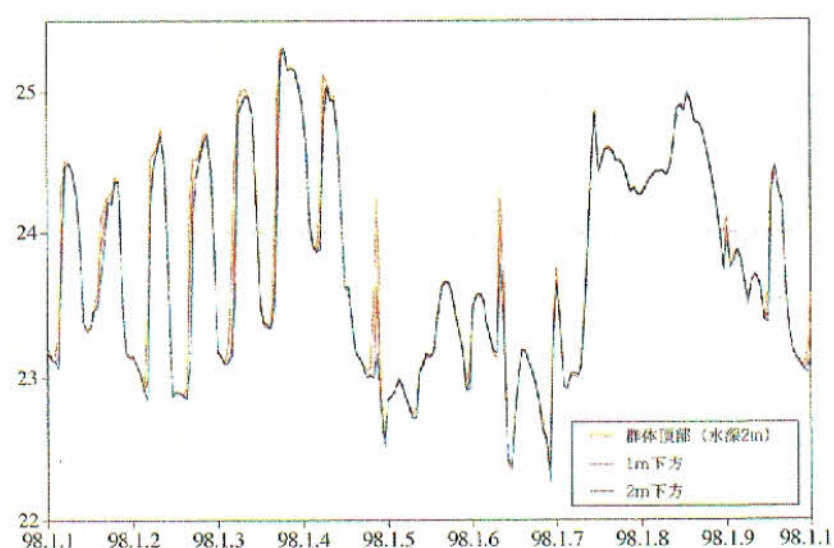


図9 安良崎サンゴ群生頂部より鉛直下方1mごとの水温観測結果

Fig.9 The result of seawater temperature from coral top to vertical look down per 1 m on Arasaki

該期間の潮位変化を示す。夏期の安良崎の水温変動をみると、正午から夕方にかけて最大値を示すように基本的には日射量に対応して日周変化していることがわかる。その変化に加えて日中の高潮位時に低温のスパイクがみられる。このことから、日中サンゴ礁内の海水は低潮位時には周囲の海水（外洋水）に対しては半閉鎖系となり、気温が水温よりも高く貯熱量が小さいため外洋水よりも上昇する。しかし、高潮位時には外洋水が流入すると水温が低下する。一方、検潮所海水温は潮位の影響があまりみられず、日周変化の振幅は安良崎よりも小さい。

冬期は潮位変化に伴う安良崎の水温変化がより顕著である。夏期と異なり気温が水温よりも低くまたその差も大きい。低潮位時にはサンゴ礁海水から大気へと熱の移動が行われサンゴ礁海水温が低下する。しかし、高潮位時には外洋からの流入によって水温が上昇する。検潮所水温は夏期と同じく潮位の影響を受けていないが、一様に安良崎の高潮位時の水温（≒外洋の水温）よりも低い。検潮所のある石垣港は防波堤によって囲まれていることから外洋と異なる水温を示すと考えられる。

一般に、インド洋－太平洋海域で普遍的に生息する塊状サンゴの群生は成長速度が1～2 cm/年である。したがって3mの群生を採取すると、現在から150～300年前の水温を復元できる。しかし、図8で示したように、外洋水温とサンゴ礁内の水温に差があると、密度の高い低温水塊と低い高温水塊の間で成層構造が形成されることが考えられる。このように群生頂部（現在）と3m鉛直下方（150～300年前に形成された骨格）で定常的に水温差がある場合、復元された水温は時間変化による水温変動を示すと同時に、水深変化による違いをも含むことになる。そこで1997年12月からは安良崎にボーリングした

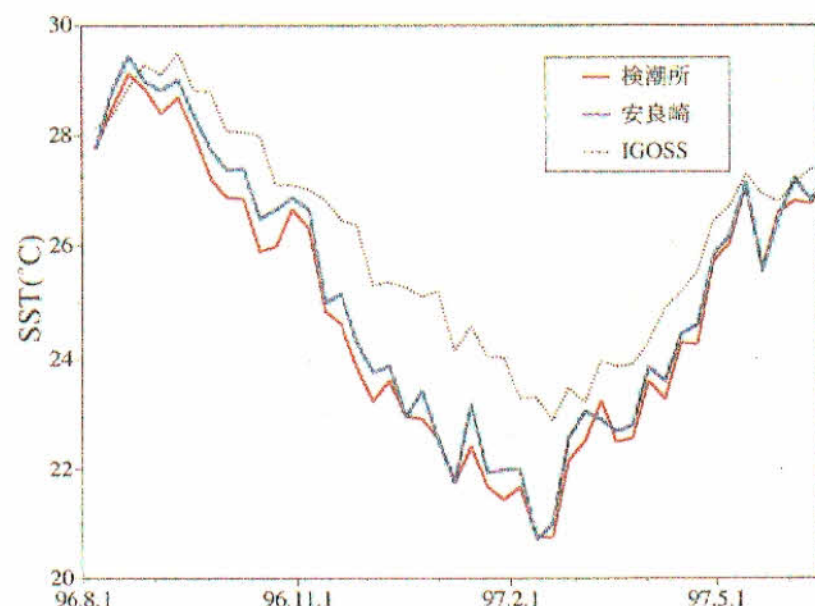


図10 各観測水温の週平均値（1996年8月～1997年6月）

Fig.10 The mean value of the week on everyone the seawater temperature observation (from August 1996 to June 1997)

サンゴの頂部より0, 1, 2 m下方に水温計を3基設置し、この現象が現れるかどうか確認した。図9に1998年1月1日～10日までの各水温計の結果を示す。この図から各水深ではほぼ差がないといえる。ただ、期間中2点（1月4, 5日）に高水温のスパイクがみられ、この時に水深によって水温差がみられた。この原因は不明である。今後夏期のデータを解析することによって、本研究地点で年間を通して成層が形成されるかどうかを確認する必要がある。

観測結果から以下のことがわかった。

- ①日周期では石垣港検潮所水温と安良崎の水温はその変動パターンが大きく異なる。
- ②両水温ともその外洋に対して半閉鎖的であるため、外洋の水温とも異なる。
- ③安良崎のサンゴ群生息地点の夏期の水温鉛直構造は存在しない。

### (3) 水温観測からの考察

サンゴ骨格年輪による水温復元の最大時間分解能である1週間平均値の比較を行った（図10）。周平均値で比べると検潮所水温と安良崎の水温の差はほぼ年輪による水温復元誤差以内である。またサンゴが形成される時間帯である日中のみの水温を比較したところ、やはり優位差はみられなかった。したがって安良崎のサンゴ年輪に関しては、検潮所水温を用いて、サンゴ年輪の化学測定値（金属・同位体等）と水温の一次回帰式を作成しても問題がないと結論できる。IGOSSの週平均水温は、夏期はほぼ石垣島の水温と等しいが、冬期に最大2℃近く高い値を示す。図8に示すように、安良崎では高潮位時に外洋水の流入がある。高潮位時の水温を石垣島沿岸の水

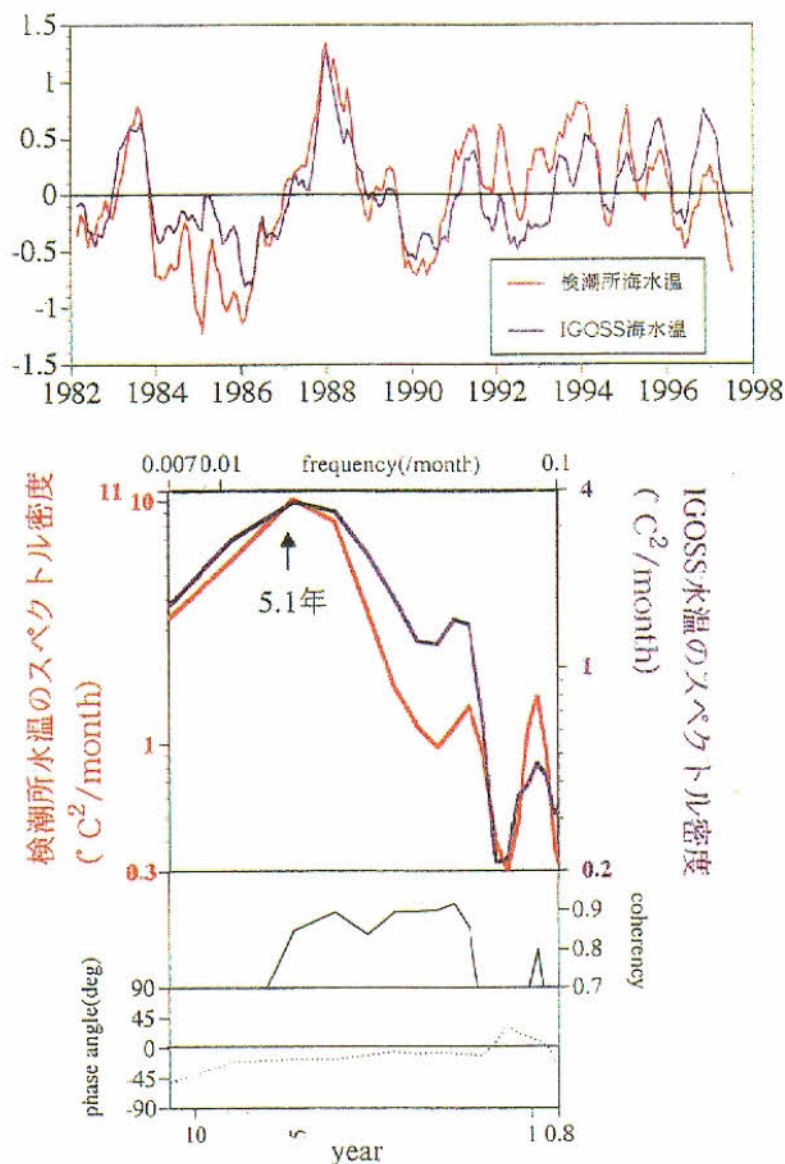


図11 1982～1997年の検潮所水温とIGOSS水温（北緯24～25度，東経122～123度）のアノマリーとスペクトル解析  
Fig.11 The seawater temperature on Ishigaki port from 1982 to 1997 and the analysis of IGOSS (Lon. 24～25, Lat. 122～123)

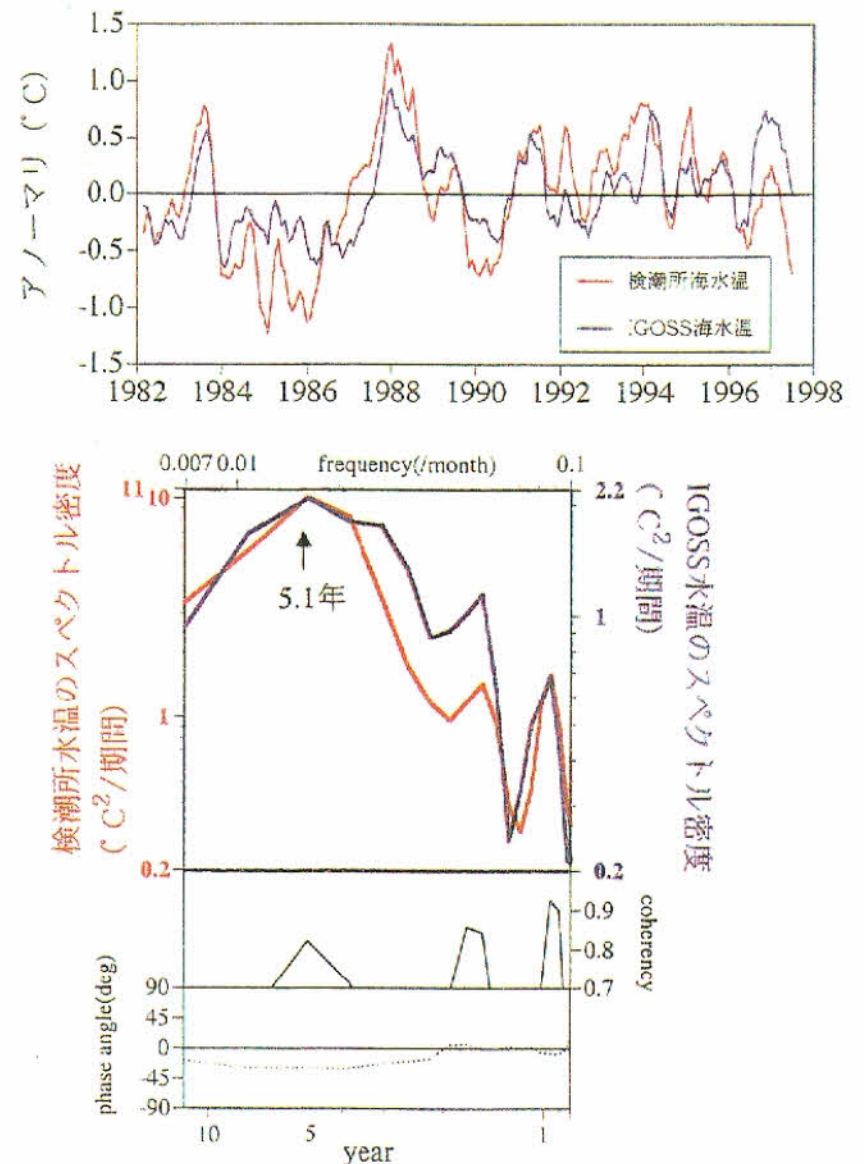


図12 1982～1997年の検潮所水温と黒潮本流域（北緯24～25度，東経122～123度）のIGOSS水温のアノマリーとスペクトル解析  
Fig.12 The seawater temperature on Ishigaki port from 1982 to 1997 and the analysis of IGOSS on Kuroshio current

温と見なし，最も低水温の2月16日～2月22日の週で，日周変化のピーク（最満潮時の水温）をサンプリングし，期間の平均値を算出した。その結果は21.3℃であり，同時期のIGOSSの結果22.9℃と1.6℃差がみられた。この差は，IGOSSデータの空間分解能が粗い（経度1度×緯度1度）ため領域に石垣島沿岸よりも水温の高い黒潮本流が含まれているためと考えられる。

石垣島での水温観測結果はいずれも地形的要因による大気との熱交換の効果が大きくみられた。特に冬期に顕著であった。

次にサンゴ骨格年輪による古水温復元にどの程度影響を与えるかを調べた。サンゴ骨格年輪から復元された長期間データ解析には一般にスペクトル解析が用いられる<sup>10), 11)</sup>。そこで1982～1997年までの検潮所水温とIGOSS海水温の同解析を行った（図11）。アノマリーをみるとほぼ同じ傾向を示していることがわかる。特に1983年，1998年の高水温期の値はよく一致している。スペクトル解析結果からは両水温データとも約5年にピークを持

ち，高いコヒーレンスを持つことがわかった。さらに与那国島西方の黒潮本流域のIGOSS海水温と石垣島水温の比較も行った（図12）。図11と同様に黒潮本流域水温も1983年1988年の正の大きなアノマリーを持ち，やはり約5年の周期成分を持つ。すなわち，サンゴ骨格年輪から古水温を復元した場合，絶対値は外洋の水温とは差があるが，その変動や周期性はほぼ外洋の水温のそれに等しい。さらに，石垣島の水温は近傍の黒潮の水温変動をよく反映している。

#### (4) サンゴ骨格年輪解析による地理的特性の注意点

サンゴ骨格年輪を用いた古環境の研究は，ENSO，モンスーン，10年変動等の地域的・地球規模的スケールの環境変動に対して有効に活用できる。理想的には，サンゴから復元された古環境はその対象となる海洋の平均像であることが望ましい。しかし，年輪を形成するサンゴはサンゴ礁に生息している。サンゴ骨格年輪を用いて古環境の解析を行う際には，その生息環境の地形的な影響

表2 サンゴのパラメーター

Table 2 The parameter of coral

|    | 測定項目                              | 測定法       | 変動要因                           |
|----|-----------------------------------|-----------|--------------------------------|
| 1) | 骨格密度                              | X & γ線    | “季節変化”                         |
| 2) | 蛍光強度                              | UV        | 海水中的腐食酸の濃度（主として陸水による土壌有機物質の流入） |
| 3) | 酸素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ） | 同位体比質量分析  | 水温、海水の酸素同位体組成                  |
| 4) | 炭素安定同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ） | 同位体比質量分析  | 主に共生藻の光合成、溶存無機態炭素の同位体組成        |
| 5) | 含有金属濃度（Mg、Sr、Ba、Mn等）              | ICP、TIMS等 | 水温、海水中的濃度                      |

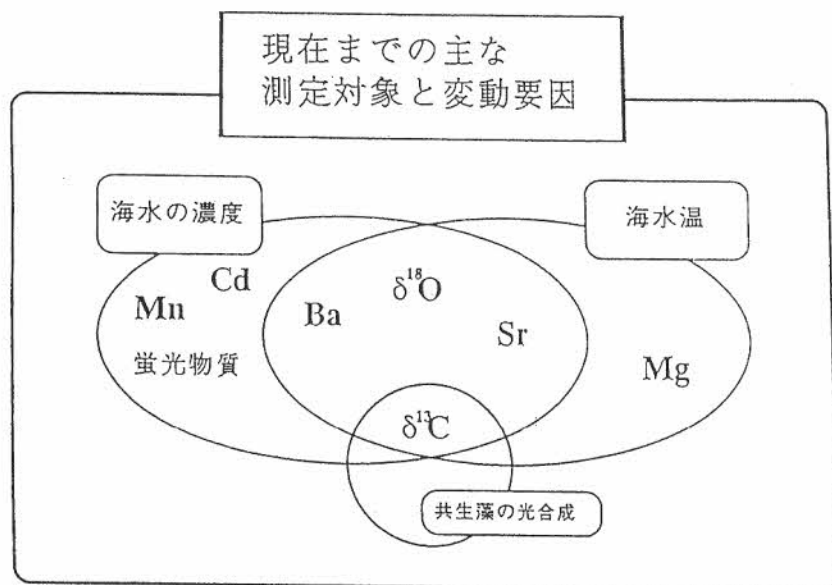


図13 サンゴのパラメーターと環境因子との関係

Fig.13 The relationship the parameter and the environmental factor

などに対して十分な注意を払う必要がある。生息地点の現在の環境が外洋とその周期性等の変動が異なる場合、サンゴから復元された古環境はあくまでその地点のみの環境であって、空間的に拡大解釈する事はできない。逆に言えば、その地形的特性を利用した研究も可能である。たとえば、今回の海域よりもさらに閉鎖的な環境のサンゴ礁の水温は外洋の水温よりもむしろ気温を表す可能性もあり、古気候の復元に活用できる可能性もある。

## 8 サンゴ骨格年輪の試料・採取方法・分析方法

古環境復元に用いる造礁サンゴ群体としてはインド洋・太平洋ではハマサンゴ（*Porites*属）やシロサンゴ（*Pavona*属）等、太平洋ではマルキクメイシ（*Montastrea*属）等が利用される。いずれも広域に分布し、海域間の相互比較の際の生物種による違いの影響を懸念する必要がない。試料採取は水中ボーリング等で球状の群体の頂部から鉛直にコアを採取するのが一般的な方法である。採取した試料は厚さ数ミリのスライスに加工し、軟X線写真撮影を行うと骨格密度変化による年輪がみられる。

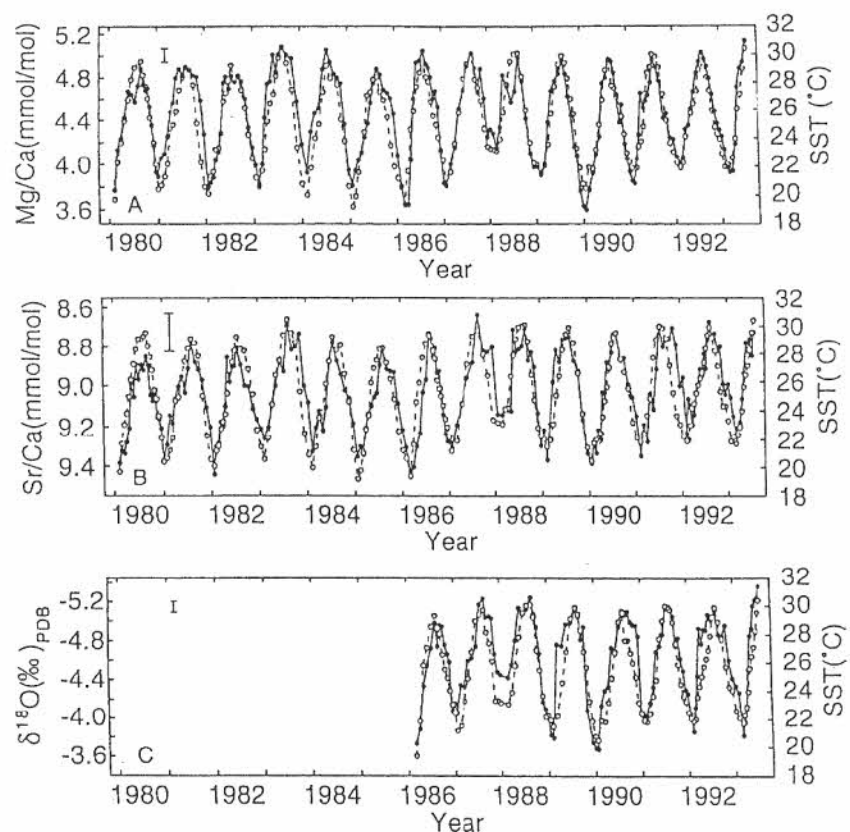


図14 石垣港のSST（点線）とサンゴの、 $\delta^{18}\text{O}$ 、Sr/Ca及びMg/Ca（実線）の年変化

Fig.14 The SST(dotted line) and the year changes of coral's  $\delta^{18}\text{O}$ , Sr/C and Mg/Ca(solid line)

一般に夏期には高密度帯、冬期には低密度帯が形成され、高密度帯、低密度帯の一组が1年に相当する。

何をどのくらいの時間分解能で測定するかは、どの現象をみたいかによって決まる。今まで研究されたサンゴに関する「代弁者」を表2、図13にまとめた。図13からわかるようにサンゴ骨格年輪から得られる情報としては海水温度、測定対象の海水濃度、共生藻の光合成いわゆる日射量に区分される。次にそれぞれの「代弁者」から何がわかるか述べる。

### (1) 微量元素

サンゴ骨格中の金属元素の主成分はカルシウムであるが、骨格が形成されるときに海水中的カルシウム以外のアルカリ土類金属元素やアルカリ金属元素、その他の金属元素などをそれぞれ微量取り込む。最近、骨格中のこれら微量金属元素の濃度が過去の海洋環境（水温、湧昇、エル・ニーニョ現象、河川流出量等）の指標となることがわかった。このような研究は①ある元素の骨格中への取り込み量が海水温によって決まっている、②湧昇や河川水の流入によって海水中的のある元素の濃度が変化し、それをサンゴ骨格に記録している、という2つの現象が基本となり、どんな金属元素が何の指標になるのか、またどれくらいの正確さや精度で環境の復元ができるのか、といった研究が行われている。骨格中の少量・微量元素の濃度を環境要因と比較するときは、Sr/CaのようにCaとのモル比で表すのが一般的である。

#### (a) Sr/Ca

ストロンチウムは骨格中に約7,000~8,000ppm含まれていてカルシウムの次に濃度が高い金属である。過去の水温(古水温)の指標になることが明らかになっている。海水のSr/Ca比はほぼ一定で、サンゴ骨格のSr/Ca比は図13の変動要因に従い海水温によって変動する。すなわち水温が高くなると骨格のSr/Caは小さくなり、低くなると大きくなる。古水温の指標となることがわかった当時は、原子吸光分析を用いて測定されていたが<sup>12), 13)</sup>、水温復元精度は $\pm 2^{\circ}\text{C}$ で実用に向くようなものではなかった。これは、水温変化に対する骨格のSr/Ca比が小さく( $1^{\circ}\text{C}$ に対して0.7%の変動)、この小さな変動を原始吸光分析法で精度良く捉えることが困難だったからである。

1990年代になってTIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer, 表面電離型質量分析計)を用いた同位体希釈法による測定法が確立されたことにより<sup>14)</sup>、現在では $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 以下の精度と月単位以下の時間分解能で古水温の復元に利用できる<sup>15), 16)</sup>。また研究が進むにつれていくかの問題点も指摘されてる。海洋深層のSr/Caは表層に比べ2~3%程度大きく、季節によって深層水が表層へと湧昇する大陸西岸域等では海水のSr/Caの変動の影響をサンゴ年輪が大きく受けることがある。海洋表面でのこのSr/Caの変動を水温に換算すると $1.5\sim 2^{\circ}\text{C}$ となり、海域によっては水温の指標としては利用できない<sup>15), 17)</sup>。またTIMSによる測定はかなりの時間やコストが必要とされるので数百年の年輪の解析にはあまり適していない。しかし、海水のSr/Caが正確にわかっており、しかも変動しない海域から採取された試料であればTIMSによって得られる骨格のSr/Caは十分正確な水温情報を与えてくれる。

#### (b) Mg/Ca

マグネシウムは骨格中に約700~1,000ppm含まれている。骨格のMg/Caと海水温との関係の有無については1970年代後半に論じられたが、当時はまだ原始吸光分析の時代であり分析値に大きな誤差が伴っていたためか、定量的な議論は行われていない。三口ら<sup>18)</sup>はICP-AES (Inductivity Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometer, 誘導結合型プラズマ原子発光分析計)を用いて骨格のMg/Caを測定し、水温の指標として非常に有効であることを明らかにしている(図14)。

水温に対するMg/Caの変動はSr/Caと逆で、水温が高くなると骨格のMg/Caは大きくなり、低くなると小さくなる。この指標を用いると $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 以下の精度、月単位

以下の時間分解能で古水温の復元ができる。また海水のMg/Caは海域や季節によってほとんど変化なく(最大でも1%)、しかも水温変化に対応する骨格のMg/Caの変化はSr/Caの約4倍に及ぶ( $2.6\%/^{\circ}\text{C}$ )。海水のSr/Caの変動の影響を水温の誤差として評価すると最大でも $0.4^{\circ}\text{C}$ で、この点でSr/Ca古水温計よりも汎世界的に使える水温の指標といえる。しかもICP-AESは、試料調製が簡単であり、測定も迅速で比較的安価なため、数百年の年輪の解析には実用上適している。

#### (c) Ba/Ca

バリウムは骨格中に数ppm含まれている。現在のところサンゴ骨格中のBa/Caの変動要因として①湧昇、②洪水による大河川からの陸水の流入、③植物プランクトンのブルーミングなどが考えられている<sup>18), 19), 20)</sup>。バリウムは海水表層よりも深層水や陸水に多く含まれている。そのため湧昇や洪水による河川流入量の増加が起きたとき、表層海水のBa/Caが高くなりそれがサンゴ年輪に記録されることによって過去の湧昇や河川流量の指標となる。また海水温の変動に伴う骨格のBa/Ca変動も論議されているが、水温変化に伴う変動幅が非常に小さいことから現在のところ定量的な評価は行われていない。測定方法はGFAAS (Graphite Furnace Atomic Absorption Spectrometer, グラファイト炉原始吸光分析計)やICP-MS (Inductivity Coupled Plasma-Mass Spectrometer, 誘導結合型プラズマ質量分析計)を用いて行われている。

#### (d) Cd/Ca

カドミウムは骨格中に数~数十ppm含まれていて、測定にはGFAASが用いられている。サンゴ骨格のCd/CaはBa/Caと同様に湧昇の指標として知られている<sup>21), 22), 20), 18), 19), 23)</sup>。カドミウムもバリウムと同じように深層中の濃度が表層海水よりも高く、骨格のCd/Caは海水温変動より海水組成変動と考えられている。

#### (e) Mn/Ca

サンゴ礁海域でのマンガン濃度の変化として次のような要因が考えられ、海域によってサンゴ骨格に取り込まれるマンガン濃度の変化の理由が異なる。①湧昇流の変化ではバリウムやカドミウムと異なり深層水で濃度が低く表層水で濃度が高い<sup>19), 23), 22), 20)</sup>、②大陸沿岸で風成塵起源のマンガンの影響、③陸棚域・太平洋中央域ではサンゴ礁湖堆積物からのマンガン濃度の影響。

Shenら<sup>24)</sup>はタラワ環礁の塊状サンゴHydnophora microconosの年輪のMn/Caを測定した。Mn/Caはエル・ニーニョ期(cool event)に高い値を示している。タラワ環礁付近の海域ではエル・ニーニョ期になると風向は反

転し、西よりの風が吹く。彼らはサンゴ骨格年輪の Mn/Ca は過去の風向・風速の良い指標となるとしている。サンゴ礁は一般的に卓越風の方角に石灰岩や卓上サンゴなどの堅い底質で覆われ、反対側は砂や生物遺骸などの堆積物に覆われていることが多い。堆積物間隙水中では表層水に比べマンガン濃度が高く、西よりの風向によって堆積物が攪拌され表層中のマンガンの濃度が増大したと結論されている。

(2) 安定同位体比

天然に存在する元素は陽子数は同じでも質量数の異なる同位体を持つものがほとんどであり、そのうち放射壊変によって一定の割合で他の元素に変化するものを放射性同位体、変化しないものを安定同位体と呼ぶ。現世サンゴの炭酸カルシウムの C には存在度の 99% を占める質量数 12 (<sup>12</sup>C)、約 1% の <sup>13</sup>C (安定同位体)、10<sup>-14</sup>% の <sup>14</sup>C (放射性同位体) がある。また酸素は <sup>16</sup>O (99.8%), <sup>18</sup>O (0.2%), <sup>17</sup>O (0.04%) を持つ。質量数の異なる同位体間では物理・化学的なふるまいが異なり、次の特徴をもつ。

- ①状態変化のうち蒸発過程・化学変化の時は重い同位体より軽い同位体のほうが反応が速く、凝固過程では重い同位体の方が速い。
- ②気相－液相、液相－固体間で平衡時の同位体の各相での割合（同位体比）がそれぞれ異なる。

これらの性質を用いて、サンゴ骨格の中に炭素・酸素同位体がどのような環境変化の記録になり得るか次に述べる。各安定同位体のうち、サンゴ骨格年輪の研究では <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C、<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O の比を用いる。

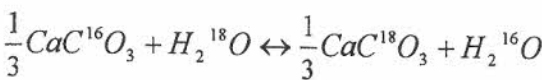
安定同位体比の測定には同位体比質量分析計を用いる。試料の安定同位体の絶対量を測定することは、前処理過程での同位体分別や個々の分析計の特性の差などから困難であり、現在では標準物質と試料の同位体比を交互に測定し、その千分偏差を求めるのが一般的である。測定に用いる標準物質の安定同位体比は国際標準物質を用いてその値を決める。サンゴ試料の安定同位体比測定の場合は、国際標準物質として PDB (Pee Dee Belemnite) を用いるのが一般的である。また海水・降水の酸素同位体の測定では SMOW (Standard Mean Ocean Water) を用いる。千分偏差の定義を示す。

$$\delta^{13}C(\text{‰}) = \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{\text{PDB}}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{\text{PDB}}} \times 1000$$

$$\delta^{18}O(\text{‰}) = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{PDB, SMOW}}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{PDB, SMOW}}} \times 1000$$

(a) 酸素同位体比 (δ<sup>18</sup>O)

炭酸カルシウムが同位体平衡下で形成される場合、水・CaCO<sub>3</sub> (Calcite) の酸素同位体比 (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) は①式 of 同位体交換反応に従い、その交換係数 α は②式のように水温 (T:K) によって決まる<sup>25)</sup>。



$$1000\ln \alpha = 2.78(10^6 T^2) - 3.39$$

$$\alpha = \frac{\{CaC^{18}O_3\}[CaC^{16}O_3]\}^{1/3}}{[H_2^{18}O][H_2^{16}O]}$$

$$= \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{calcite}}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{\text{water}}}$$

②式はサンゴが生育する 20～30℃ の水温範囲では以下の式で近似できる。

$$\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w = 3.52 - 0.211t \quad (t: \text{水温}^\circ\text{C}) \dots\dots\dots \textcircled{3}$$

ここで δ<sup>18</sup>O<sub>c</sub> は CaCO<sub>3</sub> の δ<sup>18</sup>O (PDB)、δ<sup>18</sup>O<sub>w</sub> は水の δ<sup>18</sup>O (SMOW) である。

また、Estein et al., 1953 によって様々な貝や有孔虫などの海洋生物の骨格や殻として形成する CaCO<sub>3</sub> の δ<sup>18</sup>O が調べられ、得られた水温との関係式は③と類似している。

$$\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w = 3.35 - 0.208t \dots\dots\dots \textcircled{4}$$

これらのことから海洋生物のカルサイト骨格は酸素同位体平衡下で形成され、古水温の復元指標となり得ることがわかる。またアラゴナイトの場合、水温 25℃ でカルサイトよりも δ<sup>18</sup>O が 0.6‰ 高くなることが Tarutani ら<sup>26)</sup> によって報告されている。

ほとんどの造礁サンゴはアラゴナイトの結晶形の骨格を形成し、サンゴ骨格の δ<sup>18</sup>O もまた古水温の指標にな

るとして1970年代から研究が行われてきている<sup>27), 28), 29)</sup>。

図14に石垣島で採取された造礁サンゴ*Porites lutea*の $\delta^{18}\text{O}$ と水温の相関図を示した。石垣島は以下に述べる海水の $\delta^{18}\text{O}$ の変化の影響が小さいため、サンゴ骨格年輪の $\delta^{18}\text{O}$ は水温の指標と考えてよい。また、③や④からも明らかなように海洋生物の $\text{CaCO}_3$ の $\delta^{18}\text{O}$ は形成時の海水の $\delta^{18}\text{O}$ の変化の影響も受ける。すなわちサンゴ骨格の $\delta^{18}\text{O}$ もアルカリ希土類金属と同様に、海水の $\delta^{18}\text{O}$ 濃度と水温の両方が変動原因であるといえる。

海水の $\delta^{18}\text{O}$ は氷期-間氷期サイクルの規模数万~数十万年のタイムスケールでは海水の $\delta^{18}\text{O}$ は形成された氷床の量の変動によって決まるのであるが、サンゴ骨格年輪を用いて解析する数百年のタイムスケールの場合には、降水量または河川流量・蒸発量によって変化する。降水・河川水の $\delta^{18}\text{O}$ は海水のそれより概して低く、緯度や地理的条件、気象環境によって決定される。サンゴの生息する熱帯・亜熱帯域では降水の $\delta^{18}\text{O}$ は0~-6‰程度である。たとえば、-6‰の同位体比を持つ降水の蓄積により表面海水の10%が希釈されたとすると(塩分が35‰から31.8‰に変化)、海水の $\delta^{18}\text{O}$ は0.6‰低くなる。

サンゴ骨格年輪の $\delta^{18}\text{O}$ の記録が古水温を示すのか、過去の海水の $\delta^{18}\text{O}$ を示すのかは研究海域の気象・海洋環境によって異なる。ほとんどの造礁サンゴ骨格の $\text{CaCO}_3$ はアラゴナイトの結晶形をもつ。アラゴナイトが形成されるとき水温に対する同位体比の関係式は実験の難しさからいまだに不明であるが、McConnaugheyは<sup>30)</sup>によって造礁サンゴ*Porites lobata*の $\delta^{18}\text{O}$ と水温の関係式が得られている。それによると、

$$\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{Ow} = 0.594 - 0.209t \cdots \cdots \cdots \text{⑤}$$

水温が1℃上昇すると $\delta^{18}\text{O}$ は約0.2‰減少する。⑤と③を比較すると傾きはほとんど同様に切片が異なることがわかる。このことからサンゴ骨格は酸素同位体非平衡で形成されるとされ、その理由がMcConnaughey<sup>30), 31)</sup>によって考察されているが、アラゴナイトの合成実験の困難さ等から不確かさは残っている。しかし、現在までの研究で古水温の復元には事実上問題ないと考えて良いとされている。

この傾き-0.2‰/℃を用いて観測された水温の年較差から $\delta^{18}\text{O}$ の水温依存性を計算したのが表3の $\delta^{18}\text{Ocalc}$ である。また $\delta^{18}\text{O}$ は研究海域の海水の $\delta^{18}\text{O}$ の年較差を示す。表3からわかるように水温変化の小さいタラワやセカス島では $\delta^{18}\text{Omeans}$ の変動幅は $\delta^{18}\text{Ow}$ のそれとほぼ同

じで、古塩分計(古降雨計・古河川流量計)として利用できることがわかる。海水の変動が小さい他の海域では $\delta^{18}\text{Omeans}$ は $\delta^{18}\text{Ocalc}$ とほぼ同じ値を示し、サンゴ骨格の $\delta^{18}\text{O}$ の変化は水温変化によるものと考えられる。 $\delta^{18}\text{Ocalc}$ と $\delta^{18}\text{Ow}$ がほぼ同じ値をもつ海域では両成分の分離が困難なため、 $\delta^{18}\text{O}$ のみでは古環境復元には有効であるとはいえない。しかし、前述のSr/CaやMg/Caの測定と組み合わせると $\delta^{18}\text{O}$ から水温の変化の影響を差し引くことができる。このことから、さらに正確に海水の $\delta^{18}\text{O}$ の復元を試みる研究も行われている<sup>32)</sup>。ただし熱帯・亜熱帯域の降水の $\delta^{18}\text{O}$ は降水量によって変化するために(amout effect<sup>33)</sup>)、定量的な評価は難しい。

#### (b) 炭素同位体比( $\delta^{13}\text{C}$ )

質量分析計による安定同位体測定では $\delta^{18}\text{O}$ と同時に $\delta^{13}\text{C}$ も測定できる。このことからサンゴ骨格の $\delta^{13}\text{C}$ も1970年代から研究されていて、サンゴ体内の共生藻の光合成活動と密接な正の相関があることが指摘されている<sup>34), 35)</sup>。Goreau<sup>34)</sup>の研究によると、共生藻は光合成によって選択的に $^{12}\text{CO}_2$ を多く固定する。(C3植物の場合、基質より $^{13}\text{C}$ が約25‰低くなる)。骨格が光合成と同一の基質(無機炭素体内プール)から形成される場合、骨格には $^{13}\text{CO}_2$ が多く含まれる。光合成が活発になると骨格にはより多くの $^{13}\text{CO}_2$ が取り込まれ、 $\delta^{13}\text{C}$ は高くなる。光合成活動と骨格の $\delta^{13}\text{C}$ の正相関は培養実験<sup>36)</sup>や共生藻の個体数に違いのあるサンゴを用いた研究<sup>37)</sup>によっても確認されている。この関係からサンゴ骨格年輪の $\delta^{13}\text{C}$ を過去の日射量の指標として用いる研究が当初試みられた<sup>35)</sup>が、変動要因の複雑さから最近の報告ではあまり日射量の指標とは考えられていない。実際、骨格の $\delta^{13}\text{C}$ も先に述べた議論と同様に海水濃度(海水全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ )や水温依存性によっても変化する可能性がある。現在はむしろ他の利用法を示唆する研究例が多い。(産卵<sup>38)</sup>; 光合成/呼吸比<sup>39)</sup>; 年代決定<sup>40)</sup>)。1つ付け加えると $\delta^{13}\text{C}$ の解釈が複雑であるとする大きな理由として熱帯域での光量の長期観測例が乏しいことが考えられ、サンゴの採取場所の日射量と $\delta^{13}\text{C}$ を直接比較した研究例はほとんどない。30年間の日射量記録をもつ石垣島のサンゴ骨格年輪で日射量と $\delta^{13}\text{C}$ を直接比較したところ、非常によい相関があることがわかった。海域・生物種・サンゴ礁地形等の影響はあるが基本的には日射量で決まるといえる。

#### (c) 蛍光バンド

スライスにしたサンゴ骨格の表面に暗室で紫外線を照射すると全体は青色の蛍光を発するが、その中に黄緑色の蛍光の帯がいくつもみられる。この帯はIsdale<sup>41)</sup>によ

表3 サンゴ骨格年輪のδ<sup>18</sup>Oと各研究海域の特徴  
Table 3 The δ<sup>18</sup>O of the coral skeletal growth records and the characteristics of each research area

| 研究海域                      | 緯度・経度             | δ <sup>18</sup> O <sub>meas</sub> <sup>*1</sup> | 水温年較差 | δ <sup>18</sup> O <sub>calc</sub> <sup>*2</sup> | 降水量     | 塩分    | δ <sup>18</sup> O <sub>w</sub> <sup>*3</sup> | 復元対象   | 文献                 |
|---------------------------|-------------------|-------------------------------------------------|-------|-------------------------------------------------|---------|-------|----------------------------------------------|--------|--------------------|
| Tarawa, Kiribati          | 1°N, 172°E        | 0.7                                             | 1.5   | 0.3                                             | 0-800   |       | 0.7                                          | 降水量    | Cole(1992)         |
| Secas Island, Panama      | 8°N, 82°W         | 0.9                                             | 1-2   | 0.2-0.4                                         | 0-700   | 24-34 | 0.72                                         | 降水量    | Linsley(1994)      |
| Isla del Cano, Costa Rica | 8°43'N, 83°52'W   | 0.7                                             | 3     | 0.6                                             | 0-700   | 28-33 | 0.5                                          | 降水量/水温 | Carriquiry(1993)   |
| Palm Isles, Australia     | 18°45'S, 146°30'E | 1.1                                             | 6     | 1.2                                             |         | 35-36 |                                              | 水温     | Aharon(1991)       |
| Taiwan                    | 21°58'N, 120°4'E  | 1.1                                             | 6     | 1.2                                             | 0-600   |       | 0.1                                          | 水温     | Shen(1995)         |
| Galapagos, Ecuador        | 0°N, 91°W         | 1.4                                             | 7     | 1.4                                             |         | 34-35 |                                              | 水温     | Dunber(1994)       |
|                           |                   | 0.9                                             |       |                                                 |         |       |                                              |        | McConnaughey(1989) |
| 石垣島, 日本                   | 24°33'N, 121°10'W | 1.3                                             | 8     | 1.6                                             | 120-240 |       | 0.1                                          | 水温     | 本研究                |

注) \*1・・・サンゴ骨格に記録された同位体比の年較差の平均値  
\*2・・・水温に対する変化率を-0.2‰/℃として水温年較差から計算された値  
\*3・・・海水の酸素同位体比の年較差  
温度は℃、降水量はmm/月、塩分は‰

ってグレートバリアリーフのサンゴ試料で発見され、蛍光バンドと名付けられた。彼は蛍光バンドが河川流量と対応しているとして、気候や人間活動の変化の良い指標になることを示唆した。その後の研究からこの蛍光バンドは陸上の土壌から河川を通じて海洋に供給されたフミン酸で、サンゴが骨格を形成する時に比例して取り込まれることがわかった<sup>42), 43)</sup>。海水のフミン酸濃度は河川水中の濃度・流量によって変化するため、降水量や農耕による土壌の変化などによってサンゴの蛍光バンドの明るさが決まる。蛍光バンドの測定は非破壊のうえ、数日で数百年分の結果が得られることなどから非常に簡便な方法である。

(d) サンゴ骨格研究の最近の報告

サンゴ骨格年輪の各々の「代弁者」がどのような環境因子に対応しているかを述べた。ここで現在までに得られたサンゴ年輪の古環境復元の成果を一部示す。コロンビア大学Lamont Doherty地球研究所のFairbanksらのグループは上述したENSOのwarm event, cool eventでサンゴ年輪がどのように環境変化を記録しているかを東部熱帯太平洋域のガラパゴス島(0°N, 91°W)、中部のタラワ環礁(1°N, 172°E)、西部のバリ島(8°N, 115°E)で調べた<sup>44), 40), 20), 24)</sup>。ガラパゴスではエル・ニーニョ期、高水温になり水温の指標でもあるδ<sup>18</sup>Oは負のアノマリーを示している。また湧昇は減少し、そのことはバリウムとカドミウムの負のアノマリーからもわかる。タラワではδ<sup>18</sup>Oは降水量の指標になり、エル・ニーニョ期の降水量増大が負のアノマリーとして記録されている。マンガンに関しては上述の通りで、西風が卓越することを示している。バリ島付近ではエル・ニーニョ期になるとインドネシア低気圧が弱まり、また暖水塊の東進に伴って、降水量・水温いずれも減少する。δ<sup>18</sup>Oは両方の影

響を受けているが、いずれも正の方向に働くため、正のアノマリーを示す。水温指標としてのδ<sup>18</sup>O(ガラパゴス)は以外は定量的評価が難しく、必ずしもエル・ニーニョの強弱まで反映しているとはいえないが、ENSOサイクルの中の2つの気象・海洋環境の違いはよく表している。

より長い期間のサンゴ年輪記録に関してもいくつかの報告がある。Coleら<sup>45)</sup>はタラワのサンゴ骨格年輪のδ<sup>18</sup>Oから得られた約100年間の降水量記録のスペクトル解析を行い各周期の密度の時間的変遷を議論している。これによると現在から1950年代半ばまでの2～5年周期の密度の分布が、1930年代から1950年代はじめにかけては約3年の周期が減衰し、約5年と年変動の周期が増幅するように変化していることがわかる。1930年代以前は1950年代以降と似た密度分布を示している。彼らは以上のことからENSOが弱くなるとともに季節変動(モンスーン変動)が強くなる可能性を示唆し、また異なる周期を持つ変動(約3年と約5年)に関連があることも指摘している。同様の研究はDunberら<sup>46)</sup>によってガラパゴスのサンゴ骨格年輪のδ<sup>18</sup>Oによる水温のスペクトル解析からも得られている。彼らは約350年間の記録から以下の点を述べている。まずENSOに対応する3～6年の周期帯の密度について、1700年以前は6年、1750～1850年は4.6年、1850年～現在は3.4年が最も大きく、約100年の間隔で徐々に短周期帯へと変化していることを見いだした。またより長周期帯(11年以上)でも同様な傾向がみられ、長周期変動と短周期変動の結合の可能性をも示唆している。

(e) サンゴ骨格年輪分析方法の今後の課題

サンゴ骨格年輪による古環境復元の研究はまだ始まったばかりである。今後さらに発展していくためには以下

の点が重要である。

#### ①測定の簡易・自動化

現在のところ100年以上、月単位の分解能の年輪記録は蛍光バンド測定、同位体比のみで金属測定は行われていない。これは蛍光バンド・同位体比は測定が自動化されているのに対し、金属測定は一般に前処理過程が複雑であることと、測定器のランニングコストの問題がある。今後より簡易な測定法の開発が望まれる。

#### ②海域の拡大

太平洋海域での一連の研究は一応の成果をあげ、サンゴ研究の発展に大きく貢献した。今後は赤道域のこれらの結果の検証、赤道を挟む南北海域（モンスーン域）への拡大などが必要である。

#### ③骨格成長速度問題

サンゴの同位体・金属分析に関する現在のトピックスとして骨格成長速度の影響があげられる<sup>30), 31), 17)</sup>。同位体に関してはサンゴ骨格の場合、同位体非平衡で形成されることは上述したとおりであるが、この非平衡の程度（速度論的同位体分別）が骨格形成速度によって変化し、水温・海水の $\delta^{18}\text{O}$ の復元に問題を生じる可能性がある。またSr/Caも同様の効果があるのではないかという指摘があり、これらは“vital effect”と名付けられている。しかし、金属に関しては削りだしによる試料採取時の問題という報告もあり<sup>16)</sup>、結論はでていない。海洋現場のサンゴのみを用いての議論では、海水温観測に伴う問題などが含まれるため、炭酸カルシウムに関するより化学実験的な研究の発展も望まれる。

#### ④過去サンゴ白化現象の把握

1998年夏から秋にかけてサンゴの白化現象が異常に多くみられた。今年の夏はエル・ニーニョ現象が最後の年であった。夏から秋にかけては南半球から北半球のインドネシアやフィリピン付近の台風が発生する場所に西北西の風が吹き続けた（気象観測衛星「ひまわり」のデータから）。これらの現象には何らかの因果関係があるように推測できる。これらの現象をまず把握する必要がある。また、約28年前にサンゴの白化現象がみられたという報告がある。過去のサンゴの骨格年輪にその白化現象が記録されているかもしれない。さらに、気象庁のデータから（図14）約28年前はエル・ニーニョの年であることがわかる。よって、現在の白化現象と過去のサンゴ骨格年輪に記録されている白化現象を順次比較調査研究していくことにより、気候変動予測をより精確にできるのではないかと考える。

## 9 終わりに

平成10年度本研究を実施するに際し、日本海洋科学振興財団に委託した。その際に、東京大学大学院理学研究科地理学の茅根創博士、名古屋大学大気水圏科学研究所の松本英二氏、北海道大学大学院地球環境科学研究科大場忠道博士、海洋科学技術センター海洋生態・環境研究部工藤君明博士らに貢献いただいた。厚く御礼申し上げます。

## 参考文献

- 1) 目崎茂和・小橋川共男：“さまざまなサンゴたち石垣島”，p30 In, 白保サンゴの海，高文研，東京，122pp, (1988)
- 2) Gagan, M. K. et al. : Temperature and Surface-Ocean Water Balance of the Mid-Holocene Tropical Western Pacific. *Science*, 279, 1014-1018. (1998)
- 3) Mitsuguchi, T. et al. : An Attempt to Recover Middle Holocene Sea Surface Temperature in Okinawa Region by Coral Mg/Ca and Sr/Ca Ratios. *Proceedings of Third International Marine Science Symposium, Tokyo, Japan*, 50-57. (1998)
- 4) Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F. : Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241-244. (1996)
- 5) Chappell, J. and Polach, H. : Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, 349, 147-149. (1991)
- 6) Fairbanks, R. G. : A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642. (1989)
- 7) Mitsuguti, T., Matsumoto, E., Abe, O., Uchida, T. and Isdale, P. J. : Mg/Ca thermometry in coral skeletons. *Science*, 274, 961-963. (1994)
- 8) Anderegg, D., Dodge, R.E, Swart, P. K. and Fisher, L., : Barium chronologies from south Florida reef corals environmental implications *Proc. 8th Int. Coral Reef Sym. 2*, 1725-1730 (1997)
- 9) Charles, C. D., Hunter, D. E. and Fairbanks, R. G., : Interaction Between the ENSO and the Asian Monsoon in a Coral Record of Tropical Climate. *Science*, 277, 925-928. (1997)

- 10) Dunber, R. B. et al. : Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A. D. : The  $\delta^{18}\text{O}$  record of climate variability in Galapagos corals. *Paleoveanography*, 9, 291-315. (1994)
- 11) Klein et al. : Evaluating southern Red Sea corals as a proxy record for the Asian monsoon. *E. P. S. L.*, 148, 381-394. (1997)
- 12) Weber, J. N. : Incorporation of strontium into reef coral skeletal carbonate. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 37, 2173-2190. (1973)
- 13) Smith, S. V., Buddemeier, R. W., Redalje, R. C. and Houck, J. E. : Strontium-calcium thermometry in coral skeletons, *Science*, 204, 404-407. (1979)
- 14) Beck, J. W., Edwards, R. L., Ito, E., Taylor, F. W., Recy, J., Rougerie, F., Joannot, P. and Henin, C. : Sea-surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios. *Science*, 257, 644-647. (1992)
- 15) de Villiers, S., Shen, G. T. and Nelson, B, K. : The Sr/Ca-temperature relationship in coralline aragonite : Influence of variability in (Sr/Ca) seawater and skeletal growth parameters, *Geochem. Cosmochem. Acta*, 58, 197-208. (1994)
- 16) Shen, C.-C., Lee, T., Chen, C.-Y., Wang, C.-H. and Dai, C.-F. : The calibration of  $\Delta[\text{Sr/Ca}]$  versus sea surface temperature relationship for *Porites* corals. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 60, 3849-3858. (1995)
- 17) de Villiers, S., Nelson, B. K. and Chives, A. R.: Biological controls on coral Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  reconstruction of Sea Surface Temperatures. *Science*, 269, 1247-1249. (1995)
- 18) Lea, D. W., Shen, G. T. and Boyle, E. W.: Coralline bariums records temporal variability in equatorial Pacific upwelling. *Nature*, 340, 373-376. (1989)
- 19) Shen, G. T. and Sanford, C. L. : Trace element indicators of climate change in annually-banded corals. In: *Global Ecological Consequences of the 1982-1983 El niño*, edited by P. W. Glynn, Elsevier, New York, pp.255-283. (1990)
- 20) Shen, G. T., Cole, J. E., Lea, D. W., Linn, L. J., McConnaughey, T. A. and Fairbanks, R. G. : Surface ocean variability at Galapagos from 1936-1982: Calibration of geochemical tracers in coral. *Paleoceanography*, 7, 563-588. (1992a)
- 21) Shen, G. T., Boyle, E. A. and Lea, D. W. : Cadmium in corals as a tracer of historical up welling and industrial fallout. *Nature*, 328, 794-796. (1987)
- 22) Shen, G. T., Campbell, T. M., Dunber, R. B., Wellington, G. M., Colgan, M. W. and Glynn, P. W. : Paleochemistry of manganese in corals from the Galapagos Islands. *Coral Reefs*, 10, 91-101. (1991)
- 23) Linn, L. J., Delaney, M. L. and Druffel, E. R. M. : Trace metals in contemporary and seventeenth-century Galapagos coral: Records of seasonal and annual variations. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 54, 387-394. (1990)
- 24) Shen, G. T., Linn, L. J. and Campbell, T. M.: A chemical indicator of Trade Wind Reversal in corals from the western tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, 97, 12689-12697. (1992b)
- 25) O' Neil, J. R., Clayton, R. N. and Mayeda, T. K. : Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51, 5547-5558. (1969)
- 26) Tarutani, T., Clayton, R. N. and Mayeda, T. K. (1969) : The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 33, 987-996.
- 27) Weber, J. N. and Woodhead, M. J. : Carbon and oxygen isotope fractionation in the skeletal carbonate of reef-building corals. *Chem. Geol.*, 6, 93-117. (1970)
- 28) Weber, J. N. and Woodhead, M. J. : Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *J. Geophys. Res.*, 77, 463-473. (1972)
- 29) Druffel, E. R. M.: Detection of El niño and decade time scale variations of sea surface temperature from banded coral records: Implications for the carbon dioxide cycle. In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>. Natural Variations Archean to Present*. (ed. E. T. Sundquist & W. S. Broecker) *Geophysical Monograph*, 32, AGU, Washington, D. C. 111-122. (1985)
- 30) McConnaughey, T. : C-13 and O-18 isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 53, 151-162. (1989a)
- 31) McConnaughey, T. : C-13 and O-18 isotopic disequilibrium in biological carbonates: II. In vitro simulation of Kinetic isotope effects. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 53, 163-171. (1989b)
- 32) McColloch, M. T., Gagan, M. K., Mortimer, G. E.,

- Chivas, A. R. and Isdale, P. J.: A high-resolution Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982-1983 El niño., *Geochem. Cosmochem. Acta*, **58**, 2747-2754. (1994)
- 33) Dansgaard, W. : Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468. (1964)
- 34) Goreau, T. J. : Coral skeletal chemistry: physiological and environmental regulation of stable isotopes and trace metals in *Montastrea annularis*. *Proc. R. Soc. Lond. B.*, **196**, 291-315. (1977)
- 35) Fairbanks, R. G. and Dodge, R. E.: Annual periodicity of the O-18/O-16 and C-13/C-12 ratios in the coral *Montastrea annularis*. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **43**, 1009-1020. (1979)
- 36) Weil, S. M., Buddermeier, R. W., Smith, S. V. and Kroopnick, P. M. : The Stable isotope composition of coral skeletons: control by environmental variables. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **45**, 1147-1153. (1981)
- 37) Cummings, C. E. and McCarty, H. B. : Stable carbon isotope ratios in *Astrangia danae* : evidence for algal modification of carbon pools used in calcification. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **46**, 1125-1129. (1982)
- 38) Gagan, M. K., Chivas, A. R. and Isdale, P. J. : High resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **121**, 549-558. (1993)
- 39) Carriquiry, J. D., Risk, M. J. and Schwarcz, H. P. : Stable isotope geochemistry of corals from Costa Rica as proxy indicator of the El niño/Southern Oscillation (ENSO). *Geochem. Cosmochem. Acta*, **58**, 335-35. (1994)
- 40) Cole, J. E., Shen, G. T., Fairbanks, R. G. and Moor, M. : Coral monitors of El niño/Southern Oscillation dynamics across the equatorial Pacific. In: *Historical and Paleoclimatic aspects of Southern Oscillation*. (ed. Diaz, H & Marlgraf, V.). Cambridge University Press, Cambridge, 349-375. (1992)
- 41) Isdale, P.: Fluorescent bands in massive corals records of coastal rainfall. *Nature*, **310**, 578-579. (1984)
- 42) Boto, K. and Isdale, P. : Fluorescent bands in massive corals result from terrestrial fulvic acid inputs to nearshore zone. *Nature*, **315**, 396-397. (1985)
- 43) Susic, M., Boto, K. and Isdale, P. : Fluorescent humic acid bands in coral skeletons originate from terrestrial runoff. *Mar. Chem.*, **33**, 91-104. (1991)
- 44) Cole, J. E. and Fairbanks, R. G. : The Southern Oscillation recorded in the  $\delta^{18}\text{O}$  of corals from Tarawa atoll. *Paleoceanography*, **5**, 669-683. (1990)
- 45) Cole, J. E., Fairbanks, R. G. and Shen, G. T. : Recent variability in the Southern Oscillation: Isotope results from a Tarawa atoll coral. *Science*, **260**, 1790-1793. (1993)
- 46) Dunbar, R. B., Wellington, G. M., Colfan, M. W. and Glynn, P. W. : Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A. D.: The  $\delta^{18}\text{O}$  record of climate variability in Galapagos corals. *Paleoceanography*, **9**, 291-315. (1994)

(原稿受理：1998年12月8日)