サンゴ記録と同位体大循環モデルを用いた 海水酸素同位体比変動メカニズムの定量的理解

QUANTITATIVE UNDERSTANDING OF SEA WATER $\delta^{18}\text{O}$ VARIABILITY
USING CORAL RECORDS AND ISOTOPE GENERAL CIRCULATION MODEL

小島啓太郎¹・芳村圭²・鈴木淳³・沖大幹⁴

Keitaro KOJIMA, Kei YOSHIMURA, Atsushi SUZUKI and Taikan OKI

¹非会員 工修 国際石油開発帝石株式会社 (〒107-6332 東京都港区赤坂5-3-1)

²正会員 工博 東京大学大気海洋研究所 准教授 (〒277-8568 千葉県柏市柏の葉5-1-5)

³非会員 理博 産業技術総合研究所 物質循環研究グループ長 (〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1)

⁴正会員 工博 東京大学生産技術研究所 教授 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

Oxygen isotopic ratio in coral skeleton ($\delta^{18}\text{O}_c$) is an important parameter to reconstruct past climate in tropical region for several centuries. That is because $\delta^{18}\text{O}_c$ physically reflects $\delta^{18}\text{O}$ in sea water ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ is influenced by hydrologic balance such as precipitation, evaporation, and terrestrial runoff at the location. However, the quantitative relationship between $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ and the hydrological balance has not been fully uncovered yet.

We predicted $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ with an isotope incorporated atmospheric general circulation model (A-GCM) and compared them with 32 coral records. The model successfully reproduced the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ recorded in the corals at many sites. We then analyzed what affected the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ variations. The comparison suggests that coral records represent past hydrologic balance information where interannual variability in precipitation is large. According to the model, the interannual precipitation variation is a dominant factor of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ variation, but those of $\delta^{18}\text{O}$ in both precipitation and in evaporation also have non-negligible influence.

Key Words : coral, paleoclimate, hydrologic balance, tropics

1. 研究背景と目的

気候変動による降水量変動を予測するために、過去の降水量記録に基づいた理解が必要となる。しかし、熱帯地域は観測記録が空間的にも時間的にも乏しく、数値モデルによる再現性も低いとされる。一方で、El Niño現象やインド洋ダイポール現象など、熱帯地域の大気海洋結合システムは全球気候へ影響を及ぼす。このような熱帯の過去の気候について、観測記録を代替する指標として、サンゴ記録が挙げられる。サンゴ骨格の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}_c$)は海水の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$)を記録し、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ は降水と蒸発のバランス(以降、水収支と呼ぶ)を反映していると考えられる。サンゴ骨格は数百年にわたって連続的に形成されるため、サンゴの酸素同位体比から、長期間の水収支を復元できる。近年では、サンゴ記録を用いた熱帯収束帯(ITCZ)や南太平洋収束帯(SPCZ)の移動・強度変化を解明する研究が注目を集めている^{1),2)}。

一方で、水収支と $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の関係は複雑であり、指標を

正確に読み解くため、水の同位体の挙動を組み込んだモデル等を用いた定量的理解が必要となる。しかし、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ のモデリング研究は少ない。大気海洋結合同位体GCMを用いた既往研究では、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の定常状態や空間分布について再現したが、時間変動の再現性と変動要因への考察は不十分であった³⁾⁴⁾。Brown et al.⁵⁾は大気同位体GCMと一次元の海洋ボックスモデルを用いて、サンゴ記録の年々変動の再現を試みた。しかし、サンゴ記録との比較が少なく、モデルの解像度や降水量再現性が低いため、不一致の原因の考察や $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ 変動の解釈が困難であった。

本研究では、高精度の大気同位体循環モデルと一次元海洋モデルを用いて $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ を計算し、多くのサンゴ記録と比較した。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の時間変動と水循環の時間変動を定量的に理解し、熱帯における水循環の長期変動の解明につなげることを目的とする。

2章では、多数存在する既往のサンゴ記録より $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の時系列データを作成し、モデルによって $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ を計算した手法を説明する。3章では、モデルとサンゴ記録と

比較し、モデルの $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の再現性を確認し、モデル内で $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の変動要因を定量化する。4章で結論を述べる。

2. 研究手法

(1) サンゴ記録のコンパイルと $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の計算

まず、モデルの妥当性を検証するため、サンゴ記録を整理し、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の時系列データを作成した。サンゴ記録は、本研究で実測したPhilippineのサンゴ記録に加え、Suzuki et al.⁶⁾, Inoue et al.⁷⁾, NOAAの既往サンゴ記録データベース (URL: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/>) を使用した¹⁵⁾⁻³⁸⁾。サンゴ記録の分布は図-1に示した。これらのデータはmonthly ~ bimonthlyの時間分解能、数十年以上の長さを持ち、熱帯に広く分布する。

図-1 本研究で使用したサンゴデータの分布。

サンゴ骨格の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}_c$)は、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の変動に加えて、生成時の水温に影響を受ける。そのため、純粋な水温依存性を持つサンゴ骨格のSr/Ca比を用いて、水温寄与を取り除いた。Sr/Ca比の測定記録がないサンゴ記録については、海洋再解析ERSST⁸⁾の水温を用いた。比較期間の1979年以降においては、海洋再解析の再現性は高いと考えられるが、今後、Sr/Ca比の測定結果が蓄積されることが望ましい。

これまでの既往研究では、 $\delta^{18}\text{O}_c$ に与える水温の影響は考慮されているが、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の影響は考慮されていない⁹⁾。本研究で新たに関係式を求め、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ を計算した。 $\delta^{18}\text{O}_c$ と海水温(SST)、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の関係は式(1a)のように考えられる⁹⁾。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ は塩分濃度(SSS)と強い相関関係にあるため¹⁰⁾、SSTとSSSとの関係式(1b)に変換した。式(1b)とSST記録、SSS再解析データCarton Giese SODA ver2.4¹¹⁾を用いて重回帰分析を行い、各サンゴ記録について関係式を決定した。既往研究の回帰式より逸脱する場合は、以上の手法で得られた $\partial\delta^{18}\text{O}_c/\partial\text{SST}$ の値、もしくは $\delta^{18}\text{O}_c$ とSSTの単純回帰のうち、逸脱の小さいものを適用した。式1bにおける係数はサンゴ群体によって異なるが、同一群体内では不変と考えられる。係数は、0.07~0.18‰/°Cの範囲であった。

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_c = \frac{\partial\delta^{18}\text{O}_c}{\partial\text{SST}}\Delta\text{SST} + \Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} \quad (1a)$$

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_c = \frac{\partial\delta^{18}\text{O}_c}{\partial\text{SST}}\times\Delta\text{SST} + \frac{\partial\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}}{\partial\text{SSS}}\Delta\text{SSS} \quad (1b)$$

式(1a) (1b)は、時間変化についての式であるため、得られる $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の平均値がLe Grande and Schmidt¹²⁾の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の定常値となるよう、境界条件を設定して計算した。

Sr/Ca比と $\delta^{18}\text{O}_c$ を組み合わせる際の誤差伝播は、式(2)より得られる⁹⁾。

$$\sigma_{\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}}^2 = \sigma_{\delta^{18}\text{O}_{\text{coral}}}^2 + \frac{\gamma^2}{\beta^2} \sigma_{\text{Sr/Ca}}^2 \quad (2)$$

(σ : 測定誤差, γ : $\delta^{18}\text{O}_c$ -SSTの回帰直線の傾き, β : Sr/Ca-SSTの回帰直線の傾き)

本研究で実測したPhilippineのサンゴの場合、 $\delta^{18}\text{O}_c$ の測定誤差が0.05‰, Sr/Ca比の測定誤差が0.04mmol/mol, $\delta^{18}\text{O}_c$ -SSTの関係が0.11‰/°C, Sr/Ca比-SSTの関係が0.08mmol/mol・°Cであるから、

$$\sigma_{\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}} = \sqrt{0.05^2 + \left(\frac{0.11}{0.08}\right)^2 0.04^2} = 0.07 (\text{‰})$$

と計算された。

(2) 同位体大循環モデルを用いた $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の計算

次に、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の定量的解釈のため、同位体大循環モデルIsoGSM¹³⁾によるナッジング実験結果を大気外力とし、海洋一次元モデルを用いて $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ を計算した。

a) モデルの構成

海洋一次元モデルでは、海洋を二層に分け、第一層の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ は降水・蒸発といった大気外力に応じて変動し、第二層の海水酸素同位体比は一定であると仮定した。第一層における $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の変動は第二層との混合によって緩和されると考えた。また、水平方向の降水分布・海洋構造は広範囲で一定であると仮定して、グリッドスケールで水平移流の影響がないとした。以上の仮定のもと、水と同位体についての保存式(3)を得た。

$$\begin{aligned} Q &= P - E + D + R \\ Q\delta_Q &= P\delta_p - E\delta_e + D\delta_D + R\delta_R \end{aligned} \quad (3)$$

(Q: 第一層の水量, P: 降水量, E: 蒸発量, D: 深層との混合量, R: 混合における残余, δ : 下付きの添字に示す水の同位体比(‰))

式(3)を変形し、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の計算式(4)を得た。

$$\delta_Q - \delta_R = \frac{P(\delta_p - \delta_R) - E(\delta_e - \delta_R) + D(\delta_D - \delta_R)}{Q} \quad (4)$$

式(4)に、大気外力(降水量, 蒸発量, 降水の同位体比, 蒸発の同位体比)をIsoGSM¹³⁾から、第二層の海水酸素同位体比の定常値をLeGrande and Schmidt¹²⁾の深度50mの値から代入し、計算タイムステップ1カ月、1°×1°の空間解像度で計算した。スピンアップのため、気候値を用いて1年分計算し、初期条件を求めた。なお、外力の更新及びタイムステップを6時間とした計算を別途行ったが、有意な差は見られなかった。このことは、より複雑な物理過程に依存する降水等の短周期成分は $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の年々変動や季節変動にあまり影響しないことを表してい

る。

大気外力として用いたIsoGSM¹³⁾は同位体の挙動を組み込んだ大循環モデルの出力結果であり、大気中の水の移動、降水、蒸発に加えて、それぞれの同位体比も計算可能である。NCEP R2再解析を用いて、6時間ごとに、東西方向風速・南北方向風速をspectral nudgingによって補正計算する。従って、熱帯地域においても水や同位体収支の再現性が高く、観測記録と対比可能である。

b) パラメータの設定

海洋一次元モデルには、第一層の水量（混合層の厚さ） Q と第二層との混合による影響を表す時定数 D/Q の2つのパラメータが含まれる。 D/Q は海水の滞留時間に反比例するパラメータである。

パラメータの値はフィリピンのサンゴ記録の $\delta^{18}O_{SW}$ との比較によってキャリブレーションした。フィリピンのサンゴが、一次元海洋モデルの仮定を満たすと考えられるためである。大きな湾の内部に位置し、湾内の水深は十分深く、潮汐による影響も小さく、水平移流の影響が小さい。さらに、湾に大きな河川流入がないと考えられる。また、サンゴ試料の処理や測定方法などの詳細な記録が存在し、データのQuality checkも容易である。

式(4)について、大気外力に起因する項と海洋混合による復元力に起因する項に分け、重回帰分析を行うと、それぞれ、 $Q=28m$ 、 $D/Q=0.33month^{-1}$ と計算された。一方、季節変動幅を最適に再現するパラメータはそれぞれ $20m$ 、 $0.4month^{-1}$ であった。以降本研究では、季節変動幅の再現性に重きを置き、混合層厚 Q を $20m$ 、時定数 D/Q を $0.4(month^{-1})$ を採用する。

パラメータに関して、 Q を $10m\sim50m$ の範囲で、 D/Q を $0.3\sim0.8$ の範囲で変化させて感度実験を行い、 Q は $\delta^{18}O_{SW}$ の時間変動の変動幅に、 D/Q は位相に影響を及ぼすことが分かった。

以上、本研究で構築した海洋一次元モデルの特徴をまとめると以下になる。

- ・現地の水と同位体比の収支によって $\delta^{18}O_{SW}$ が決まる。
- ・混合層厚と鉛直方向の混合は季節によらず一定。
- ・現地の水収支が強く反映されるサンゴ礁環境についてキャリブレーションを行ったモデル。
- ・河川流入の影響や水平方向の海流の影響が考慮されていない。

このモデルにより、 $\delta^{18}O_{SW}$ 変動要因の理解にあたり、現地の降水のみではなく、蒸発量や同位体フラックスの変動の影響も考慮可能となる。

3. 結果と考察

(1) モデルとサンゴ記録の比較

サンゴに記録された $\delta^{18}O_{SW}$ を、海洋一次元モデル、すなわち海洋表面の水と同位体比の収支で再現できるか検証した。図-1に示したサンゴ記録から計算した $\delta^{18}O_{SW_C}$

とモデルで計算した $\delta^{18}O_{SW_model}$ を比較した。

図-2が示すように、32地点のサンゴデータの中で、21個のサンゴ記録について、モデルとの間に有意な相関が得られ、サンゴ記録が水と同位体の鉛直方向収支を反映していることが示唆された。再現性は地域によってかなり異なった。西太平洋～東太平洋の年間降水量が多い地域では、モデルの再現性が良い。南太平洋においても、ニューカレドニアを除く南太平洋収束帯の下に位置する多雨地域ではモデルの再現性が高い。一方で、オーストラリア西部のNingalooや南太平洋のニューカレドニアや東大西洋のCarpe Verdeといった少雨地域では、図-3のように再現性が低いという結果になった。

図-2 多雨地域におけるサンゴ記録とモデルの比較。

図-3 少雨地域におけるサンゴ記録とモデルの比較。

また、SeychellsやChagos, Sumatraのインド洋の多雨地域では、annual以下での相関が低い、年平均値間の相関は0.5を超えた。これは、サンゴ記録のdatingに問題があるためと考えられる。一方、インド洋西部のMayotte, Itafy, Le Reunion は季節変動パターンを再現

できるが、年変動について相関が有意でないことが分かった。これらの地域では、モンスーンによる雨量の季節性は強いが、年平均雨量は少ないためと考えられる。

以上より、モデルは多雨地域でサンゴ記録と高い相関を持ち、少雨地域で低い相関を持つ傾向が見られた。年平均降水量と、モデル—サンゴ記録間の相関係数について比較すると、年平均降水量1000mm/year以下の地域の多くのサンゴ記録で有意な相関が得られていないことが分かった。大気外力の変動が大きい地域では、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ に対して、現地の水・同位体収支の影響が相対的に大きいと考えられる。そして、蒸発量の変動に比べて、降水量の時間変動が大きいこと、降水量の増加に伴いモデルの $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ についての再現性が増加すると考えられる。

モデルの $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の再現性と降水量の関係を確かめるため、年間降水量の標準偏差とモデル—サンゴ記録間の相関係数を図-4に示した。年間の値を比較したのは、datingの誤差を避けるためである。また、サンゴ記録は、降水の絶対量よりも、定点における降水量の偏差を示すと考えられる。その結果、年間降水量の変動が大きい地域では、モデルの $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ についての再現性が高いことが分かった。一方で、蒸発が卓越する地域では、年間蒸発量の偏差は年間降水量の偏差に比べ小さいこと、さらに、湧昇や深層との混合が活発に起きることでモデルの再現性が低下したと考えられる。

相関係数のばらつきはサンゴ記録の作成方法や、ローカルな環境にも起因すると考えられる。同一地域の複数のサンゴ群体を用いて作成された記録では相関係数が高い。降水量の偏差が小さい地域でも、閉鎖的な海域であれば、高い相関係数を示した。

以上より、サンゴの記録する $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ は、降水量変動が大きい地域では、グリッドスケールの水・同位体収支の指標と考えることができることが示唆された。逆に少雨地域では、本研究で考慮していない、海流による水平方向の混合、湧昇による鉛直混合、ローカルな淡水流入の寄与を考慮する必要があると考えられる。

図-4 モデルとサンゴ記録の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の年平均値の相関係数(縦軸)と年間降水量の標準偏差(横軸)。

(2) 既往研究との比較

既往研究でも、3か所に限定されるが、同位体大循環

モデルによる計算結果とサンゴ記録の比較が行われている。本研究では大気外力としてより現実に近い値を使用した。大気外力が改善されることで、モデルの再現性がどれだけ変化するかを調べるため、Brown et al.⁵⁾との比較を行い、図-5に示した。なお、水温寄与も含んだサンゴ骨格の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}_c$ の比較である。比較した地域は全て、降水量が多く、本研究のモデルが高い再現性を示した地域である。

Brown et al.⁵⁾と比較して、本研究は $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ が高く、変動幅が小さい。サンゴ記録と比較すると、本研究のモデルで得られた $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ は絶対値が近く、変動幅がやや小さい。Brown et al.⁵⁾で $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ が低い原因は、深層の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ を0‰としていることである。熱帯地域の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ は0.5‰程度高い。しかし、サンゴ記録との1‰程度の差異の説明には不十分である。さらに、Brown et al.⁵⁾のモデルは $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の変動幅を過大評価している。これらの地域は降水量が蒸発量より卓越するため、大気外力が大きいこと、海洋モデルのパラメータにより大気外力の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ への影響が大きいことが原因と考えられる。一方で、本研究のモデルは変動を過小評価しているが、これはサンゴ記録がサブグリッドスケールのローカルな変動を記録していること、海洋一次元モデルでは、長期のアノマリの蓄積を反映できないことに起因すると考えられる。従って、海洋一次元モデルで $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ を再現するために、本研究のパラメータ値は妥当と考えられる。

$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ の変動パターンを調べるため、1979年以降のモデル—サンゴ記録の年平均値の相関を表-1に示した。大気外力が改善されることで、モデルの再現性が向上したことが確認された。従って、サンゴ記録は過去の水と同位体収支の検証データとして有効であることが示された。

図-5 サンゴ記録(黒実線)、本研究のモデル(赤線)、Brown et al. (2006)のモデル(黒破線)の $\delta^{18}\text{O}_c$ 年平均値。

表-1 Brown et al. (2006)と本研究におけるモデル—サンゴ記録の相関係数.

地点	本研究	Brown et al. 2006
Seychells	0.74	0.64
Medang	0.66	0.58
Maiana	0.64	0.60

(3) $\delta^{18}O_{SW}$ の変動に対する大気外力の寄与

グリッドスケールの水・同位体収支は降水量、蒸発量、降水同位体比、蒸発同位体比の4要素に分けられ、それぞれの要素の寄与は、地域差があると予測される。降水の同位体比は雨となる水蒸気の輸送過程、蒸発量は海水温や風速、蒸発の同位体比は温度や相対湿度に依存する。しかし、降水同位体比に対する雨量効果、蒸発同位体比に対して湿度が関係することから、個別のシグナルとして分離することは難しい。そこで、本研究ではモデル内で4要素の寄与の大きさを見積もり、サンゴの記録する $\delta^{18}O_{SW}$ をどの要素を反映しているのか考察した。4成分は独立であると仮定し、 $\delta^{18}O_{SW}$ の変動が4つの要素の変動の和で表されると考え、式(5)を得た。

式(5)のgradientの部分は各要素の変動に対する $\delta^{18}O_{SW}$ の応答に相当し、一次元のモデル内の感度実験によって求められる。計算期間において、降水同位体比と蒸発同位体比については、それぞれを0.2‰増減させた際の $\delta^{18}O_{SW}$ の変化量から(‰/‰)の形式で求めた。降水量と蒸発量に関しては、それぞれを10%の増減させた際の $\delta^{18}O_{SW}$ の変化量から(‰/%)の形式で求めた。さらに、様々なタイムスケールでの各要素の変動の大きさはIsoGSMについて周期解析することで、求められる。本来ならば、デジタルフィルタを用いた周期解析で得られる各周波数の強さを利用すべきであるが、本研究では年平均値の標準偏差を使用し、年々変動に対する応答を求めた。このように求めた各要素の寄与の大きさを百分率で図-6に示した。

$$\Delta\delta^{18}O_{SW} = \frac{\partial\delta^{18}O_{SW}}{\partial P}\Delta P + \frac{\partial\delta^{18}O_{SW}}{\partial\delta^{18}O_P}\Delta\delta^{18}O_P + \frac{\partial\delta^{18}O_{SW}}{\partial E}\Delta E + \frac{\partial\delta^{18}O_{SW}}{\partial\delta^{18}O_E}\Delta\delta^{18}O_E \quad (5)$$

(P : 降水量, E : 蒸発量, $\delta^{18}O_P$: 降水の同位体比, $\delta^{18}O_E$: 蒸発の同位体比)

寄与と分離の結果、熱帯の広い範囲で降水量の寄与が50~60%と大きいことが分かった。このことから、サンゴから得られる $\delta^{18}O_{SW}$ を定点における降水量の偏差の記録と考えるのは妥当であると確認された。一方で、 $\delta^{18}O_{SW}$ の変動の30~40%は $\delta^{18}O_P$ や $\delta^{18}O_E$ の変動に起因することも示された。 $\delta^{18}O_P$ は水蒸気の輸送過程を反映するため、長期的には降水量と独立に大きく変動すると考えられる。従って、過去長期にわたるサンゴ記録の解釈のためには、同位体大循環モデルを用いて解析する必要がある。

蒸発の卓越する地域では、大気外力の中では、蒸発量や $\delta^{18}O_E$ の寄与が大きい。しかし、モデルの再現性が低く、大気外力の寄与自体が小さいと考えられる。従って、サンゴ記録を解釈するためには、蒸発量や $\delta^{18}O_E$ では不十分である。

図-6 $\delta^{18}O_{SW}$ の年々変動における大気外力の寄与と分離。(a) 降水量, (b) 降水の同位体比, (c) 蒸発量, (d) 蒸発の同位体比

4. 結論

本研究は、サンゴ記録から、熱帯の長期にわたる水循環の変動を正確に復元するため、海水の酸素同位体比の定量的解釈を目的とした。同位体大循環モデルと海洋一次元モデルによって、サンゴ記録を再現することに成功した。モデルとサンゴ記録の比較より、海水酸素同位体比は降水量変動の大きい地域ではグリッドスケールの水・同位体収支を反映することが示された。また、大気外力が正確であれば、サンゴ記録を再現可能であることから、本研究でコンパイルした海水酸素同位体比の時系列データは、同位体大循環モデルや大気大循環モデルの検証データとして有効であることが示された。さらに、海水酸素同位体比に対して降水量の変動が大きいと考えられるが、降水や蒸発の同位体比の変動も含めて考慮しなければならないことが示唆された。少雨地域では、海水酸素同位体比の示す水循環の変動を定量的に理解することは困難である。また、長期の海水酸素同位体比の変動に対する海洋変動の影響も大きいと考えられる。そのため、海流や湧昇を考慮できる海洋トレーサーモデルの開発が今後必要となるであろう。そのためにも、大気外力が卓越し、1次元のモデルを使用可能な地域を特定し、1次元モデルで熱帯域の $\delta^{18}O_{SW}$ を求める一般的なパラメータを求めた本研究の成果は有用である。

謝辞：東京大学大気海洋研究所井上麻夕里助教，同福島

彩香氏には、サンゴデータの提供と助言を頂いた。また、東京大学大気海洋研究所の岡頭講師から助言を頂いた。本研究は日本学術振興会(科研費番号22860017, 23686071)の支援を受けた。

参考文献

- 1) Nurhati I.S., Cobb K. M., Charles C. D., Dunbar R. B. (2009) Late 20th century warming and freshening in the central tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L21606, doi:10.1029/2009GL040270.
- 2) Linsley B. K., Kaplan A., Gouriou Y., Salinger J., deMenocal P. B., Wellington G. M., Howe S. S., (2006) Tracking the extent of the South Pacific Convergence Zone since the early 1600s. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **7**, 4. doi:10.1029/2005GC001115.
- 3) Schmidt G. A., LeGrande A. N., Hoffman G., (2007) Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Geophys. Res.*, **112**, D10103, doi: 10.1029/2006JD007781.
- 4) Tindall J. C., Valdes P. J. and Sime L. C. (2009), Stable water isotopes in HadCM3: Isotopic signature of El Niño–Southern Oscillation and the tropical amount effect, *J. Geophys. Res.*, **114**, D04111, doi:10.1029/2008JD010825.
- 5) Brown J., Simmonds I., and Noone D., (2006), Modeling D18O in tropical precipitation and the surface ocean for present-day climate. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05105, doi:10.1029/2004JD005611
- 6) Suzuki A., Gagan M. K., Kan H., Edward A., Siringan F. P., Yoneda M. and Kawahata H. (2007) Coral Records of the 1990s in the Tropical Northwest Pacific: ENSO, Mass Coral Bleaching, and Global Warming. *Elsevier Oceanography Series*, **73**, 211–238.
- 7) Inoue M., Suzuki A., Nohara M., Kan H., Edward A. and Kawahata H. (2004) Coral skeletal tin and copper concentrations at Pohnpei, Micronesia: possible index for marine pollution by toxic anti-biofouling paints. *Environmental Pollution*, **129**, 399–407.
- 8) Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C., and Wang W. (2002) An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *J. Climate*, **15**, 1609–1625.
- 9) Cahyarini S. Y., Pfeiffer M., Timm O., Dullo W.-C. and Schönberg D. G., (2008) Reconstructing seawater $\delta^{18}\text{O}$ from paired coral $\delta^{18}\text{O}$ and Sr/Ca ratios: Methods, error analysis and problems, with examples from Tahiti (French Polynesia) and Timor (Indonesia). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 2841–2863.
- 10) Morimoto M., Abe O., Kayanne H., Kurita N., Matsumoto E. and Yoshida N., (2002) Salinity Record for the 1997–1998 El Niño from Western Pacific Corals, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1540, doi: 10.1029/2001GL013521.
- 11) Carton J. A., Giese B. S., and Grodsky S. A. (2005) Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis, *J. Geophys. Res.*, **110**, C09006, doi:10.1029/2004JC002817
- 12) LeGrande A.N. and Schmidt G.A., (2006) Global Gridded Data Set of the Oxygen Isotopic Composition in Seawater, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L12604, doi: 10.1029/2006 GL026011
- 13) Yoshimura K., Kanamitsu M., Noone D. and Oki T., (2008) Historical isotope simulation using Reanalysis atmospheric data, *J. Geophys. Res.*, **113**, D19108, doi: 10.1029/2008 JD010074.
- 14) Paillard D. (1996), Macintosh Program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, **77**, 379–379.
- 15) Abram N.J., Gagan M.K., Cole J.E., Hantoro W.S., and Mudelsee M. (2008) Recent intensification of tropical climate variability in the Indian Ocean. *Nature Geoscience*, **1** (12), 849–853, doi: 10.1038/ngeo357.
- 16) Asami R., Yamada T., Iryu Y., Quinn T.M., Meyer C.P. and Paulay G. (2005) Interannual and decadal variability of the western Pacific sea surface condition for the years 1787–2000: Reconstruction based on stable isotope record from a Guam coral. *J. Geophys. Res.*, **110**, C05018, doi:10.1029/2004JC002555.
- 17) Bagnato S., Linsley B.K., Howe S.S., Wellington G.M. and Salinger J. (2004). Evaluating the use of the massive coral *Diploastrea heliopora* for paleoclimate reconstruction. *Paleoceanography*, **19**, PA1032, doi:10.1029/2003PA000935.
- 18) Charles C.D., Hunter D.E. and Fairbanks R.G. (1997) Interaction between the ENSO and the Asian Monsoon in a coral record of tropical climate. *Science*, **277**, 925–928.
- 19) Charles C.D., Cobb K., Moore M.D. and Fairbanks R.G. (2003) Monsoon-tropical ocean interaction in a network of coral records spanning the 20th century. *Marine Geology*, **201**, 207–222.
- 20) Guilderson T.P. and Schrag D.P., (1999) Reliability of coral isotope records from the western Pacific warm pool: A comparison using age-optimized records. *Paleoceanography*, **14**, 457–464.
- 21) Kilbourne K.H., Quinn T.M., Taylor F.W., Delcroix T. and Gouriou Y. (2004). El Niño–Southern Oscillation-related salinity variations recorded in the skeletal geochemistry of a *Porites* coral from Espiritu Santo, Vanuatu. *Paleoceanography*, **19**, No. 4, PA4002, doi: 10.1029/2004PA001033.
- 22) Kilbourne K.H., Quinn T.M., Webb R., Guilderson T., Nyberg J. and A. Winter. (2008) Paleoclimate proxy perspective on Caribbean climate since the year 1751: Evidence of cooler temperatures and multidecadal variability. *Paleoceanography*, **23**, PA3220, doi: 10.1029/2008PA 001598.
- 23) Kuhnert H., Pätzold J., Hatcher B., Wyrwoll K.-H., Eisenhauer A., Collins L.B., Zhu Z.R. and Wefer G. (1999) A 200-year coral stable oxygen isotope record from a high-latitude reef off Western Australia. *Coral Reefs*, **18**, 1–12
- 24) Kuhnert H., Pätzold J., Wyrwoll K.-H. and Wefer G. (2000) Monitoring climate variability over the past 116 years in coral oxygen isotopes from Ningaloo Reef, Western Australia. *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 725–732
- 25) Linsley B. K., Meissner R. G. and Dunbar R. B., (1999) Assessing between-colony oxygen isotope variability in the coral *Porites lobata* at Clipperton Atoll. *Coral Reefs*, **18**, 13–17.
- 26) Linsley B.K., Dunbar R.B., Wellington G.M. and Mucciarone D.A. (1994) A coral-based reconstruction of Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707, *J. Geophys. Res.*, **99**, C5, 9977–9994.
- 27) Moses C.S., Swart P.K. and Rosenheim B.E. (2006) Evidence of multidecadal salinity variability in the eastern tropical North Atlantic. *Paleoceanography*, **21**, PA3010, doi:10.1029/2005PA001257.
- 28) Moses C.S. and Swart P.K. (2006) Stable isotope and growth records in corals from the island of Tobago: Not simply a record of the Orinoco. *Proceedings of the 10th International Coral Reef Symposium (Okinawa)*, 580–587
- 29) Pfeiffer M., Dullo W.-C., and Eisenhauer A., (2004) Variability of the Intertropical convergence Zone recorded in coral isotopic records from the central Indian Ocean (Chagos Archipelago). *Quaternary Research*, **61**, 245–255
- 30) Pfeiffer M., Timm O., Dullo W.-C. and Podlech S. (2004) Oceanic forcing of interannual and multidecadal climate variability in the southwestern Indian Ocean: Evidence from a 160 year coral isotopic record (La Réunion, 55E, 21S). *Paleoceanography*, **19**, PA4006, doi:10.1029/2003PA000964.
- 31) Pfeiffer M., Dullo W.-C., Schönberg D. G. and Zinke J. (2009) Three monthly coral Sr/Ca records from the Chagos Archipelago covering the period of 1950–1995 A.D.: reproducibility and implications for quantitative reconstruction of sea surface temperature variations. *Int. J. Earth Sci.*, **98**, 53–66. doi: 10.1007/s00531-008-0326-z
- 32) Quinn T.M., Crowley T.J. and Taylor F.W. (1996), New stable isotope results from a 173-year coral record from Espiritu Santo, Vanuatu, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, no. 23, 3413–3416.
- 33) Quinn T.M., Crowley T.J., Taylor F.W., Henin C., Joannot P. and Join Y. (1998) A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal SST variability in the southwest Pacific since 1657, *Paleoceanography*, **13**, 4, 412–426.
- 34) Quinn T. M. and Sampson D.S. (2002) A Multi-Proxy Approach to Reconstructing Sea-Surface Conditions using Coral Skeleton Geochemistry. *Paleoceanography*, **17**, 4, 1062, doi:10.1029/2000PA000528
- 35) Swart P.K., White K.S., Enfield D., Dodge R.E. and Milne P. (1998) Stable oxygen isotopic composition of corals from the Gulf of Guinea as indicators of periods of extreme precipitation conditions in the sub-Saharan. *J. Geophys. Res.*, **103**, No. C12, 27885 (98JC02404).
- 36) Tudhope A.W., Shimmield G.B., Chilcott C.P., Jebb M., Fallick A.E. and Dalglish A.N. (1995) Recent changes in climate in the far western equatorial Pacific and their relationship to the Southern Oscillation: oxygen isotope records from massive corals, Papua New Guinea, *Earth Planet Sci. Lett.*, **136**, 575–590.
- 37) Tudhope A.W., Chilcott C.P., McCulloch M.T., Cook E.R., Chappell J., Ellam R.M., Lea D.W., Lough J.M. and Shimmield G.B. (2001) Variability in the El Niño–Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, **291** (5508), 1511–1517.
- 38) Urban F.E., Cole J. E. and Overpeck J.T., (2000) Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record. *Nature*, **407**, 989–993.