

5. サンゴが語る過去の気候変動

茅 根 創*

1. はじめに

現在課題になっている「地球環境問題」の時間スケールは100年である。100年先の気候を予測するためには、少なくとも過去数百年間の大気・海洋系変動の挙動と仕組みを理解しなければならない。また、将来の気候変動は、二酸化炭素濃度倍増という現在とは異なる条件下で起こるから、予測のために走らせている気候モデルの妥当性を検証するために、過去の異なる気候モードにおける変動がモデルによって正しく復元できているかを確認することも重要である。

氷床コアや海底コアなどの地質試料は、過去数十万年間の気候変動を記録している。しかしその時間分解能は、通常は100年から1000年で、数年から数十年スケールの変動を解析するには粗すぎる。これに対して、サンゴや木の年輪は、年輪をさらに細かく分析することによって、過去数百年間の気候変動の記録を、月単位で復元することができる。

サンゴ年輪は、観測記録が乏しい熱帯海洋の環境情報を記録している。そのため、地球規模の気候に大きな影響を与える熱帯の大気・海洋系変動であるエルニーニョ・南方振動(ENSO)などの長期変動を中心に、1990年代以降多くの研究がなされてきた。本稿では、サンゴ年輪から読み取ることができる環境情報と太平洋における水温・塩分の長期復元の研究について紹介した後、塩分復元の試みについてまとめ、今後の研究を展望する。

2. サンゴ年輪が持つ環境情報

2.1 年輪とその採取

サンゴ礁をつくる造礁サンゴ(以下、サンゴ)は、

体内に共生藻を持ち、熱帯・亜熱帯の浅い海に棲息する。直径数mmの個体が分裂して群体をなし、その下部に塊状、枝状、テーブル状など様々な形態の炭酸カルシウム骨格を作る。塊状のサンゴは同心球状に成長して、析出する骨格密度が季節的に変化することによって年輪が刻まれる。成長速度は年間1~2cmで、群体の大きさは5mに達するものもあるから、数mの群体は過去数百年間の環境情報を記録している。

年輪による古環境復元に用いるサンゴとしては、インド洋・太平洋ではハマサンゴ属(*Porites*)が利用される。ハマサンゴは、広域に分布するため地域間の比較が可能で、緻密な骨格を析出するため高い時間分解能での分析に適している。水中ボーリングでコアを採取し(第1図)、厚さ数mmのスライスを切り出し、軟X線写真撮影によって年輪を確認する(第2図)。確認された年輪の直交方向に(成長軸に沿って)試料を削り出し、様々な化学成分を分析して、その変化を環境情報に読み替える。1cm幅の年輪を1mmごとに削り出せば、ほぼ月単位の時間分解能が得られる。

2.2 年輪に含まれる環境情報

環境情報は、骨格析出時に骨格に記録される。骨格密度や年輪の幅も、水温や日射などに対応して形成されるから、環境情報の記録者である。コアに紫外線を照射した時に発する蛍光は、骨格密度の変化に対応した河川流量の変化を記録している(Barnes and Taylor, 2001)。

サンゴ骨格は炭酸カルシウム(CaCO_3)だから、その中に含まれる様々な化学成分の変化を環境情報と定量的に比較することができる。炭酸カルシウムを構成する酸素と炭素それぞれの安定同位体比と、カルシウム(Ca)と置換して含まれる2価の金属元素濃度(カルシウムとの比で表す)が、骨格中に記録される

* 東京大学大学院理学系研究科。

© 2007 日本気象学会

主要な化学指標である。

サンゴ骨格中の酸素安定同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$: 標準値からの偏差 $\delta^{18}\text{O}$ で表わす) は、骨格析出時の周囲の海水温と、海水の酸素同位体比とに規定される。海水の酸素同位体比は、海水の混合と蒸発、降水によって決定されるから、概ね塩分と対応する。蒸発の際には軽い同位体の方が蒸発しやすいため、海水の酸素同位体比は重くなる。一方、降水の酸素同位体比は海水より軽いから、降水による塩分低下は、海水の酸素同位体比を軽い方にシフトさせる。従って、サンゴ骨格の酸素同位体比は、水温と塩分の情報を持っている。骨格の酸素同位体比が軽いことは高水温または低塩分(高降水量・低蒸発量)に、重いことは低水温または高塩分(低降水量・高蒸発量)に対応する。

炭酸カルシウムのカルシウムを置換して取り込まれる金属イオンの量は、海水の温度や海水中の金属イオン濃度によって変化するから、こうした微量金属元素の濃度は、様々な環境情報を持っている。このうち、ストロンチウム (Sr) とマグネシウム (Mg) が取り込まれる分配係数は温度に依存するため、Sr/Ca 比と Mg/Ca 比は海水温の指標として用いられる。また、バリウム (Ba) は表層水より深層水と陸水に多く含まれるため、Ba/Ca 比は湧昇や陸水流入量の指標になる。

こうした様々な化学成分は、サンゴの生物効果を経て骨格中に取り込まれる。従って、サンゴ年輪から過去の環境情報を復元する際には、先ず観測記録の得られる期間について年輪記録と観測記録とを比較して較正曲線を得、それに基づいて観測記録が得られない過去の環境情報を復元しなければならない。

3. ENSO の長期復元

熱帯の環境情報の高時間分解能の記録者というメリットを活かして、熱帯太平洋の東西様々な地点から、100年以上の長期記録を持つサンゴ年輪が採取され、水温・塩分変動の復元、ENSO 周期などの解析が進められている。El Niño の際には、熱帯西太平洋では水温・降水量が減少し、中央・東太平洋では増加する。La Niña の際はこの逆になる。水温・降水量の減少は、いずれもサンゴ年輪の酸素同位体比が低くなる方向に、増加は高くなる方向に働くから、うまくことに ENSO シグナルは、酸素同位体比の変動として現れる。

タラワ環礁 (1°N, 172°E: Cole *et al.*, 1993), マ

イアナ環礁 (1°N, 173°E: Urban *et al.*, 2000), パルミラ島 (6°N, 162°W: Cobb *et al.*, 2003), ガラパゴス諸島 (0.5°S, 91°W: Dunbar *et al.*, 1994) など、赤道沿いの太平洋中部から東部の年輪記録において、20世紀後半になって酸素同位体比が低くなる (= 水温上昇・塩分低下) 傾向が見いだされている。

水温上昇・塩分低下は、パルミラとマイアナでは、とくに1976/77年の太平洋10年規模変動 (PDO) のレジームシフト後に顕著に見られる。1976/77年のシフトによって太平洋が東西の水温勾配が小さい El Niño 的模式に入り、実際の El Niño の発生頻度も高くなったとの指摘がある (Urban *et al.*, 2000; Linsley *et al.*, 2000)。検証のためには、ENSO シグナルのもう1つの極である熱帯西太平洋の記録の解析が必要である。また、この傾向が PDO の一部なのか、あるいは地球温暖化の影響によるものなのかを、より長い時間スケールの記録の中に位置づけて検討する必要がある。

マイアナとラロトンガ島 (21.5°S, 159.5°W: Linsley *et al.*, 2000) における、それぞれ過去155年、271年の年輪には、PDO に対応する水温・塩分の変動が記録されていた。観測記録のある20世紀の PDO とラロトンガの年輪記録はよく一致し、南太平洋亜熱帯循環中央部において北太平洋の PDO と同期した変動が起こっていること、それが18世紀まで遡れることが明らかにになった。変動の周期は、平均14年である。

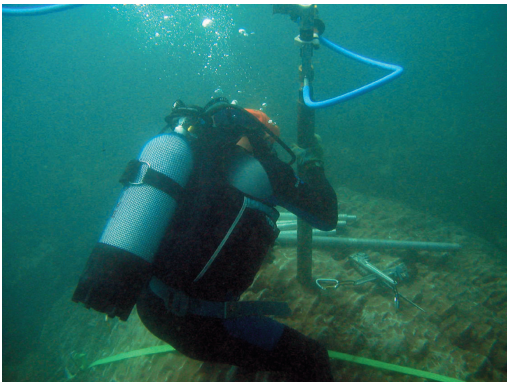
ENSO の周期や規模が、こうした広域・長周期の大気・海洋の状態変化と、どのような関係にあるのか、あるいはないのかが次の課題となる。Urban *et al.*, (2000) は、中部・東太平洋の水温が高く東西の水温勾配が小さい El Niño 的模式の時期には実際の El Niño の頻度も高く、これとは逆に水温勾配が大きい La Niña 的模式の時には頻度が小さくなることを議論している。しかし、155年間の記録では10年以上の長周期変動と ENSO シグナルとの関係を解析するには十分とはいえない。

Cobb *et al.* (2003) は、パルミラ (6°N, 162°W) において、台風で打ち上げられた化石サンゴを用いて、10, 12, 14~15, 17, 20世紀の計5つの時期の年輪の酸素同位体比変動を測定し、酸素同位体比によって示される海洋の平均的状況や、他の外的要因(北半球の気温、小氷期などの気候条件や火山活動、太陽活動)と、ENSO 頻度・規模を比較した(第3図)。その結果、ENSO の頻度・規模は海洋や気候の平均的

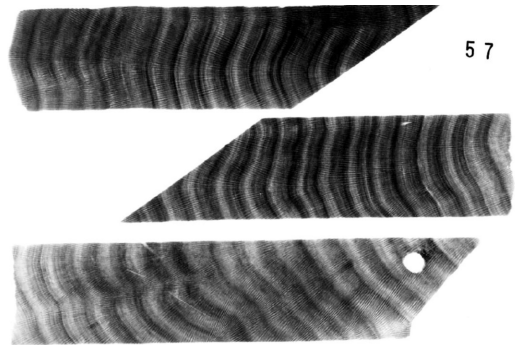
な状態とは独立であり、これらは ENSO システム内部の変動であると考えるべきであると結論している。

彼らのデータによれば、20世紀後半に匹敵するほど強く、頻繁な ENSO の発現が17世紀に認められる。17世紀は、北半球高緯度域では小氷期という寒冷期で知られるが、太平洋中部のパルミラでは高水温・低塩分であった。一方、南西太平洋のグレートバリアリーフのサンゴ年輪からは、17世紀に低水温・高塩分だっ

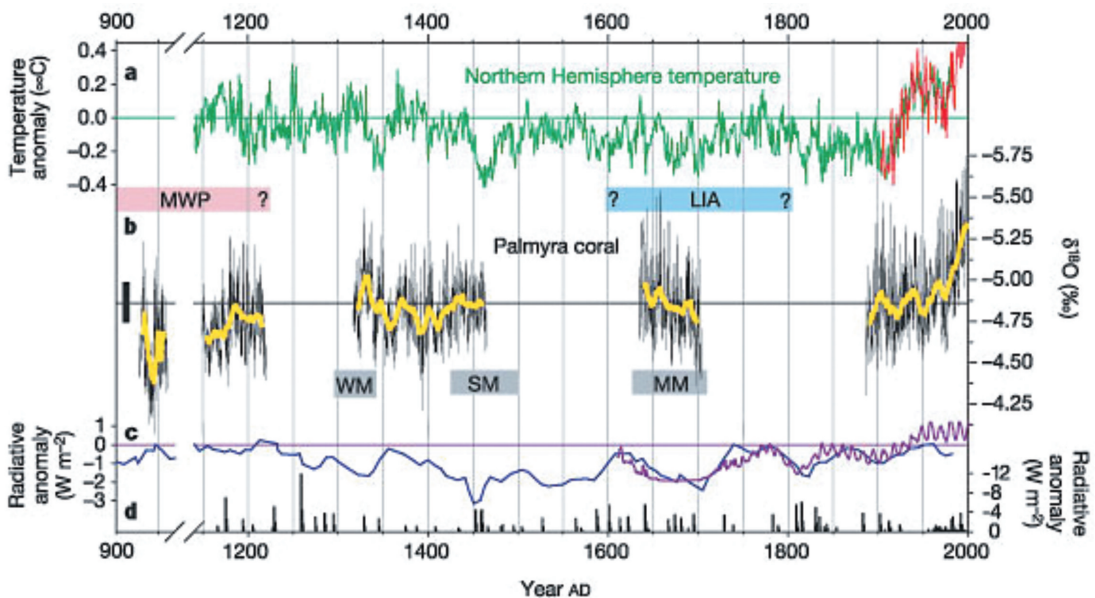
たことが示されている (Hendy *et al.*, 2002)。このことは El Niño 的モードだった時期に ENSO の頻度と規模が大きかったことを示しており、海洋の平均的状态と ENSO との間にまったく関係がないとする彼らの主張はうなずけない。他のサンゴ年輪記録が多い、18, 19世紀についても、他の地点の結果と面的に比較することが必要だろう。



第1図 サンゴ年輪コアの水中ボーリングによる採取。動力は高压空気。径65 mm の円柱状のコアを採取できる。



第2図 コアの軟X線写真。濃い部分が夏の高密度バンド、薄い部分が冬の低密度バンド。



第3図 過去1100年間の、(a) 北半球の気温変化 (左上軸 $^{\circ}\text{C}$; Mann *et al.*, 1999), (b) パルミラのサンゴ年輪の酸素同位体比変動 (右上軸‰), (c) 太陽黒点変動から推定された太陽放射のアノマリー (左下軸 W m^{-2}), (d) 火山活動から推定される日射変動 (右下軸 W m^{-2})。Cobb *et al.* (2003) の第5図に拠る。

4. 塩分変動の復元

4.1 現在の塩分と海水・骨格中酸素同位体比

高水温・低塩分と低水温・高塩分はそれぞれ、酸素同位体比の変化に対して同じ方向に働くことから、これまでのサンゴ年輪による ENSO 長期復元では、酸素同位体比をそのまま ENSO の指標として示すことが多かった。しかし、水温と塩分は必ずしも時間的・空間的に同期して変化するわけではない。また、気候モデルによって得られる大気・海洋変動の結果とサンゴ年輪の結果を定量的に比較するためには、水温、塩分それぞれを独立に定量的に復元することが必要である。

水温には Sr/Ca など直接の指標があるが、塩分にはないため、その復元の例は少なかった。水温と塩分両方の指標である酸素同位体比と、水温だけの指標である微量金属を同時に測定した場合でも、年輪の酸素同位体比変動から水温の影響を取り除いた差分を、塩分の値に変換した例はなかった (Gagan *et al.*, 1998; Hendy *et al.*, 2002)。これは、これまで海水の塩分、海水の酸素同位体比、及び骨格の酸素同位体比の3者の関係を定量的に検証した例がなかったためである。塩分は、降水量と蒸発に関する情報を持っており、その変化を独立に求めることはきわめて重要である。

Morimoto *et al.* (2002) は、熱帯西太平洋のパラオ諸島において1998年から2000年までの2年半にわたって、2週間ごとに海水試料を採取して、その塩分 (SSS) と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$) を測定した。その結果、両者の間にはきわめて高い正の相関 (相関係数 $r=0.96$) があり、

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}} = 0.42\text{SSS} - 14.3 \quad (1)$$

という関係式が成り立つことを示した (第4図)。海水の酸素同位体比と塩分の関係は、この塩分範囲では直線的である。しかし実際には、蒸発による濃縮と降水による希釈の効果は、酸素同位体比と塩分とで異なるから、両者の関係は低塩分側では傾きが0になる。関係式の勾配も、蒸発の効果が大きいほど傾きが大きくなる。

Morimoto *et al.* (2002) はさらに、海水の同位体比と実測された水温とから、骨格中に記録されるはずの酸素同位体比を見積もった。見積もられた値は、実際のサンゴ骨格中の酸素同位体比とよく一致すること

から、年輪の酸素同位体比から水温情報を差し引くことによって塩分変動を定量的に復元できることを示した。

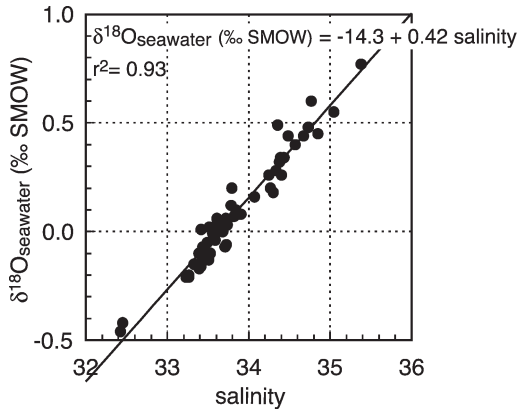
4.2 過去の塩分変動の復元

この結果に基づいて、Iijima *et al.* (2005) は、同じパラオ諸島 (8°N, 134°E) のサンゴ年輪の酸素同位体比を測定して、観測された水温の寄与を差し引いて、1954~2000年の塩分変動を復元した (第5図)。塩分変動のグラフには、1972~73年、1982~83年、1997~98年の El Niño の際の低降水量による高塩分の偏差が明瞭に現れている (濃い影の部分)。しかしながら、他の El Niño の際には顕著な塩分偏差は認められない。高塩分の偏差が認められた3回は、いずれも強い El Niño (南方振動指数 $\text{SOI} < -2.0$ が2か月以上継続) が発生した時期である。

パラオ諸島は、西太平洋の高水温・低塩分海域 (Western Pacific Warm and Fresh Water Pool) の西端に位置する。パラオ年輪の結果は、弱い El Niño の際にはこの海域の東側だけが低塩分化するのに対して、強い El Niño の際には全域が低塩分化することを示す。一方、低水温偏差はいずれの El Niño にも現れている (このため、サンゴの酸素同位体比にも、正の偏差が認められる)。このことは、水温と塩分の挙動に差が見られることを示している。

また、第5図によれば、過去45年間に塩分の長期的変化傾向は認められない。一方、熱帯東太平洋では、20世紀後半の低塩分化が示唆されている。太平洋全体としては塩分の東西勾配が小さくなって、El Niño 的モードになったといえる。

そうした中で、1998年低塩分偏差は、過去50年間で最大規模だったことがわかる。これは1998~2000年の La Niña に伴うものである。過去50年間に La Niña に伴う塩分の偏差は1998~2000年以外には認められない。しかも1998年は過去50年間で最大規模の高水温であったことが分かっている。パラオ諸島のサンゴ群集は、この La Niña によって白化して群集が1/6以下に衰退してしまった (Kayanne *et al.*, 2002)。1997~98年に世界中で起こった高水温による大規模な白化をもたらした El Niño-La Niña は、少なくとも過去50年間で最大規模の異例なものであったことが、年輪記録に示されている。



第4図 パラオ諸島において観測された1998～2000年の海水の $\delta^{18}\text{O}$ (縦軸‰)と塩分 (横軸psu) との関係 (Morimoto *et al.*, 2002)。

5. サンゴ年輪解析の今後の展開

5.1 化石サンゴを用いた完新世・更新世の塩分復元

氷期の化石サンゴ年輪の解析によって、氷期の熱帯海域の水温低下が 5°C 以上と、深海底コアの微化石群集から推定される 2°C 以下より大きかったという重要な指摘がなされている (Beck *et al.*, 1992; McCulloch *et al.*, 1999)。

完新世から氷期、最終間氷期の様々な年代のサンゴ年輪の酸素同位体比の周期解析を行い、ENSOは氷期には弱かったが、氷期-間氷期を通じて存在したこと、20世紀のENSOの規模が最も大きいことが示された (Tudhope *et al.*, 2001)。さらにこの結果では、ENSO変動が最も弱かったのは中期完新世であることが示された。これは、中期完新世にモンスーン変動が強化したためにENSOが弱まったというモデルの結果 (Liu *et al.*, 2000) と一致する。

古塩分復元については、Gagan *et al.* (1998) が、

グレートバリアリーフの化石サンゴの解析によって、中期完新世には水温が 1°C 高く、塩分が酸素同位体比にして0.5‰高かったことを示した。塩分が高かったことは、中期完新世にモンスーンが強化したものと整合的である。

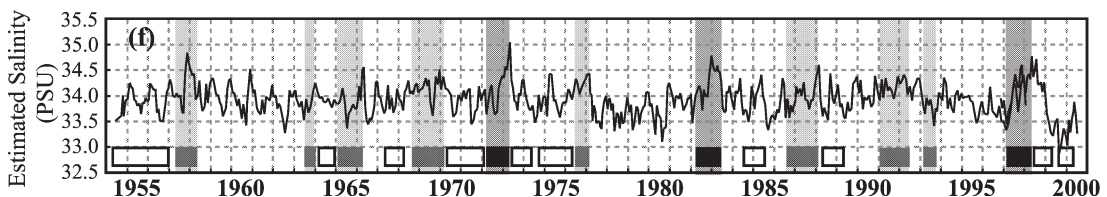
Morimoto *et al.* (2007) は、喜界島の中期完新世の化石サンゴ年輪の酸素同位体比とSr/Ca比測定を行い、当時塩分が0.6～1.9psu高かったことを明らかにし、北西太平洋でもモンスーンが強化したことを示した。今後、様々な海域で化石サンゴによって完新世、氷期、間氷期の塩分を、水温とともに復元して、当時の大気・海洋系の変動を明らかにすることが望まれる。

5.2 インド洋ダイポール変動との関係

過去150～200年間のサンゴ年輪の解析は、セイシエル (Charles *et al.*, 1999)、ケニア (Cole *et al.*, 2000)、紅海 (Felis *et al.*, 2000) などインド洋のサンゴについても行われている。いずれも、酸素同位体比の周波数解析の結果をENSO変動と比較して、10年スケールで同期していることが議論されている。

一方、インド洋ではダイポール変動というENSOとは独立した大気-海洋相互作用が発見され、世界の様々な地域の気象変動と関わっていることが明らかにされた (Saji *et al.*, 1999; 本誌山形氏の解説を参照)。これまで、様々な気象変動をENSOと関係づけて説明しようという試みが多かったが、こうした思いこみを取り払って再解析することが必要である。

インドネシア西岸のサンゴ年輪からは、すでに1997年のダイポールに同期した湧昇の強化とこれに伴って赤潮が発生したこと、それがパラオで見られたと同様、過去に例を見ないほど大規模だったことが、年輪の酸素同位体比や微量金属の測定から明らかにされている (Abram *et al.*, 2003)。しかし、1997年にはEl Niñoも同時に発生した。ダイポール変動を過去に遡



第5図 パラオ諸島における1955～2000年の塩分変動 (Iijima *et al.*, 2005)。サンゴ年輪の酸素同位体比から、観測によって得られた水温による寄与を差し引いて海水の酸素同位体比の変動を求めた後、(1)式を用いて塩分の値に変換。図下段の黒、灰色 (とそれぞれ濃淡の影)、白色ボックスは、強いEl Niño、弱いEl Niño、La Niñaを、それぞれ示す。

り、ENSO やモンスーン変動との関係を明らかにするとともに、インド洋赤道に沿った他の地点でも、ダイポール変動に伴う変動が記録されていることを確認することが急がれる。

Kayanne *et al.* (2006) は、ケニヤから採取したサンゴの最近16年間分のサンゴ年輪を月単位で分析して、ダイポールによる10～11月の降水偏差（正のダイポールイベントの際に、東アフリカでこの時期の降水が増加する）と比較した。その結果、年輪の翌年1月に相当する位置の酸素同位体比の偏差と蛍光に、ダイポールの降水偏差が記録されていることが明らかにされた。同じ地点から採取されたサンゴ年輪の酸素同位体比記録の周波数解析によって、ENSO との同期が議論されていた (Cole *et al.*, 2000)。しかしながら、ダイポールによる降水偏差は季節に固定された変動なので、年単位の分解能ではダイポール変動を正しく抽出することができなかったのである。

今後はサンゴに記録されたダイポールのシグナルを、観測記録を超える過去に延長して、水温と塩分の復元を行い、その変動の周期やENSO との同期を検討することが望まれる。

参 考 文 献

- Abram, N. J., M. K. Gagan, M. T. McCulloch, J. Chappell and W. S. Hantoro, 2003 : Coral reef death during the 1997 Indian Ocean Dipole linked to Indonesian wildfires, *Science*, **301**, 952-955.
- Barnes, D. J. and R. B. Taylor, 2003 : On the nature and causes of luminescent lines and bands in coral skeletons, *Coral Reefs*, **19**, 221-230.
- Beck, J. W., R. L. Edwards, E. Ito, F. W. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot and C. Henin, 1992 : Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios, *Science*, **257**, 644-647.
- Charles, C. D., D. E. Hunter and R. G. Fairbanks, 1997 : Interaction between the ENSO and Asian monsoon in a coral record of tropical climate, *Science*, **277**, 925-928.
- Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng and R. L. Edwards, 2003 : El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium, *Nature*, **424**, 271-276.
- Cole, J. E., R. G. Fairbanks and G. T. Shen, 1993 : Recent variability in the Southern Oscillation : isotopic results from a Tarawa Atoll coral, *Science*, **260**, 1790-1793.
- Cole, J. E., R. B. Dunbar, T. R. McClanahan and N. A. Muthiga, 2000 : Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries, *Science*, **287**, 617-619.
- Dunbar, R. B., G. M. Wellington, M. W. Colgan and P. W. Glynn, 1994 : Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D. : The $\delta^{18}\text{O}$ record of climate variability in Galápagos corals, *Paleoceanogr.*, **9**, 291-315.
- Felis, T., J. Pätzold, Y. Loya, M. Fine, A. H. Nawar and G. Wefer, 2000 : A coral oxygen isotope record from the northern Red Sea documenting NAO, ENSO, and North Pacific teleconnections on Middle East climate variability since the year 1750, *Paleoceanogr.*, **15**, 679-694.
- Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, D. Hopeley, J. A. Cali, G. E. Mortimer, J. Chappell, M. T. McCulloch and M. J. Head, 1998 : Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific, *Science*, **279**, 1014-1018.
- Hendy, E. J., M. K. Gagan, C. A. Alibert, M. T. McCulloch, J. M. Lough and P. J. Isdale, 2002 : Abrupt decrease in tropical Pacific sea surface salinity at end of Little Ice Age, *Science*, **295**, 1511-1514.
- Iijima, H., H. Kayanne, M. Morimoto and O. Abe, 2005 : Interannual sea surface salinity changes in the western Pacific from 1954 to 2000 based on coral isotope analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi : 10.1029/2004GL020206.
- Kayanne, H., H. Yamano and R. H. Randall, 2002 : Holocene sea-level changes and barrier reef formation on an oceanic island, Palau Islands, western Pacific, *Sediment. Geol.*, **150**, 47-60.
- Kayanne, H., H. Iijima, N. Nakamura, T. R. McClanahan, S. K. Behera and T. Yamagata, 2006 : The Indian Ocean Dipole index recorded in Kenyan coral annual bands, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19709, doi : 10.1029/2006GL027168.
- Linsley, B. K., G. M. Wellington and D. P. Schrag, 2000 : Decadal sea surface temperature variability in the subtropical south Pacific from 1726 to 1997 A.D., *Science*, **290**, 1145-1148.
- Liu, Z., J. Kutzbach and L. Wu, 2000 : Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2265-2268.
- Mann, M. E., R. S. Bradley and M. K. Hughes, 1999 : Northern hemisphere temperature during the past millennium : Influences, uncertainties, and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759-762.

- McCulloch, M. T., A. W. Tudhope, T. M. Esat, G. E. Mortimer, J. Chappell, B. Pillans, A. R. Chivas and A. Omura, 1999 : Coral record of equatorial sea-surface temperatures during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula, *Nature*, **283**, 202-204.
- Morimoto, M., O. Abe, H. Kayanne, N. Kurita, E. Matsumoto and N. Yoshida, 2002 : Salinity records for the 1997-98 El Niño from Western Pacific corals, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi : 10.1029/2001GL013521.
- Morimoto, M., H. Kayanne, O. Abe and M. T. McCulloch, 2007 : Intensified mid-Holocene Asian monsoon recorded in corals from Kikai Island, subtropical northwestern Pacific, *Quaternary Res.*, **67**, 204-214.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999 : A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, **401**, 360-363.
- Tudhope, A. W., C. P. Chilcott, M. T. McCulloch, E. R. Cook, J. Chappell, R. M. Ellam, D. W. Lea, J. M. Lough and G. B. Shimmield, 2001 : Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a Glacial-Inter-glacial cycle, *Nature*, **291**, 1511-1517.
- Urban, F. E., J. E. Cole and J. T. Overpeck, 2000 : Influence of mean climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record, *Nature*, **407**, 989-993.
-