

Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio de Foraminíferos do Complexo Recifal do Atol das Rocas, Atlântico Sul

Natan Silva Pereira^{1,2*}
Carola Prazeres¹
Adriana Maria Cunha da Silva¹
Brenda Lorena Soares
da Silva Braga¹
Alcides Nóbrega Sial²

¹ Universidade do Estado da Bahia,
Departamento de Educação Colegiados de
Biologia e Engenharia de Pesca
Campus VIII
Paulo Afonso BA Brasil.
CEP 48608-240

²NEG-LABISE
Universidade Federal de Pernambuco
C. P. 7852
Recife PE Brasil
CEP 50670-000

*autor correspondente: nspereira@uneb.br

Resumo

Carapaças de foraminíferos apresentam um grande potencial como arquivos naturais, possibilitando o acesso a condições ambientais de sistemas marinhos de períodos anteriores ao início do registro por meio de instrumentos. Para validar esses organismos como arquivos naturais, é necessário verificar a fidelidade que diferentes grupos de foraminíferos tem em registrar as condições ambientais por meio de informações geoquímicas. Nessa pesquisa foi investigada a composição isotópica de C e O em nove gêneros de foraminíferos recuperados de dez amostras de sedimentos carbonáticos coletados em diferentes partes do Atol das Rocas, Oceano Atlântico Tropical Sul. A variação isotópica dos foraminíferos recuperados foi de -2,47 a 4,88‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e entre -4,01 e -0,71‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ analisados possibilitaram a distinção entre as ordens Miliolida e Rotaliida. Esta diferença pode estar relacionada com a dependência dos rotallides com relação a seus simbiontes fotossintetizantes, utilizando mais ^{12}C da atividade fotossintética para a construção de suas conchas, enquanto que, os miliolides captura o C diretamente da água do mar, com menores interferências da fotossíntese das suas simbiontes. O cálculo da temperatura da superfície do mar (TSM) com base nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, variou entre 22,4°C a extremos de 39,3°C, sendo os gêneros *Sorites*, *Spiroculina*, *Triloculina*, *Gypsina* e *Amphistegina* os que representaram com mais fidelidade a amplitude da TSM para o Atol das Rocas.

Palavras chaves: Recifes; Foraminíferos; Geoquímica; Oceano Atlântico Sul

Abstract

Foraminifers have the potential to be used as natural archives, allowing the access to environmental conditions of marine systems of periods prior to the beginning of the instrumental records. In order to establish these organisms as natural archives, it is necessary to check the fidelity of different groups of foraminifera in recording environmental conditions by geochemical information. In this study, we investigated the C and O isotopic composition of nine foraminifera genera from carbonate sediment samples collected in different parts of the Atol das Rocas, Tropical South Atlantic Ocean. The observed isotopic range for all foraminifera groups varied from -2.47 to 4.88‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and from -4.01 to -0.71‰ for $\delta^{18}\text{O}$. The $\delta^{13}\text{C}$ values clearly distinguish the foraminifers from the Miliolida and Rotaliida Order. This difference might be related to the dependence of rotallids to their photosynthetic symbionts, promoting the uptake of ^{12}C from photosynthetic activity for the construction of their shells, while the miliolids uptake the C directly from seawater, with less photosynthetic influence of their symbionts. Sea surface temperature (SST) calculations, based on $\delta^{18}\text{O}$ values, ranged from 22.4 to 39.3 °C, in which the genera that best represent the SST range of the Rocas atoll were *Sorites*, *Spiroculina*, *Triloculina*, *Gypsina* and *Amphistegina*.

Keywords: Coral Reef; Foraminifera; Geochemistry, South Atlantic Ocean

1 INTRODUÇÃO

Foraminíferos apresentam grande potencial em registrar informações ambientais em suas testas carbonáticas, na forma de proxies geoquímicos (i.e. isótopos estáveis, elementos traços e menores). Esses conteúdos geoquímicos podem fornecer dados que retratam com fidelidade dados ambientais como temperatura da superfície do mar (TSM), nutrientes, pH, salinidade, entre outros (Murray 2006).

A composição isotópica de foraminíferos bentônicos e planctônicos tem sido amplamente utilizada para reconstruir o histórico das condições ambientais de ambientes marinhos, como mudanças seculares na TSM, o volume de gelo global, circulação oceânica e as taxas de oxidação de carbono (Wendler *et al.* 2013).

Valores de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em foraminíferos são fortemente governados pelo efeito vital do organismo (respiração, alimentação, atividade fotossintética por simbioses) (Wendler *et al.* 2013), no qual, uma das principais causas do desequilíbrio isotópico, é a reincorporação de CO_2 metabólico isotopicamente mais leve (Erez 1978, Grossman 1987).

O principal fracionamento do oxigênio ocorre durante a precipitação do carbonato e o

$\delta^{18}\text{O}$ resultante é influenciado pela temperatura, bem como pela composição isotópica do meio aquoso no qual a cristalização ocorreu. Ao se utilizar razões isotópicas de oxigênio para a obtenção de dados de paleotemperatura, deve-se levar em consideração a sazonalidade no crescimento da carapaça devido a mudanças de habitat dos organismos durante o seu ciclo de vida, a composição da água e a temperatura de calcificação (Grossman 1987). Os esforços para calibrar equações de paleotemperatura incluíram experimentos controlando a exposição à luz de foraminíferos planctônicos cultivados em laboratório para determinar os efeitos causados pela atividade fotossintética dos simbiontes além de outros fatores tais como o estágio de desenvolvimento ontogenético e a concentração de carbonato disponível na água.

A utilização de isótopos de carbono e oxigênio em amostras de foraminíferos tem servido para determinar características ambientais como produtividade primária, trocas no ciclo de carbono, mudanças climáticas locais e globais, determinação de ressurgência oceânica e temperatura da água do mar (Kroopnick 1985, Heinze 1994).

1.1. Área de estudo

Rocas é o único atol na parte Oeste do Atlântico Sul ($3^{\circ}51'S$, $33^{\circ}49'W$), localizado 266 km da cidade de Natal, Nordeste do Brasil (Fig. 1). O complexo recifal de Rocas está localizado dentro da Corrente Equatorial Sul (CES), com um fluxo constante com direção Oeste (Goes, 2005). A velocidade média desta corrente em paralelo 4° (que atravessa o Atol das Rocas) é de 30 cm por segundo (Richardson & Walsh, 1986). O regime de marés sobre este atol é de mesomaré e semidiurnas, com uma amplitude de maré máxima de 3,8 m (Gherardi & Bosence, 2001). As temperaturas médias mensais da água da superfície podem variar de $26,3^{\circ}\text{C}$ em setembro, para $28,5^{\circ}\text{C}$ em abril, enquanto a salinidade varia 36-37 psu (Gherardi & Bosence, 1999).

O recife cresce na porção ocidental de uma montanha submarina vulcânica com um topo achatado (tipo *Guyot*) elevando-se em profundidades de 4.000 m (Kikuchi & Leão,

1997; Pereira *et al.* 2013). A evolução deste complexo recifal incluí a colonização por algas coralinas, recifes de corais, moluscos e crustáceos no *Guyot*. A acumulação de carbonato marinho forneceu a base para o recife em formato de anel elipsoide (Gherardi & Bosence 2001).

Com base na perfuração de núcleo combinado com um levantamento de refração sísmica rasa, Kikuchi & Leão (1997) identificou três unidades que compõem o Atol das Rocas. A unidade superior é uma sequência do Holoceno, apresentando 12 m de espessura com velocidade sísmica de 0,33 km/s, sendo composta principalmente de algas coralinas incrustantes, vermetídeos gastrópodes, foraminíferos incrustantes (*Homotrema rubrum*) e corais. A segunda e terceira unidade possuem velocidades sísmica de 2,50 km/s (Pleistoceno?) e 4,70 km/s, respectivamente, este último correspondendo a velocidades típicas de rochas basálticas.

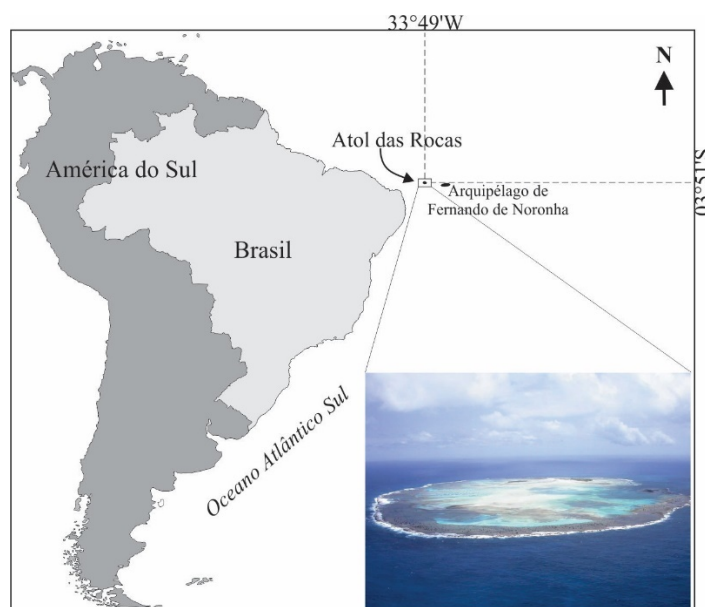


Figura 1. Localização do Atol das Rocas e fotografia aérea de Rocas, visto a partir do Sul (Fonte: Google Earth; Foto: ICMBio, 2005).

A idade mais antiga por meio de ^{14}C em esqueletos de corais foi de $4,86 \pm 0,21$ ka numa profundidade de 11,2 m. No entanto, esta idade pode não coincidir com o começo do

desenvolvimento do recife. Assim, presume-se que o início do crescimento do recife começou antes 4,86 ka, com uma taxa de acumulação de 1,5 a 3,2 m/ka (Kikuchi & Leão 1997).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Coleta de amostras e separação de foraminíferos

Dez amostras de sedimentos superficiais foram coletadas em diferentes localidades do Atol das Rocas, a coleta foi realizada manualmente, durante a baixa-mar, em quatro piscinas naturais (Barretinha, Tartarugas, Podes Crer e Farol II); no depósito sedimentar em quatro pontos, por conta da extensão do mesmo; e em dois pontos na parte externa do

Atol (um na região noroeste e outro na região sudeste, com profundidade de 8 a 14 m respectivamente), totalizando assim 10 pontos distintos (Fig. 2). Posteriormente as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e devidamente etiquetadas para análise em laboratório.

2.2 Análise de Isótopos de Carbono e Oxigênio

As carapaças de foraminíferos foram triadas e identificadas nas frações 1,00, 0,50 e 0,250 mm, em cada amostra de sedimentos coletadas. Os gêneros *Archaias*, *Sorites*,

As análises dos isótopos estáveis C e O foram realizados no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE), do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, Brasil. Cerca de 5 mg de testas de cada gênero de foraminíferos foram colocadas para reagir com ácido ortofosfórico anidro (H_3PO_4) por 12 horas a 25° para liberação de CO_2 .

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foram medidos em CO_2 criogenicamente limpos (Craig, 1957)

Triloculina, *Borelis*, *Spiroloculina*, *Gypsina*, *Amphistegina*, *Textularia* e *Globigerina* apresentaram massa suficiente (i.e. > 5 mg) e foram selecionados para análise de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. em espectrômetro de massa Delta V Advantage, usando padrão interno *Borborema Skarn Calcite* (BSC), como gás de referência. Os dados isotópicos de C e O estão expressos no padrão internacional V-PDB (Vienna Pee dee Belemnite) após correção de Craig (1957). O padrão interno BSC, calibrado contra padrão internacional (NBS-18), foi usado com gás de referência e a reprodutibilidade das análises foi melhor que ± 0.1 ‰ (1 sd), para ambas razões de isótopos estáveis de C e O.

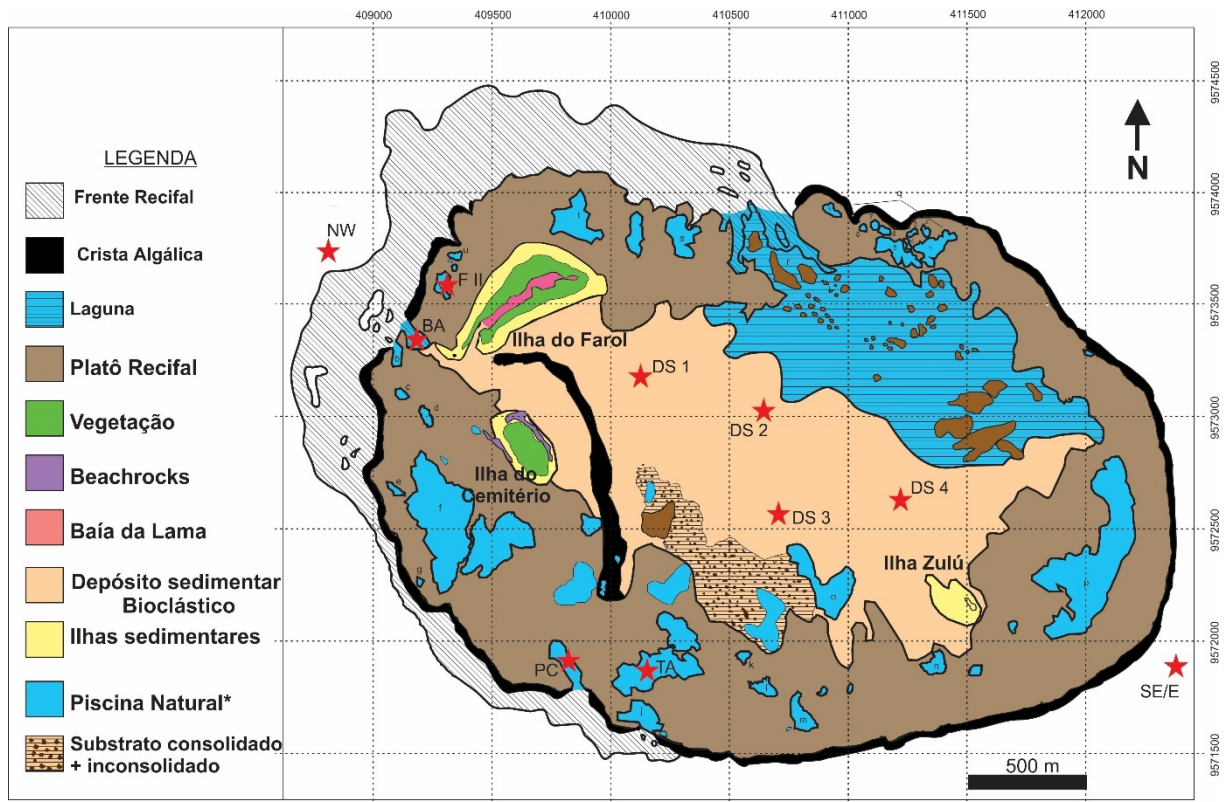


Figura 2. Mapa da localização e identificação dos pontos de coleta de sedimentos PC (Podes Crer), FII (Farol II), TA (Tartarugas), BA (Barretinha), DS1 (Depósito Sedimentar 1), DS2 (Depósito Sedimentar 2), DS3 (Depósito Sedimentar 3), DS4 (Depósito Sedimentar 4), NW (Noroeste) e SE/E (Sudoeste) realizadas no complexo recifal do Atol das Rocas.



Figura 3. Carapaças dos grupos de foraminíferos dos sedimentos do Atol das Rocas utilizadas nas análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ neste trabalho. Imagens obtidas por meio de estereomicroscópio Zeiss aumentado 32x.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados das análises gerais mostraram que as carapaças de foraminíferos do Atol das Rocas apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -2,47 e 4,88‰; e para $\delta^{18}\text{O}$ uma variação entre -4,01 e -0,71‰ (Tabela 1).

Ao analisar a variação isotópica segundo a Ordem dos grupos, é evidente uma discriminação isotópica, na qual para a Ordem Miliolida, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram entre 3,03 e 4,88‰ e para o $\delta^{18}\text{O}$ variaram entre -

3,74 e -0,71‰. A ordem Rotaliida apresentou valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -2,47 e 0,26‰ e entre -2,62 e -1,31‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Para as ordens Foraminiferida e Textularida, a quantidade de tecas encontrada foi suficiente para apenas uma análise, a qual revelou valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 1,71‰ e -2,98‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ da ordem Foraminiferida e para Textularida os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foi de 0,48‰ e -4,01‰, respectivamente (Tabela 1).

Tabela 1. Resultados da análise de Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio de foraminíferos bentônicos e planctônicos do Atol das Rocas.

Ordem	Gênero	Localização	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	TSM- $\delta^{18}\text{O}$ (°C)
Miliolida	<i>Archaias</i>	PC	-3,74	3,25	37,93
		F II	-1,37	3,71	26,71
		TA	-1,41	3,93	26,89
		DS2	-1,10	3,95	25,53
		DS3	-1,31	4,39	26,45
		DS4	-1,09	3,90	25,49
		BA	-1,13	4,04	25,66
		SE	-1,21	3,42	26,01
		NW	-2,90	3,04	33,78
	<i>Sorites</i>	PC	-1,57	4,53	27,60
		F II	-1,59	4,41	27,69
		DS3	-0,97	4,88	24,97
		TA	-1,05	4,22	25,32
		NW	-1,36	4,06	26,67
	<i>Triloculina</i>	F II	-1,94	3,05	29,27
		bulk	-0,92	3,38	24,76
	<i>Spiroloculina</i>	bulk	-1,45	3,03	27,06
		<i>Borelis</i>	PC	-0,95	4,80
TA	-0,71		4,32	23,86	
SE	-1,28		3,88	26,31	
NW	-2,48		3,57	31,77	
Rotaliida	<i>Gypsina</i>	PC	-2,21	-2,09	30,51
		DS2	-1,62	-0,86	27,82
		TA	-1,84	-2,26	28,81
		DS4	-1,31	-1,83	26,45
		BA	-1,56	-0,99	27,55
		SE	-2,06	-2,47	29,82
		NW	-1,42	-0,12	26,93
	<i>Amphistegina</i>	PC	-2,28	-0,01	30,83
		TA	-2,14	0,26	30,18
		NW	-2,62	0,12	32,43
Textularida	<i>Textularia</i>	bulk	-4,01	0,48	39,31
Foraminiferida	<i>Globigerina</i>	bulk	-2,98	1,71	34,16

3.1 Isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$)

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ analisados nos diferentes grupos de foraminíferos mostra uma distinção entre foraminíferos da ordem Miliolida e da ordem Rotaliida (Fig. 4). Essa distinção entre as duas ordens pode estar atrelada a dois fatores: (1) diferença na

composição mineralógica entre as diferentes tecas dos foraminíferos; ou (2) diferença nos processos fisiológicos (principalmente fotossíntese) do organismo e seus simbiontes (Jones, 2006).

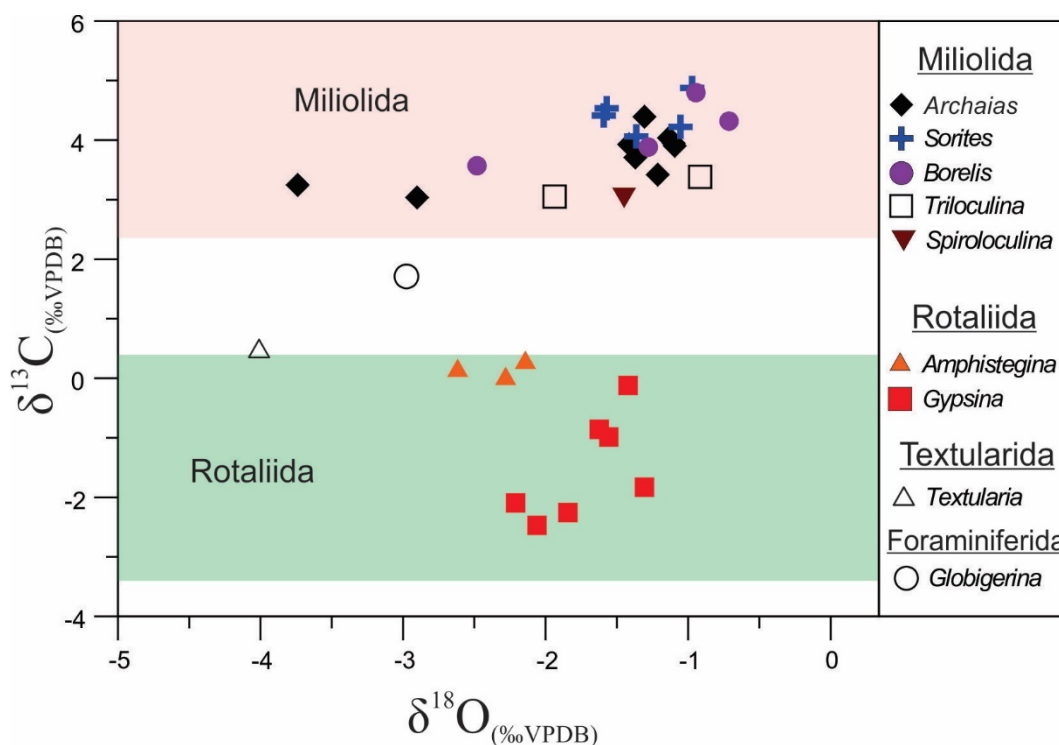


Figura 4.

Plote da análise de Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio de diferentes gêneros de foraminíferos do Atol das Rocas.

Com relação à mineralogia, os foraminíferos da ordem Miliolida possuem testas porcelanosas com cristais de calcitas em forma de agulha dispostas sem um padrão de orientação e com alto teor de Mg e matéria orgânica. As espécies dessa ordem que vivem dentro da zona fótica apresentam algas simbiotes (Jones 2006).

As espécies representantes das ordens Rotaliida e Globigerinas possuem testas hialinas formadas por cristais lamelares de calcita e ambos apresentam simbiotes fotossintetizantes (Jones, 2006). Já os foraminíferos da ordem Textularida possuem testas aglutinantes formadas por partículas sedimentares retiradas do ambiente, em sua maioria fragmentos de algas calcárias (Gherardi & Bosense 2001) que também são compostas de calcita em sua maioria. Logo a mineralogia sozinha, não poderia explicar essa diferença nos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

As ordens Miliolida e Rotaliida formam um grupo distinto dentre os foraminíferos, e são enquadrados no grupo chamado de Grandes Foraminíferos Bentônicos ou LBFs (*Large Benthic Foraminiferans*). Eles são agrupados não por critérios taxonômicos, mas por apresentarem, comparativamente, grandes dimensões, visíveis a olho nu e por serem estudados em maiores detalhes (Hohenegger 2004).

A maioria dos LBFs, apresentam algas fotossintética simbiotes. Isso significa que são

restritos a zona fótica, isso é, profundidades inferiores a 130 m, uma vez que seus simbiotes dependem da luz para realizarem fotossíntese (Hohenegger 2004).

A tolerância de profundidade dos foraminíferos vai depender da luz necessária requerida pelo simbiote hospedeiro. Aqueles que têm como simbiotes as algas verdes e vermelhas e os dinoflagelados, como os foraminíferos da ordem Miliolida, são restritos a zonas eufóticas. Já os foraminíferos da ordem Rotaliida possuem diatomáceas como simbiotes, característicos de zonas sub-eufóticas, ou seja, ambientes mais profundos (Hohenegger 2004). Os compartimentos geomorfológicos do Atol das Rocas, onde as amostras foram coletadas, não apresentam características de ambientes com profundidades consideráveis como sub-eufótico, reduzindo a chance de que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são uma resposta a diferentes profundidades. As possibilidades de que todos os foraminíferos rotaliidas investigados sejam provenientes de uma fonte externa ao Atol das Rocas também são bastante remotas.

Valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ em foraminíferos da ordem Rotaliida em relação aos da ordem Miliolida foi reconhecido em estudos pretéritos (Jones 2006) e as causas prováveis dessa diferença são: (i) os rotaliidas apresentam atividade fotossintética mais intensa que os miliolidas; (ii) os rotaliidas utilizam mais o carbono proveniente do

fracionamento biológico (via fotossíntese dos simbioses, isso significa mais ^{12}C) para precipitação de CaCO_3 e formação da teca, enquanto que os miliolidas utilizam o carbono para biomineralização do CaCO_3 diretamente da água do mar (isso é mais ^{13}C).

Para Jones (2006), isso indica uma maior dependência dos rotaliidas com relação à fonte

3.2 Isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)

Razões de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em calcitas biogênicas é uma das mais antigas e bem definidas técnicas usadas em investigações paleoclimáticas. O $\delta^{18}\text{O}$ fornece informações sobre a temperatura e composição isotópica da água em que a calcita se formou (Pearson, 2012).

Embora muitos organismos secretem esqueletos de CaCO_3 , foraminíferos têm sido exaustivamente utilizado como arquivo natural

de recursos proveniente de seus simbioses, enquanto que os miliolidas são menos dependentes. Em outras palavras, essa relação de simbiose parece ser obrigatória para os rotaliidas e facultativa para os miliolidas. Porém, os mecanismos responsáveis por essa discriminação isotópica entre essas duas ordens, ainda é especulativa

em estudos paleoclimáticos, devido sua abundância e diversidade em ambientes marinhos (Fontanier *et al.* 2008, 2006; Pearson, 2012; Zerrfass *et al.* 2011).

Na tentativa de determinar a temperatura da água do mar através dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados nos diferentes gêneros de foraminíferos do Atol das Rocas, aplicamos a equação (1) de Epstein *et al.* (1953):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{sw}})^2 \quad (1)$$

Onde:

$\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ = valor de $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos analisados

$\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ = Valor de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar

na qual o valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ assumido foi de 1,0 ‰, valor estimado pelo modelo de gradiente isotópico da água do mar por LeGrande & Schmidt (2006) para o Atlântico Equatorial. Com base na equação (1) os dados de temperatura revelados pelos cálculos variaram de 22,4°C (*Borelis*) a extremos de 39,3°C (*Textularia*) (Tabela 1).

No Atol das Rocas, as temperaturas mínimas e máximas aferidas por imagens de satélites foram de 24,1 e 30,0°C, respectivamente, com o valor médio de 27,4°C e variação anual de 6°C. Dados medidos *in situ* durante um ano (out/2012 a out/2013) na piscina natural Salão dos Tubarões revela temperatura mínima e máxima de 25,3 e 32,7°C, e valor de 27,8°C, e para piscina natural do Cemitério, temperatura mínima e máxima de 25,4 e 31,6°C, respectivamente, e médio de 28,0°C. Esses valores representam médias para águas no entorno do Atol e em grandes piscinas naturais presentes no complexo recifal de Rocas (Pereira *et al.* 2010), entretanto, valores da temperatura em poças de maré e piscinas naturais com pequenas dimensões, podem chegar a extremos de 39°C (Kikuchi & Schobbenhaus 2002).

De acordo com os dados de TSM derivada do $\delta^{18}\text{O}$ nos gêneros estudados, a amplitude e média de temperatura foram respectivamente: *Archaias* 12,44 e 28,27 °C, *Sorites* 2,71 e 26,45 °C, *Triloculina* 4,51 e 27,01 °C, *Borelis* 7,91 e 26,71°C, *Gypsina* 4,06 e 28,27°C, *Amphistegina* e 2,25 e 31,15 °C. Os gêneros *Textularia* (39,31°C), *Globigerina* (34,16°C) e *Spiroculina* (27,06°C) foram analisados uma única vez devido ao limite de massa e não foi possível verificar a amplitude de suas temperaturas derivadas do $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5).

Estudos que visam uma reconstrução da TSM com base em foraminíferos precisam testar e validar quais grupos representa o registro com melhor fidelidade. Com base nos resultados da TSM derivada de $\delta^{18}\text{O}$ para os foraminíferos do Atol das Rocas, aqui estudados, foi possível observar que os gêneros que melhor refletiram a amplitude e temperatura média superficial do mar de Rocas foram *Sorites*, *Spiroculina*, *Triloculina*, *Borelis* e *Gypsina*, sendo a assinatura isotópica média dos gêneros *Gypsina* e *borelis*, a que melhor sinaliza a TSM média para o Atol das Rocas, e pode ser apontados como grupos promissores a serem utilizados como proxy para temperatura em ambientes marinhos rasos tropicais.

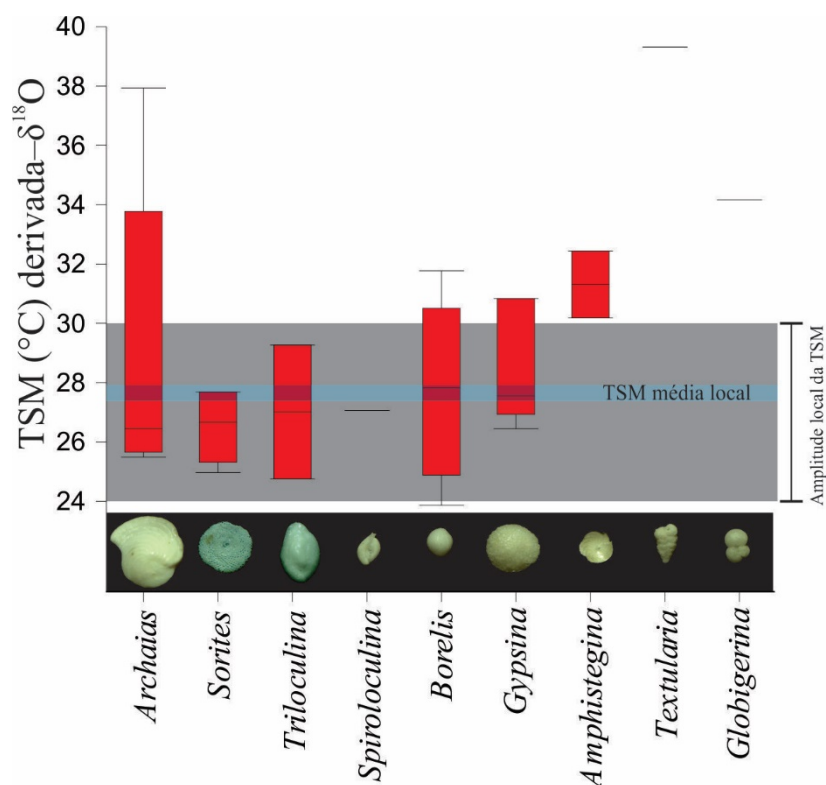


Figura 5. Boxplot dos valores de TSM derivada de $\delta^{18}\text{O}$ de diferentes gêneros de foraminíferos do Atol das Rocas, calculados segundo equação de Epstein et al (1953) com valores de referência para a amplitude e média da TSM aferidas para o Atol das Rocas.

Grandes amplitudes observadas (e.g. *Archaias*, 12,44 °C) e valores extremos de TSM derivados de $\delta^{18}\text{O}$ (e.g. *Archaias*, *Textularia* e *Globigerina*) sugere que outros fatores, além da temperatura, podem influenciar na discriminação do $\delta^{18}\text{O}$ incorporados nas carapaças desses foraminíferos, como por exemplo o efeito vital desses organismos (Shackleton *et al.* 1973).

O grupo *Textularia* forma sua carapaça com partículas sedimentares local, as quais podem ser compostas por diferentes fontes (e.g. algas coralíneas, corais, moluscos) e com assinaturas geoquímicas distintas. Cerca de 70% da estrutura recifal de Rocas é formada por algas coralíneas vermelhas (Gherardi & Bosence, 2001), as quais podem apresentar valores de $\delta^{18}\text{O}$ até -5,5‰ (Swart, 1983). O fato do grupo *Textularia* apresentar os valores mais negativos, pode estar associado a fonte do material que compõe sua carapaça, e para fins de estudos paleoclimatológicos, essa questão deve ser levada em consideração.

Outra alternativa para explicar a diferença no $\delta^{18}\text{O}$ entre as espécies bentônicas do Atol das Rocas seria o modo de vida dessas espécies. Alguns foraminíferos fazem parte da epifauna, enquanto outros são infaunal, então eles calcificam em ambientes com diferentes níveis de pH (Bemis *et al.* 1998, Cramer *et al.* 2011). Experimentos conduzidos por Spero *et al.* (1997) indicaram que concentração de íon de carbonato [CO_3^{2-}] e pH local estão associados a um significativo fracionamento negativo dos isótopos de oxigênio. Além disso, a presença de uma grande quantidade de simbiontes fotossintetizantes associados ao foraminífero poderia diminuir o pH e aumentar a concentração de [CO_3^{2-}] local (Rink *et al.* 1998). Assim, tanto o modo de vida e a presença de simbiontes, podem ser apontados como possíveis causas do aumento do fracionamento isotópico de oxigênio, levando a valores mais negativos.

4. CONCLUSÕES

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ analisados nos diferentes grupos de foraminíferos deixa claro uma distinção entre as ordens de foraminíferos Miliolida e Rotaliida. A possível causa para essa distinção seria uma maior contribuição de ^{12}C proveniente de atividade fotossintética dos simbioses para a construção da teca de CaCO_3 dos foraminíferos da ordem Rotaliida, enquanto que a ordem Milionida utiliza uma fonte de C diretamente da água do mar, que estaria mais enriquecida em ^{13}C .

Os gêneros *Sorites*, *Spiroculina*, *Triloculina*, *Borelis* e *Gypsina* apresentaram valores de TSM derivados de $\delta^{18}\text{O}$ com amplitudes em conformidade da TSM local, e a assinatura isotópica dos gêneros *Borelis* e *Gypsina*, é a que melhor sinaliza a TSM média, sugerindo esses gêneros, como potenciais

arquivos naturais em investigação de paleotemperatura em ambientes tropicais raso. Valores extremos de TSM derivados de $\delta^{18}\text{O}$ em *Archaias*, *Textularia* e *Globigerina* podem estar associados a diferentes fatores (*i.e.* efeito vital, pH, composição da carapaça) e merecem investigações mais detalhadas.

O presente estudo trata de uma das primeiras investigações geoquímicas em tecas de foraminíferos de ambientes recifais no Brasil, e os resultados obtidos compõem o primeiro banco de dados com informações importantes no que tange a utilização de dados geoquímicos de foraminíferos de ambientes recifais na resolução de questões climáticas investigadas em material fóssil, principalmente, quando envolve diferentes gêneros e ordens.

5. AGRADECIMENTOS

Agradecemos a Gilsa M. Santana e Vilma S. Bezerra pela assistência com as análises de isótopos estáveis no LABISE. Também

agradecemos a chefe da Reserva Biológica do Atol das Rocas, Maurizélia de Brito Silva, pelo suporte a logística de campo.

6. REFERÊNCIAS

- Bemis B. E., Spero H. J., Bijma J., Lea D. W. 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised palaeotemperature equations. *Paleoceanography*, 13:150–160.
- Cramer B. S., Miller K. G., Barrett P. J., Wright J. D. 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry ($\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca) with sea level history. *Journal of Geophysical Research*, 116:1–23.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64:1315–1326.
- Erez, J. 1978. Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminifera and coral skeletons. *Nature*, 273:199–202.
- Fontanier C., Jorissen F. J., Michel E., Cortijo E., Vidal L., Anschutz P. 2008. Stable oxygen and carbon isotopes of live (stained) benthic foraminifera from cap-ferret canyon (bay of biscay). *J. Foraminifer. Res.*, 38:39–51. doi:10.2113/gsjfr.38.1.39.
- Fontanier C., Mackensen A., Jorissen F. J., Anschutz P., Licari L., Griveaud C. 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of live benthic foraminifera from the Bay of Biscay: Microhabitat impact and seasonal variability. *Mar. Micropaleontol.*, 58:159–183. doi:10.1016/j.marmicro.2005.09.004.
- Gherardi D.F.M., Bosence, D. 2001. Composition and community structure of the coralline algal reefs from Atol das Rocas, South Atlantic, Brazil. *Coral Reefs*, 19:205–219.
- Gherardi D. F. M., Bosence D. W. J. 1999. Modeling of the Ecological Succession of Encrusting Organisms in Recent Coralline-Algal Frameworks from Atol Das Rocas, Brazil. *Palaios*, 14:145. doi:10.2307/3515370.
- Goes C.A. 2005. Correntes superficiais no Atlântico Tropical, obtidas por dados orbitais, e sua influência na dispersão de larvas de lagosta. INPE.
- Grossman E. L. 1987. Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effect. *Journal of Foraminiferal Research*, 17:48–61.
- Heinze, C. 1994. Glacial ocean carbon cycle modeling. In: Rainer Zahn et al., *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constrains on the Ocean's Role in Global Change*. Springer Verlag., p.: 580.
- Hohenegger, J. 2004. Depth coenoclines and environmental considerations of western pacific larger foraminifera. *Journal. Foraminiferal Research*, 34:9–33
- Jones R. W. 2006. *Applied Palaeontology*. Cambridge University Press.
- Kikuchi R. K. P., Leão Z. M. A. N. 1997. Rocas

- (Southwestern Equatorial Atlantic, Brazil): An Atoll Built Primarily By Coralline Algae, *In: Proceedings 8th International Coral Reef Symposium.*, 731–736.
- Kikuchi R. K. P., Schobbenhaus C. 2002. Atol das Rocas, Litoral do Nordeste do Brasil—Único atol do Atlântico Sul Equatorial Ocidental. *Sítios Geológicos.*, 379–393.
- Kroopnick P. M. 1985. *The distribution of ¹³C of CO₂ in the world oceans. Deep Sea Research.* Pergamon Press., 32:57-84.
- Legrande, A.N., Schmidt, G.A., 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophys. Res. Lett.* 33, 1–5. doi:10.1029/2006GL026011
- Murray J. 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera.* Cambridge University Press.
- Pearson P. N. 2012. *Oxygen Isotopes In Foraminifera : Overview And Historical Review, In: Ivany, L.C., Huber, B.T. (Eds.), Reconstructing Earth's Deep-Time Climate—The State of the Art in 2012.* The Paleontological Society, p.: 1–38.
- Pereira N. S., Manso V. A. V., Silva A. M. C., Silva M. B. 2010. Mapeamento Geomorfológico e Morfodinâmica do Geomorphological Mapping and Morphodynamic of Rocas atoll , *South Atlantic.*, 10:331–345.
- Pereira N. S., Manso V. A. V., Macedo R. J. A., Dias J. M. A., Silva A. M. C. 2013. Detrital carbonate sedimentation of the Rocas Atoll, South Atlantic. *An. Acad. Bras. Cienc.* 85:57–72.
- Ravelo A. C., Hillaire-Marcel C. 2007. *The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleooceanography.* In C. Hillaire-Marcel & A. de Vernal (eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography.*, p.: 862.
- Richardson P. L., Walsh D. 1986. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. *J. Geophys. Res.* 91:10537.
- Rink S., Kühlm., Bijma J., Spero H. 1998. Microsensor studies of photosynthesis and respiration in the symbiotic foraminifer *Orbulina universa*. *Marine Biology.*, 131:583–595.
- Shackleton N. J., Wiseman J. D. H., Buckley H. A. 1973. Non-equilibrium Isotopic Fractionation between Seawater and Planktonic Foraminiferal Tests. *Nature.*, 242:177–179.
- Spero H. J., Bijma J., Lea D.W., Bemis B.E. 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature*, 390:497–500.
- Swart P. 1983 Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review. *Earth-Science Rev.* 19:51–80
- Wendler I., Huber B. T., Macleod K. G., Wendler J. E. 2013. Stable oxygen and carbon isotope systematics of exquisitely preserved Turonian foraminifera from Tanzania — Understanding isotopic signatures in fossils. *Marine Micropaleontology*, 102:1–33.
- Zerfass G. S. A., Sánchez F. J. S., Chemale Jr. F. 2011. Aplicação de métodos isotópicos e numéricos em paleoceanografia com base em foraminíferos planctônicos. *Terrae Didat.* 7:4–17.