

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Thiago de Freitas Toniolo

**Vermetídeos fósseis como indicadores da variação do nível relativo do
mar e de possíveis alterações na circulação costeira no Holoceno ao
longo do litoral brasileiro**

São Paulo

2017

THIAGO DE FREITAS TONIOLO

Vermetídeos fósseis como indicadores da variação do nível relativo do mar e de possíveis alterações na circulação costeira no Holoceno ao longo do litoral brasileiro

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2017

Nome: TONIOLO, Thiago de Freitas

Título: Vermetídeos fósseis como indicadores da variação do nível relativo do mar e de possíveis alterações na circulação costeira no Holoceno ao longo do litoral brasileiro

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geologia

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Giannini, pela sua orientação tão atenciosa e diligente;

À família, especialmente aos meus pais, Marcelo e Conceição, pelo apoio e carinho, e ao tio Zé (*in memoriam*) pelo exemplo e pela companhia tão alegre;

Aos amigos, em especial: Carlos, Juliana, Lucas, Guilherme e Julio;

Ao Centro de Aperfeiçoamento de Professores do Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro;

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela infraestrutura e apoio institucional.

“Aqui está minha vida – esta areia tão clara
com desenhos de andar dedicados ao vento.

Aqui está minha voz – esta concha vazia,
sombra de som curtindo o seu próprio lamento.

Aqui está minha dor – este coral quebrado,
sobrevivendo ao seu patético momento.

Aqui está minha herança – este mar solitário,
que de um lado era o amor e, do outro, esquecimento.”

(Apresentação, de Cecília Meireles)

RESUMO

Este trabalho apresenta novos dados de paleonível, datação ^{14}C , composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) e química (Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca) de 103 bioconstruções de vermetídeos amostradas em 18 localidades do litoral brasileiro, desde o Rio Grande do Norte até Santa Catarina, incluindo os arquipélagos oceânicos de São Pedro e São Paulo, Fernando de Noronha e Trindade, e discute, conjuntamente com dados de trabalhos prévios, o comportamento do nível relativo do mar (NRM) ao longo do Holoceno médio / superior e as possíveis alterações oceanográficas regionais ocorridas nesse período.

Também é apresentada uma descrição pormenorizada dos componentes bióticos (vermetídeos, algas vermelhas, briozoários e poliquetas) e abióticos (material siliciclástico e diagenético) das bioconstruções, atentando para eventuais padrões de variação temporal e geográfica de suas concentrações, bem como sua possível relação com fatores ambientais.

Os dados de paleonível das bioconstruções estudadas abarcam os últimos 6,6 ka cal AP e sugerem que o NRM entre Santa Catarina e Espírito Santo alcançou valor máximo de $3,3 \pm 1,0$ m em torno de 5,5 ka cal AP e diminuiu constantemente desde então. Diferenças entre os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e Ba/Ca das amostras de distintas localidades do Sul / Sudeste possivelmente refletem a influência de fenômenos oceanográficos locais / regionais, como os eventos de ressurgência que atingem o litoral do Espírito Santo, a região de Cabo Frio – Cabo de São Tomé (RJ) e o Cabo de Santa Marta (SC) nos meses de verão, e o avanço da Corrente Costeira do Brasil (CCB) desde a Região Sul até São Paulo nos meses de inverno.

A consistente diminuição na razão Mg/Ca das conchas de vermetídeos, observada em diversas localidades ao longo do Holoceno superior, pode representar tendência milenar de: (1) queda na temperatura da água, o que poderia decorrer da intensificação da ressurgência costeira nas áreas sujeitas a esse fenômeno e / ou do fortalecimento da CCB; (2) aumento da influência de rios próximos, o que pode estar relacionado com a queda do NRM ou com o aumento da pluviosidade nas bacias de captação desses rios.

A alteração nas condições oceanográficas que levou à diminuição da razão Mg/Ca também pode ter acarretado a drástica redução populacional do *P. varians*, que atualmente é raramente encontrado no Sul / Sudeste do Brasil. Períodos passados de ausência de amostras de *P. varians*, de 3,5 a 2,5 ka cal AP em Santa Catarina e de 4,6 a 3,6 ka cal AP em Guarapari (ES), sugerem que as condições que levaram ao seu

desaparecimento nessas localidades no período atual podem ter ocorrido também no passado.

Palavras-chave: vermetídeos, Holoceno, nível relativo do mar, bioconstruções.

ABSTRACT

This work presents new palaeo sea level data, ^{14}C dating, chemical (Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca) and isotopic analysis ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of 103 vermetid bioconstructions collected in 18 localities of the Brazilian coast, from Rio Grande do Norte to Santa Catarina States, including the oceanic archipelagos of São Pedro e São Paulo, Fernando de Noronha and Trindade, and discusses, attempting to previous works, the behavior of the relative sea level (RSL) along the middle / upper Holocene and possible regional oceanographic changes occurred in this period.

We also present detailed description of the biotic (vermetids, red algae, bryozoans and polychaetes) and abiotic components (siliciclastic and diagenetic materials) of the bioconstructions, looking for patterns of temporal and geographic variation of their percentages as well as its possible relation with environmental factors.

Palaeo sea level data of the studied bioconstructions cover the last 6.6 cal ky BP and suggest that the RSL between Santa Catarina (SC) and Espírito Santo (ES) States reached maximum value of 3.5 ± 1.0 m around 5.5 cal ky BP and has decreased steadily since then. Differences between $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Ba/Ca mean values of samples from distinct localities of southern / southeastern Brazil possibly reflect the influence of regional oceanographic phenomena, as the upwelling events which affect the Espírito Santo coast, the Cabo Frio – Cape of São Tomé (Rio de Janeiro State) region and Cape of Santa Marta (SC) during summer and the advance of Brazilian Coastal Current (BCC) from southern region to São Paulo State during winter.

Decreasing trends in Mg/Ca ratios of vermetid shells, observed in several locations over upper Holocene may represent millennial trends of: (1) water temperature decrease, which could be induced by intensification of coastal upwelling in areas that are subject to this phenomenon and / or the strengthening of the BCC; (2) increased influence of nearby rivers, which may be related to RSL fall or to increased rainfall in the river catchment basins.

The change in oceanographic conditions that led to the decrease in the Mg/Ca ratio may also have caused a drastic reduction in the population of *P. varians*, which is nowadays seldom found in southern / southeastern Brazil. Past periods of absence of *P. varians*, from 3.5 to 2.5 cal ky BP in SC and from 4.6 to 3.6 cal ky BP in Guarapari (ES), suggest that the conditions that led to their disappearance in these localities possibly already had occurred before.

Keywords: vermetids, Holocene, relative sea level, bioconstructions

SUMÁRIO

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. INTRODUÇÃO | 12 |
| 2. OBJETIVOS E META | 13 |
| 3. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA | 13 |
| 3.1 Área de estudo..... | 13 |
| 3.1.1 <i>Localização</i> | 13 |
| 3.1.2 <i>Principais massas de água</i> | 14 |
| 3.1.3 <i>Caracterização fisiográfica, geológica e oceanográfica regional</i> | 15 |
| 3.2 A família Vermetidae | 22 |
| 4. MÉTODOS | 28 |
| 4.1 Embasamento teórico..... | 28 |
| 4.1.1 <i>Uso de vermetídeos na determinação do paleonível do mar</i> | 28 |
| 4.1.2 <i>Datação absoluta por isótopo instável de carbono</i> | 30 |
| 4.1.3 <i>Isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) em carbonatos</i> | 31 |
| 4.1.4 <i>Razões elementares (Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca) em carbonatos</i> | 37 |
| 4.2 Procedimentos..... | 42 |
| 4.2.1 <i>Nivelamento e coleta</i> | 42 |
| 4.2.2 <i>Atividades laboratoriais</i> | 42 |
| 4.2.3 <i>Tratamento de resultados</i> | 44 |
| 5. RESULTADOS..... | 45 |
| 5.1 Taxonomia e caracterização dos vermetídeos..... | 45 |
| 5.2 Ocorrência e distribuição dos organismos associados às colônias..... | 57 |
| 5.3 Material terrígeno e diagenético | 66 |
| 5.4 Variação do NRM..... | 73 |
| 5.5 Análise isotópica..... | 76 |
| 5.5.1 $\delta^{18}\text{O}$ | 76 |
| 5.5.2 $\delta^{13}\text{C}$ | 80 |
| 5.6 Análise química | 83 |
| 5.6.1 <i>Mg/Ca</i> | 83 |
| 5.6.2 <i>Sr/Ca</i> | 87 |
| 5.6.3 <i>Ba/Ca</i> | 91 |
| 6. DISCUSSÃO..... | 94 |
| 6.1 Distribuição dos vermetídeos e outros organismos a eles associados | 94 |
| 6.2 Variação do nível relativo do mar | 98 |
| 6.3 Mudanças paleoambientais..... | 100 |
| CONCLUSÕES..... | 109 |

| | |
|---------------------------------|-----|
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 111 |
| ANEXO..... | 120 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1 – Localização dos pontos onde foram coletados os vermetídeos estudados, com destaques..... | 14 |
| Figura 2 – Diagrama Temperatura-Salinidade simplificado da plataforma e talude continentais do litoral. | 15 |
| Figura 3 – Litoral brasileiro dividido em diferentes setores (Cruz et al. 1985), com indicação dos regimes | 16 |
| Figura 4 – Temperatura média da superfície do mar entre os dias 25 e 31 de janeiro de 2004, a partir..... | 18 |
| Figura 5 – Litoral Sul e Sudeste brasileiro. CCB: Corrente Costeira do Brasil; CB: Corrente do Brasil..... | 20 |
| Figura 6 – Isolinhas de porcentagem de diferentes massas de água superficiais no inverno (a) e no | 21 |
| Figura 7 – <i>Petalconchus sculpturatus</i> visto da parte aderida ao substrato (retirado). Formação | 22 |
| Figura 8 – Imagem de Raios-X de <i>Petalconchus sculpturatus</i> , com indicação das principais partes..... | 24 |
| Figura 9 – Anatomia e forma de crescimento colonial de <i>P. varians</i> . (A) Indivíduo em sua concha. (B)..... | 25 |
| Figura 10 – Corpo e opérculo de vermetídeos coloniais <i>Petalconchus</i> sp. (A) e <i>Dendropoma</i> sp. (B) | 26 |
| Figura 11 – Anatomia, opérculo e enrolamento de <i>Dendropoma</i> sp. A: Região da cabeça, pé e manto | 27 |
| Figura 12 – Esquema do biozoneamento de costões rochosos no litoral brasileiro (Laborel 1979)..... | 29 |
| Figura 13 – Relações espaciais entre as zonas ocupadas por vermetídeos (<i>P. varians</i>), por | 30 |
| Figura 14 – Mapa de $\delta^{18}\text{O}$ da superfície do mar construído a partir da compilação de análises..... | 33 |
| Figura 15 – Esquema simplificado de alguns dos principais processos locais / regionais que afetam a..... | 34 |
| Figura 16 – Esquema simplificado de dois dos principais processos locais / regionais que afetam o | 37 |
| Figura 17 – Características das conchas de <i>Petalconchus varians</i> . (A) Indivíduo onde é possível..... | 46 |
| Figura 18 – Vista da superfície de colônia de <i>P. varians</i> que estava aderida ao costão rochoso | 46 |
| Figura 19 – Lâminas isópacas e concêntricas constituídas de cristais prismáticos / fibrosos..... | 47 |
| Figura 20 – Tubos de <i>P. varians</i> em seções delgadas. (A) Gaibu (PE), (B) Garapari (ES). Notar..... | 48 |
| Figura 21 – Tubo de <i>P. varians</i> de Gaibu (PE) com indicação das análises pontuais ao EED..... | 48 |
| Figura 22 – Seções delgadas de colônias de colônias de <i>P. varians</i> . (A) Tubos com concha anisópaca... 49 | |
| Figura 23 – Tubos de <i>P. varians</i> em que é possível observar, além das duas lâminas internas (LI), o | 50 |
| Figura 24 – <i>P. varians</i> . Amostra de Guarapari (ES). Fotomicrografia ao microscópio petrográfico | 50 |
| Figura 25 – Estruturas internas de tubo de <i>P. varians</i> em seção. Notar protuberância nas duas lâminas.. 51 | |
| Figura 26 – Medidas aproximadas do ângulo entre as lâminas internas de <i>P. varians</i> . Parte interna | 52 |
| Figura 27 – Seções delgadas paralelas ao eixo de enrolamento (na vertical) de <i>P. varians</i> . Notar prega . 52 | |
| Figura 28 – Seções delgadas paralelas ao eixo de enrolamento (na vertical) de <i>P. varians</i> , revelando | 53 |
| Figura 29 – <i>D. irregulare</i> de colônia coletada viva no AFN..... | 54 |
| Figura 30 – <i>Dendropoma</i> irregular. (A) Indivíduo (amostra atual do AFN). (B) Opérculos (amostra..... 55 | |
| Figura 31 – Tubo de <i>D. irregulare</i> incrustado em algas vermelhas. Amostra de Trindade. | 56 |
| Figura 32 – Tubo de vermetídeo não identificado (possível <i>Thylaeodus</i>) do ASPSP, com indicação da.... 56 | |
| Figura 33 – (A) Fotomicrografia à lupa estereoscópica da amostra 1102, do ASPSP. (B)..... | 57 |
| Figura 34 – Alguns dos organismos encontrados junto às colônias de vermetídeos. (A) <i>Tetraclita</i> sp. 58 | |
| Figura 35 – Cracas associadas a vermetídeos encontradas neste trabalho (A) e na literatura (B). (A) | 59 |
| Figura 36 – Bivalves encontrados in situ em bioconstrução de <i>P. varians</i> . (A) <i>Litophaga</i> em amostra de.. 59 | |
| Figura 37 – Algas vermelhas (A) e briozoários (B) in situ em meio à bioconstrução de <i>P. varians</i> (V) | 60 |
| Figura 38 – Tubo de <i>P. varians</i> (V) incrustado por briozoários (B) e cimentado por micrita (C) | 61 |
| Figura 39 – Tramas de material clástico atribuídas a ação construtiva de poliquetas. (A) Segregação | 62 |
| Figura 40 – Segregação granular em padrão subcircular em material terrígeno e micrítico, atribuída a..... 62 | |
| Figura 41 – Espectrogramas de energia dispersiva de duas microanálises pontuais (indicadas na..... 63 | |
| Figura 42 – Tubo de serpulídeo em meio a matriz micrítica com intra e extraclastos arenosos..... | 64 |
| Figura 43 – Associações entre foraminíferos e vermetídeos. (A): Possível foraminífero incrustante..... 64 | |
| Figura 44 – Associações entre foraminíferos e vermetídeos. (A) e (B): Possível foraminífero incrustante. 65 | |
| Figura 45 – Bioclastos associados às bioconstruções de vermetídeos. (A) Bivalve. (B) Alga vermelha | 66 |
| Figura 46 – Grão de quartzo totalmente envolvido por conchas de <i>P. varians</i> . Amostra de Caiobá (PR) .. 67 | |
| Figura 47 – Preenchimento de material silicático em tubo de <i>P. varians</i> de Caiobá (PR). (A)..... | 68 |
| Figura 48 – Cimento de argilomineral encontrado no preenchimento intratubo de <i>P. varians</i> de Caiobá ... 69 | |
| Figura 49 – Material criptocristalino, com microestrutura laminada e gretada, encontrado como | 70 |
| Figura 50 – Material diagenético criptocristalino na superfície de colônia de <i>P. varians</i> de Caiobá (PR) .. 70 | |
| Figura 51 – Micrita preenchendo o interior de tubos de <i>P. varians</i> , bem como o espaço entre tubos | 71 |
| Figura 52 – Aragonita diagenética em amostra de SFS (SC), datada em 3378 – 3554 anos cal AP. (A) ... 72 | |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 53 – Cimento carbonático com trama drusiforme: micrita reveste a superfície interna de tubo de .. | 73 |
| Figura 54 – Gráfico de dispersão entre idade ^{14}C cal mediana e paleonível de todas as amostras de | 73 |
| Figura 55 – Número de amostras de vermetídeos por intervalo de idades medianas em Guarapari (ES) . | 74 |
| Figura 56 – Gráfico de dispersão entre idade cal mediana e paleonível dos vermetídeos de Guarapari.... | 74 |
| Figura 57 – Curva de variação do NRM (ajuste polinomial de 4º grau) no litoral paranaense e Ilha do | 75 |
| Figura 58 – Curva de variação do NRM (ajuste polinomial de 4º grau) em SFS a partir de dados de..... | 76 |
| Figura 59 – Boxplots de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de todas as amostras de P. varians de cada localidade do..... | 77 |
| Figura 60 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 32 amostras de vermetídeos de | 78 |
| Figura 61 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para as 17 amostras mais antigas de | 78 |
| Figura 62 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 14 amostras do Paraná e três da.... | 79 |
| Figura 63 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 20 amostras de SFS (SC), com | 79 |
| Figura 64 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para nove amostras do litoral central | 80 |
| Figura 65 – Boxplots de valores de $\delta^{13}\text{C}$ de todas as amostras de P. varians de cada localidade do..... | 81 |
| Figura 66 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 32 amostras de vermetídeos de..... | 81 |
| Figura 67 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para 14 amostras do Paraná e três da..... | 82 |
| Figura 68 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para 20 amostras de SFS (SC), com..... | 82 |
| Figura 69 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para nove amostras da porção central.... | 83 |
| Figura 70 – Boxplots de valores de Mg/Ca de todas as amostras de P. varians de diferentes localidades | 84 |
| Figura 71 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de vermetídeo | 84 |
| Figura 72 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de | 85 |
| Figura 73 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 33 amostras de vermetídeos..... | 85 |
| Figura 74 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 14 amostras do Paraná e três..... | 86 |
| Figura 75 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para as cinco amostras mais recentes | 86 |
| Figura 76 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 23 amostras de SFS (SC), com... | 86 |
| Figura 77 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para nove amostras do litoral centro.... | 87 |
| Figura 78 – Boxplots de valores de Sr/Ca de todas as amostras de P. varians de diferentes localidades. | 88 |
| Figura 79 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idades ^{14}C AMS das amostras de vermetídeo | 88 |
| Figura 80 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de vermetídeos | 89 |
| Figura 81 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para 33 amostras de vermetídeos de.... | 89 |
| Figura 82 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para 14 amostras do Paraná e três da.. | 90 |
| Figura 83 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para 23 amostras de SFS (SC), com | 90 |
| Figura 84 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para nove amostras do litoral central | 91 |
| Figura 85 – Boxplots de valores de Ba/Ca de todas as amostras de P. varians de diferentes localidades. | 92 |
| Figura 86 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de..... | 92 |
| Figura 87 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para 14 amostras do Paraná e três | 93 |
| Figura 88 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para as oito amostras mais recentes.... | 93 |
| Figura 89 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para 23 amostras de SFS (SC), com ... | 94 |
| Figura 90 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para nove amostras do litoral central ... | 94 |
| Figura 91 – Dados de paleonível das amostras estudadas nesta Dissertação em função da idade ^{14}C | 99 |
| Figura 92 – Curvas de variação do NRM em diferentes localidades do Hemisfério Sul (Angulo et al. | 100 |
| Figura 93 – Razões Mg/Ca e Ba/Ca de conchas de vermetídeos do Sul / Sudeste brasileiro em função | 105 |
| Figura 94 – $\delta^{18}\text{O}$ das conchas de vermetídeo do sul (em amarelo, dados de Angulo et al. 1999), do | 106 |
| Figura 95 – Porcentagem em massa de Ti em função da idade em sedimentos da bacia de Cariaco..... | 107 |
| Figura 96 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 33 amostras de vermetídeos de | 107 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabela 1 – Principais vermetídeos bioconstrutores ao longo do tempo geológico. Adaptado de Vescogni | 27 |
| Tabela 2 – Concentrações médias globais de diferentes metais alcalinos terrosos na água do mar e nos | 39 |
| Tabela 3 – Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ das conchas de vermetídeos, por região estudada. P..... | 77 |
| Tabela 4 – Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ das conchas de vermetídeos em cada região estudada. P..... | 80 |
| Tabela 5 – Valores médios de Mg/Ca das conchas de vermetídeos, por região estudada. P | 83 |
| Tabela 6 – Valores médios de Sr/Ca das conchas de vermetídeos, por região estudada. P..... | 87 |
| Tabela 7 – Valores médios de Ba/Ca das conchas de vermetídeos, por região estudada. Amostras com | 91 |
| Tabela 8 – Conteúdo isotópico das conchas de P. varians em cada localidade do litoral sul e sudeste ... | 101 |
| Tabela 9 – Valores médios de Ba/Ca das conchas de vermetídeos em cada localidade do litoral sul e ... | 102 |

LISTA DE ABREVIATURAS

AC – Águas Costeiras

ACAS – Águas Centrais do Atlântico Sul

AFN – Arquipélago de Fernando de Noronha

AIA – Águas Intermediárias Antárticas

ASPSP – Arquipélago São Pedro e São Paulo

AT – Águas Tropicais

CB – Corrente do Brasil

CCB – Corrente Costeira do Brasil

CES – Corrente Equatorial Sul

CID – Carbono inorgânico dissolvido

CNB – Corrente do Norte do Brasil

DRX – Difratometria de Raios-X

EED – Espectrometria de energia dispersiva de Raios-X

ENOS – El Niño - Oscilação Sul

ICP-OES – Espectrometria de massa de plasma indutivamente acoplado

MEV – Microscópio eletrônico de varredura

NRM – Nível relativo do mar

PLP – Pluma de La Plata

SFS – São Francisco do Sul

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

1. INTRODUÇÃO

Os vermetídeos são uma família de gastrópodes marinhos sésseis, de hábito isolado ou colonial, com conchas irregularmente enroladas (Keen 1961). Dentro desta família, dois gêneros destacam-se como os mais importantes bioconstrutores: *Dendropoma* e *Petaloconchus*, comumente encontrados em zonas tropicais e subtropicais de todo o globo (Keen 1961, Morton 1965).

Os vermetídeos coloniais vivem aderidos a substratos consolidados, formando bioconstruções com amplitude vertical limitada (decimétrica) e de posição bem conhecida em relação à maré média (Laborel 1979). Estas características tornam os vermetídeos indicadores precisos da variação do nível relativo do mar (NRM) no Holoceno (Laborel 1979, Angulo *et al.* 1999, 2006).

Além da sua importância para a reconstituição das variações do NRM, os vermetídeos também podem contribuir para a discussão sobre mudanças oceanográficas e, por extensão, climáticas, ocorridas no Holoceno, uma vez que a composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) e química (Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca) das suas conchas pode estar relacionada a fatores físico-químicos ou biológicos do meio aquoso em que se formaram.

Colônias fósseis de idade holocênica de *Petaloconchus varians* são comumente encontradas no litoral continental brasileiro desde o Ceará até Santa Catarina (28°S) (Spotorno *et al.* 2012). No entanto, são poucas as ocorrências de indivíduos vivos a sul de Cabo Frio (22°S) (Moysés *et al.* 2007, Vilano & Souza 2013), nenhuma delas relatada a sul de 23,5°S. Os motivos que levaram a essa recente redução na distribuição geográfica da espécie, já observada por Laborel (1977), também têm sido objeto de discussão, com possíveis implicações paleoceanográficas.

Neste trabalho, apresentam-se resultados de paleonível, datação ^{14}C , composição (química, mineralógica e isotópica), morfologia e associações ecológicas de 103 amostras de vermetídeos provenientes de 18 localidades do litoral brasileiro, incluindo três arquipélagos oceânicos, entre as latitudes de 1°N e 27,8°S. Apresentam-se também resultados de análise petrográfica, por microscopia óptica e eletrônica, de 40 amostras. Este conjunto de resultados, comparado com dados prévios obtidos por Angulo *et al.* (1999) na região de Laguna-Imbituba, SC (latitude 28,4°S), é discutido quanto a suas possíveis implicações na interpretação de alterações oceanográfico-climáticas e de variação do NRM ao longo do Holoceno médio e superior em escala regional.

2. OBJETIVOS E META

Os objetivos principais deste trabalho são:

- Datar amostras de vermetídeos previamente coletadas e niveladas e obter assim curvas de variação do NRM para cada região.
- Analisar a composição química (Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca) e isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) das conchas de vermetídeos datadas, de modo a estudar sua variação regional e temporal, e tentar inferir sua relação com eventuais mudanças nas condições oceanográficas.
- Descrever a micromorfologia das conchas de vermetídeo, bem como dos demais elementos texturais presentes nas bioconstruções, atentando também para possíveis padrões de variação regional e temporal nas suas concentrações.

A meta geral é detalhar o comportamento do NRM e contribuir para o estudo das mudanças na circulação costeira que podem ter ocorrido ao longo do Holoceno médio / superior no litoral brasileiro, entre a Região Sul e a Nordeste.

3. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

3.1 Área de estudo

3.1.1 Localização

As bioconstruções de vermetídeos estudadas neste mestrado foram coletadas em diversos pontos do litoral brasileiro, abrangendo a costa continental dos estados do Rio Grande do Norte, Pernambuco, Alagoas, Bahia, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina e três arquipélagos oceânicos: São Pedro e São Paulo (ASPSP), Fernando de Noronha (AFN) e Trindade (Figura 1).

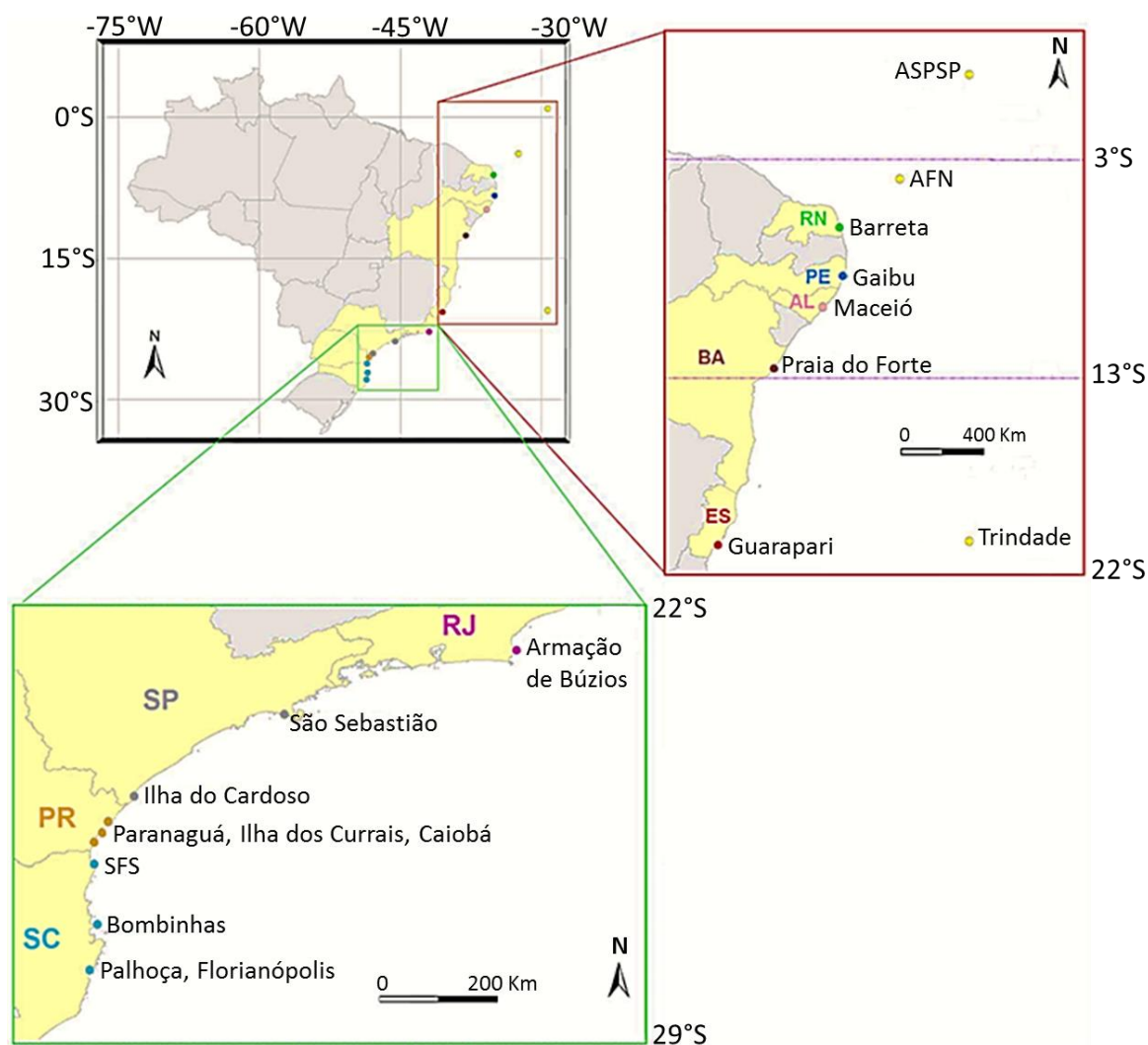


Figura 1 – Localização dos pontos onde foram coletados os vermetídeos estudados, com destaques, em verde, para o setor litorâneo Sudeste, e, em vermelho, para os setores Nordeste e Leste (*sensu Cruz et al. 1985*) e os arquipélagos oceânicos.

3.1.2 Principais massas de água

No Oceano Atlântico junto à margem continental brasileira, de uma maneira geral, distinguem-se três massas de água principais (Arz *et al.* 1999, da Silveira *et al.* 2000): as Águas Tropicais (AT), que ocorrem na plataforma e talude superior (profundidades de até 200m), e apresentam temperaturas acima de 22°C e salinidade maior que 36 ‰; as Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS), que agem em profundidades de até 700 m e apresentam temperaturas entre 6 e 22°C e salinidades entre 34,6 e 36 ‰; e as Águas Intermediárias Antárticas, que fluem em profundidades de até 1500 m e apresentam salinidades entre 34,2 e 34,6 ‰ e temperaturas entre 3 e 6°C (Figura 2). Além destas massas de água de maior volume, na área de estudo também se destaca a influência das Águas Costeiras (AC), formadas pela mistura entre a água doce continental e as AT e ACAS, com salinidade por volta de 34,9 ‰ e temperatura em torno de 22 °C (Castro *et al.* 1987, Nagai *et al.* 2014).

As AC ocorrem próximo às desembocaduras dos rios e têm sua extensão costa afora diretamente controlada pela vazão fluvial.

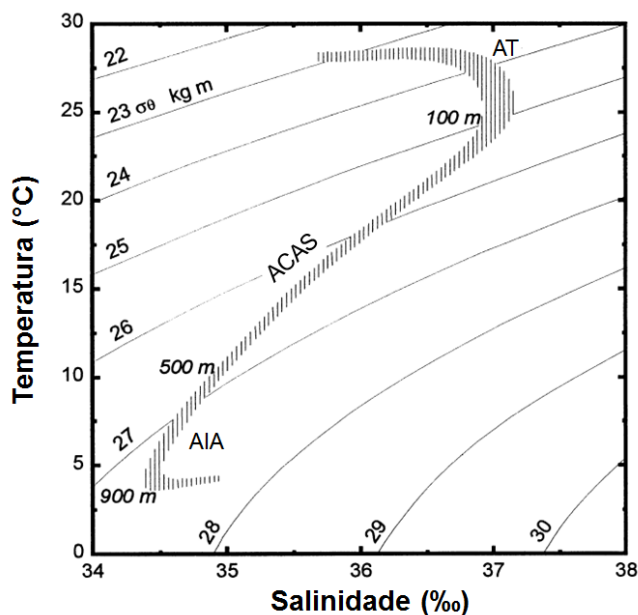


Figura 2 – Diagrama Temperatura-Salinidade simplificado da plataforma e talude continentais do litoral brasileiro. AT: Águas Tropicais, ACAS: Águas Centrais do Atlântico Sul, AIA: Águas Intermediárias Antárticas. σ_{θ} é uma medida de densidade calculada com a salinidade *in situ*, temperatura potencial e pressão = 0, usada para comparar densidades de amostras de água a diferentes profundidades (Arz *et al.* 1999).

Os fluxos das AT e das ACAS variam ao longo da costa brasileira, acompanhando as duas principais correntes em escala regional, que são as correntes de borda oeste do Atlântico Sul, nomeadamente a Corrente do Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB).

3.1.3 Caracterização fisiográfica, geológica e oceanográfica regional

O litoral continental brasileiro estende-se por aproximadamente 7500 km e pode ser dividido em cinco setores principais (Cruz *et al.* 1985): Norte (4°N – 3°S), Nordeste (3°S – 13°S), Leste (13°S – 22°S), Sudeste (22°S – 29°S) e Sul (29°S – 34°S). As amostras aqui estudadas estão inseridas, de acordo com essa classificação, nos setores Nordeste, Leste e Sudeste. A seguir, apresentam-se, de forma sucinta, os principais aspectos fisiográficos, geológicos e oceanográficos de cada um dos setores litorâneos que integram a área de estudo deste trabalho.

Setor litorâneo Nordeste (3°S-13°S)

O setor litorâneo Nordeste caracteriza-se por condições de mesomaré (amplitude entre 2 e 4 m) e clima predominantemente tropical semiárido (As e BSh de acordo com os critérios de Koppen, Alvares *et al.* 2013). No contexto geológico-geomorfológico, destacam-se a inclinação da Superfície Sul-Americana para E (King 1956) e a ocorrência quase

contínua dos depósitos neógenos da Formação Barreiras (Arai 2006). A plataforma continental, de margem passiva e de origem mesozóica (como nos demais setores), apresenta cobertura predominantemente carbonática e largura entre 20 e 90 km (sendo delimitada, como nos demais setores, pela isóbata de 200 m) (Knoppers *et al.* 1999). A linha de costa varia enormemente, de NW até SW, e os principais rios que desaguam na costa são o Parnaíba e o São Francisco, próximos, respectivamente, aos limites norte e sul deste setor litorâneo.

No limite entre os setores Nordeste e Leste, em torno de 10 a 15°S, a Corrente Equatorial Sul (CES), que se move para oeste, bifurca-se na CB, que se dirige para sul, e na CNB, que se desloca em sentido contrário (Figura 3). Em torno de 10°S aproximadamente 12 Sv ($Sv = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) da CES fluem para NE como CNB e em torno de 15°S aproximadamente 4 Sv fluem para sul como CB (da Silveira *et al.* 1994). A CNB apresenta variabilidade sazonal e comportamento anti-fásico em relação à CB, isto é, seu transporte máximo se dá no inverno austral, que é quando a CB está mais enfraquecida (Johns *et al.* 1998, Arz *et al.* 1999, Chiessi *et al.* 2014).

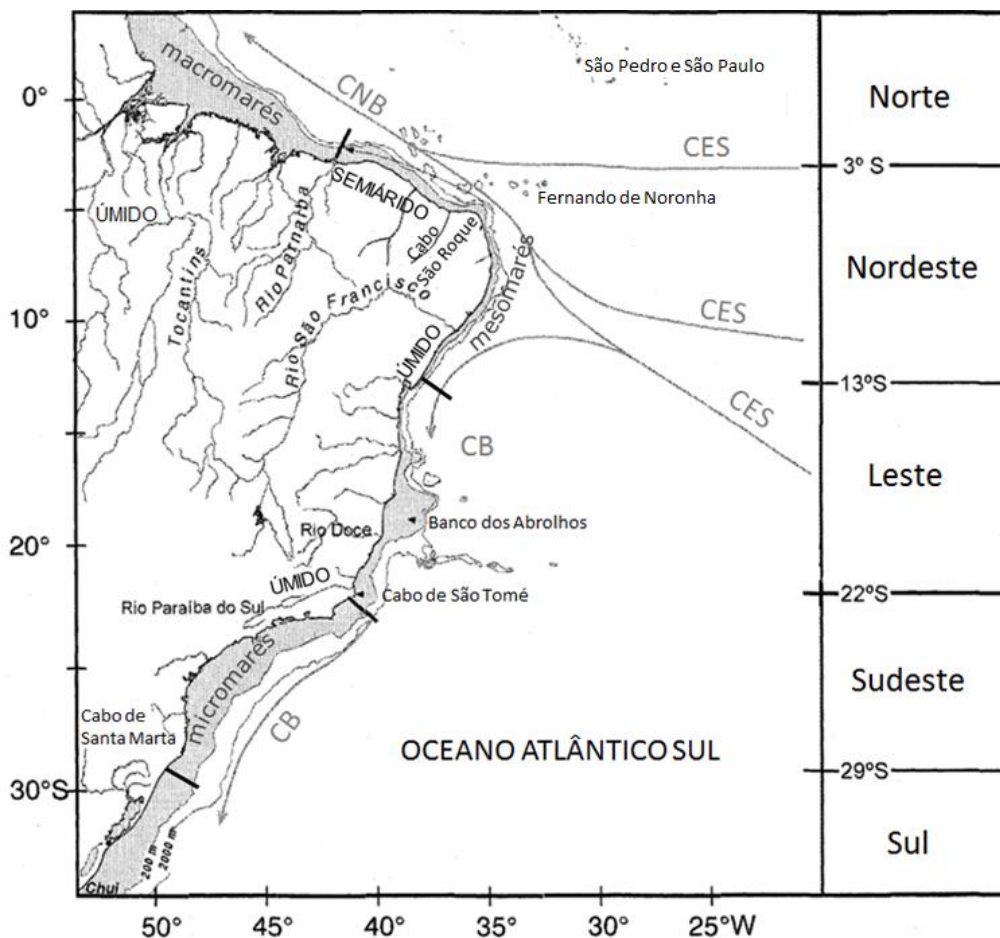


Figura 3 – Litoral brasileiro dividido em diferentes setores (Cruz *et al.* 1985), com indicação dos regimes de marés (tábuas de marés da Marinha), clima (Alvares *et al.* 2013), correntes de contorno oeste do Atlântico sul (Peterson & Stramma 1991) e algumas das principais drenagens. Em cinza, a plataforma continental; as barras delimitam os setores litorâneos (adaptado de Knoppers *et al.* 1999).

Entre 5°S e 0°S, a CNB aumenta gradativamente seu transporte, propulsionada pelo braço norte da SEC, que se junta a ela em torno de 3°S, chegando a transportar 35 Sv nos 600 m superiores da coluna de água (Schott *et al.* 1993). A CNB continua até 6° a 7°N, onde parte dela sofre retroflexão para alimentar a Contra-Corrente Norte Equatorial, enquanto o restante continua fluindo para o Caribe como a Corrente das Guianas (Johns *et al.* 1998); desse modo, a CNB é parte integrante do mecanismo de circulação halina inter-hemisférica (Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, ou AMOC, na sigla em inglês) (Arz *et al.* 1999; Chiessi *et al.* 2014).

Setor litorâneo Leste (13°S-22°S)

O setor litorâneo Leste é também dominado por condições de mesomará, com clima predominantemente tropical úmido (Af e Am, de acordo com os critérios de Koppen, Alvares *et al.* 2013), e marcado pelas fozes de grandes rios, como Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. A geologia costeira é caracterizada pelo predomínio da Formação Barreiras entre 13°S e 20°S e de rochas granitoides a sul de 20°S (Marques *et al.* 2004).

A plataforma continental, predominantemente coberta por sedimentos carbonáticos, apresenta, desde o limite com o setor Nordeste até a foz do Jequitinhonha, larguras médias entre 20 e 90 km, atingindo valor mínimo de 8 km nas proximidades de Salvador. Próximo à foz do Jequitinhonha, a largura da plataforma aumenta consideravelmente, atingindo em Abrolhos o máximo de 245 km (Marques *et al.* 2004).

O litoral Leste é dominado pela influência da CB, a qual costuma ser definida pelo fluxo para SW das AT e ACAS (da Silveira *et al.* 2000). Na maior parte dessa região, a CB é constituída pelas AT, sendo, portanto, uma corrente rasa, quente e salina, fluindo junto à quebra da plataforma. Em torno de 20°S, torna-se mais profunda e com maior transporte, carregando também parte das ACAS (da Silveira *et al.* 2000).

A complexa topografia da plataforma no sul do litoral Leste, em vista da presença do banco dos Abrolhos e da cadeia Vitória-Trindade, ocasiona a formação de meandros e vórtices ciclônicos na CB, o que favorece ressurgência das ACAS (Schmid *et al.* 1995, Aguiar *et al.* 2014).

Na costa do Espírito Santo e na região de Cabo de São Tomé – Cabo Frio, no limite entre os setores Leste e Sudeste (Figura 4), também ocorre ressurgência das ACAS induzida pelos ventos de NE nos meses de primavera / verão. No litoral do Espírito Santo, a linha de costa é subparalela aos ventos de NE, configuração que, devido à força de Coriolis (causada pela rotação da Terra) para a esquerda, gera movimento da água superficial costa afora e ascensão de águas mais profundas. No Cabo de São Tomé e em

Cabo Frio, a linha de costa tem orientação de alto ângulo com os ventos de NE, o que faz com que estes ventos induzam o movimento costa afora da água superficial, promovendo a ascensão de águas mais profundas (Castelão & Barth 2006, Aguiar *et al.* 2014).

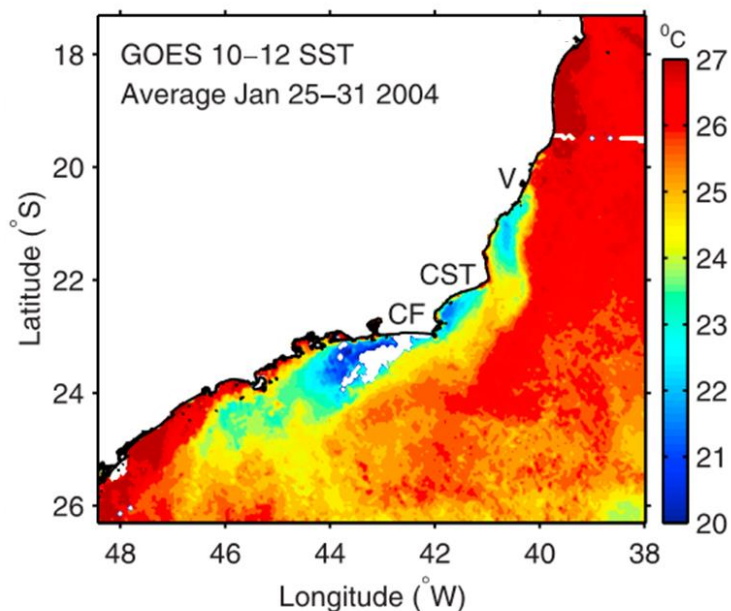


Figura 4 – Temperatura média da superfície do mar entre os dias 25 e 31 de janeiro de 2004, a partir de imagens de satélite (GOES 10-12), V: Vitória; CST: Cabo São Tomé; CF: Cabo Frio (Castelão & Barth 2006).

Setor litorâneo Sudeste (22°S-29°S)

O setor litorâneo Sudeste possui regime de micromaré (< 2 m), sob predomínio de clima subtropical úmido (Cfa e Cfb, de acordo com os critérios de Köppen, Alvares *et al.* 2013). Sobre este setor, atua a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), uma banda de convecção atmosférica alongada desde a bacia amazônica até o Sudeste do Brasil, incluindo a porção oceânica, responsável pela maior parte da precipitação regional, que ocorre na primavera / verão (Carvalho *et al.* 2004). Apesar das condições de alta pluviosidade devidas à ZCAS, nessa região litorânea não desaguam grandes rios, mas apenas os de pequeno ou médio porte, como o Ribeira de Iguape (vazão média de 508 m³/s), no litoral sul de SP. Isso se deve à inclinação da Superfície Sul-Americana para W (King 1956, Almeida 1964), associada à barreira topográfica exercida pela serra do Mar, que faz com que as principais drenagens da região fluam para o interior do continente, desaguando no rio Paraná e, posteriormente, no rio de La Plata. No centro-sul de Santa Catarina (extremo sul do litoral Sudeste), a serra do Mar descaracteriza-se, mas os rios, como o Tubarão, o Duna e o Aratingaúba, não desembocam diretamente no mar e sim no extenso sistema lagunar existente entre Imbituba e Jaguaruna (Giannini 2002).

A geologia costeira do setor Sudeste é caracterizada pela ocorrência de rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas (que formam o embasamento da serra do Mar) (Almeida & Carneiro 1998), e a plataforma, cuja cobertura passa a ser dominada por sedimentos siliciclásticos, apresenta larguras médias entre 80 e 230 km, sendo mais estreita nos limites norte e sul dessa região e mais larga (230 km) na porção central (25°S) (Marques *et al.* 2004). Esse alargamento da plataforma faz com que a CB, que age na sua porção mais externa, passe a correr mais afastada da costa. O transporte da CB continua aumentando em profundidade ao longo de todo este setor litorâneo, até transportar todas as AT e ACAS em torno de 28°S (da Silveira *et al.* 2000).

A CB continua fluindo por todo o litoral Sul, até 37°S, onde encontra a Corrente das Malvinas, a qual se desloca para norte. Neste encontro, conhecido como Confluência Brasil-Malvinas, originam-se a Corrente do Atlântico Sul (que se dirige para SE) e o braço norte da Corrente Circumpolar Antártica, que se dirige para E (Stramma & England 1999).

Em torno de 35°S, tem lugar a foz do rio de La Plata, que, com sua enorme vazão média (cerca de 23.000 m³/s) (Möller *et al.* 2008), gera grande impacto na dinâmica costeira da plataforma continental nos setores litorâneos Sul e Sudeste, formando uma massa de água rasa e costeira, denominada Pluma de La Plata (PLP), caracterizada por temperaturas entre 11°C e 23°C, salinidade inferior a 26,4 ‰ e alto teor de nutrientes (Möller *et al.* 2008). Esta pluma também recebe contribuição do sistema lagunar Patos – Mirim e é transportada para norte pela Corrente Costeira do Brasil (CCB), que é propulsionada pelos ventos de SW, e tem alcance máximo até 25°S nos meses de inverno (Souza & Robinson 2004) (Figura 5).

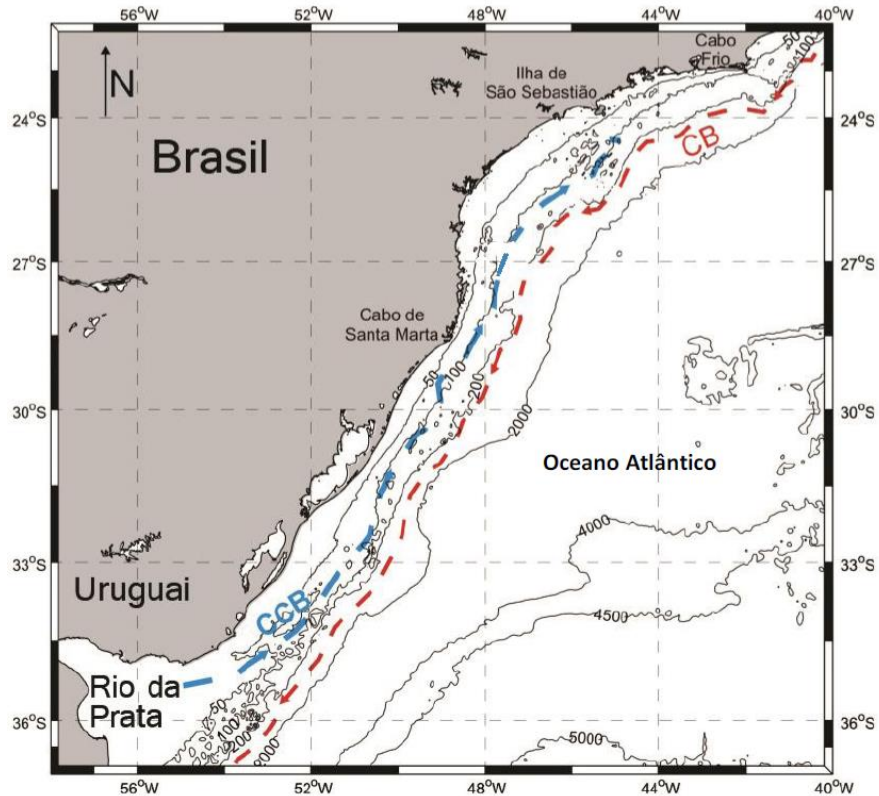


Figura 5 – Litoral Sul e Sudeste brasileiro. CCB: Corrente Costeira do Brasil; CB: Corrente do Brasil (Nagai *et al.* 2014).

Além disso, na região do Cabo de Santa Marta (Laguna, SC), situada no extremo sul do litoral Sudeste, também ocorre ressurgência costeira, de modo muito semelhante ao descrito na região de Cabo Frio – Cabo de São Tomé (RJ), embora com menor intensidade (Figura 6) (Möller *et al.* 2008).

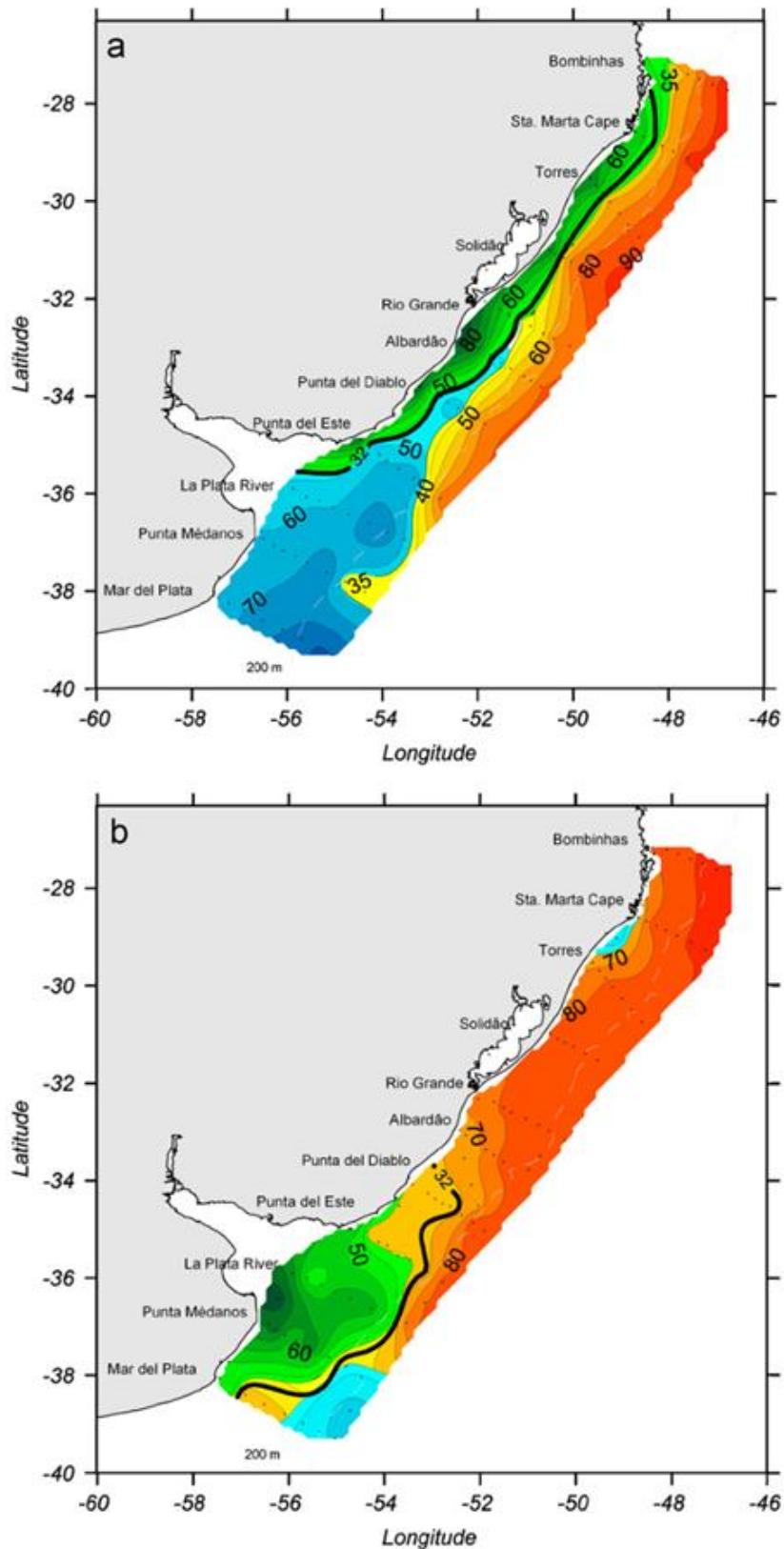


Figura 6 – Isolinhais de porcentagem de diferentes massas de água superficiais no inverno (a) e no verão (b), traçadas no litoral Sul a partir de seus índices termo-halinos, medidos *in situ*. Em verde: PLP; em vermelho: AT; em azul: Águas Plataformais Subantárticas (a) e ACAS (b). Traço preto espesso indica isolinha de 34% da PLP que corresponde à salinidade de 32‰, usada pelos autores para delimitar a PLP. Notar em (a) o avanço da PLP para norte, no inverno, e em (b) a ressurgência das ACAS próximo ao Cabo de Santa Marta, no verão (Möller *et al.* 2008).

3.2 A família Vermetidae

Os vermetídeos são gastrópodes marinhos que podem viver isoladamente ou em colônias (bioconstruções), fixos no substrato rochoso ou em outra concha. Suas conchas aragoníticas têm tamanho milimétrico a centimétrico e formas irregularmente espiraladas que lembram vermes enrolados, daí o nome da família.

A característica autopomórfica de Vermetidae, isto é, encontrada em todos os indivíduos dentro do táxon e apenas neles, é a discordância de 90° entre a protoconcha e a teleoconcha (Figura 7), o que permite à protoconcha fixar-se lateralmente num substrato plano sem que isso impeça o crescimento das voltas subsequentes da teleoconcha (Keen 1961, Gould 1994). A protoconcha corresponde à primeira parte da concha, formada na fase larval (ou embrionária). Quando a larva se fixa no substrato, ocorre a metamorfose do animal e as voltas da concha formadas a partir daí fazem parte da teleoconcha (Frýda 2015).

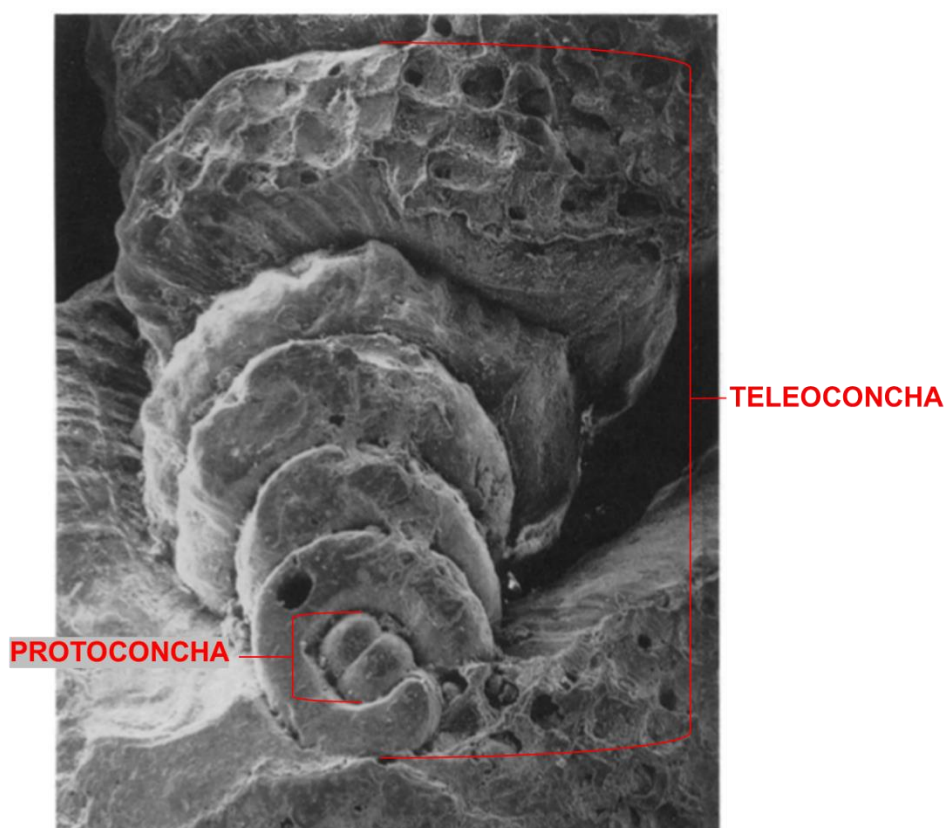


Figura 7 – *Petalconchus sculpturatus* visto da parte aderida ao substrato (retirado). Formação Jackson Bluff (Plioceno), Florida (EUA). Adaptado de Gould (1994), sem escala no original.

Os vermetídeos mais antigos remontam ao Eoceno inferior da França e pertencem, provavelmente, ao gênero *Serpulorbis* (Keen 1961). As primeiras bioconstruções de vermetídeos datam do Mioceno inferior / médio da Europa e Caribe e são constituídas por

Petaloconchus (Keen 1961, Pisera 1996). *Dendropoma* é dificilmente reconhecido no registro fóssil, mas possivelmente apareceu no Oligoceno superior da França (Keen 1961).

Os membros da família Vermetidae possuem diversas adaptações à vida sésstil, sendo a própria irregularidade de seu enrolamento uma delas (Savazzi 1996). Outra adaptação é quanto à alimentação, que ocorre de duas formas: por filtração através de cílios no ctenídio¹ e por redes de muco secretadas pelos tentáculos pedais. Na primeira, partículas em suspensão são capturadas e carregadas para a cavidade do manto², e na segunda, as partículas ficam presas nos filamentos de muco que, após certo tempo, são puxados pela rádula³ e ingeridos (Morton 1965, Gould 1994).

Ao longo do litoral brasileiro, de uma maneira geral, as principais bioconstruções de vermetídeos de idade holocênica são constituídas por *P. varians* e *D. irregulare* (Laborel 1986) e são quase sempre encontradas no topo da zona infralitoral, porção que somente fica exposta nas mais baixas marés de sizígia (Laborel 1979, 1986).

Cabe ressaltar, no entanto, que, assim como outros organismos sésseis de costões, os vermetídeos podem ser encontrados em piscinas naturais em níveis superiores aos da sua biozona habitual, situação que deve ser evitada para medições de paleonível marinho, o qual, nesse caso, resultaria superestimado. Mesmo que tal configuração seja muito incomum, e tanto *P. varians* como *D. irregulare* prefiram águas em circulação constante para obtenção de alimento e retirada de detritos (Laborel 1986), curiosamente a amostra tipo do *P. varians*, coletada por d'Orbigny no Rio de Janeiro, foi encontrada nessas condições de exceção, i.e., numa piscina em costão rochoso ao nível das mais altas marés de sizígia, que só recebia água do mar quinzenalmente (d'Orbigny 1846).

Ainda que os vermetídeos possam tolerar águas com alta salinidade, como as da piscina em que d'Orbigny (1846) os coletou, eles são considerados estenoalinos, já que não conseguem viver em sistemas costeiros com aporte de água doce, como estuários e certas lagunas (Laborel 1986); uma das funções do opérculo (estrutura circular de quitina) poderia ser, justamente, proteger o animal de breves eventos de inundação por água doce (Laborel 1986). As bioconstruções de vermetídeo são encontradas preferencialmente nas regiões tropicais / subtropicais, onde a temperatura mínima da água não fica abaixo de valores entre 14 e 16 °C (Laborel 1986, Vescogni *et al.* 2008).

De acordo com Frýda (2015):

¹ Órgão respiratório dos gastrópodes aquáticos.

² Invólucro que contem a massa visceral, em cuja epiderme ocorre a secreção de carbonato de cálcio da concha.

³ Estrutura em forma de tira localizada na boca e formada por minúsculos dentes de quitina enfileirados.

O gênero *Petaloconchus* é considerado o mais facilmente identificado dentro da família (Gould 1994), tendo sido definido por Lea (1843) em sedimentos pliocênicos da Virginia (EUA) pela presença de duas lâminas internas longitudinais (Figura 8), característica usada inclusive para nomear o gênero (*petalos*, em grego, é lâmina). De acordo com Morton (1965) as lâminas confinam os órgãos sexuais, que possuem formato alongado, espessura uniforme, e ocupam metade do tamanho do animal. Em algumas espécies observa-se que essas lâminas aparecem apenas nas voltas intermediárias da concha e seu surgimento está associado, provavelmente, com a maturidade sexual do organismo (Savazzi 1996). No entanto, cabe notar que as lâminas internas, ainda que diagnósticas, não são sempre encontradas nesse gênero (Gould 1994).

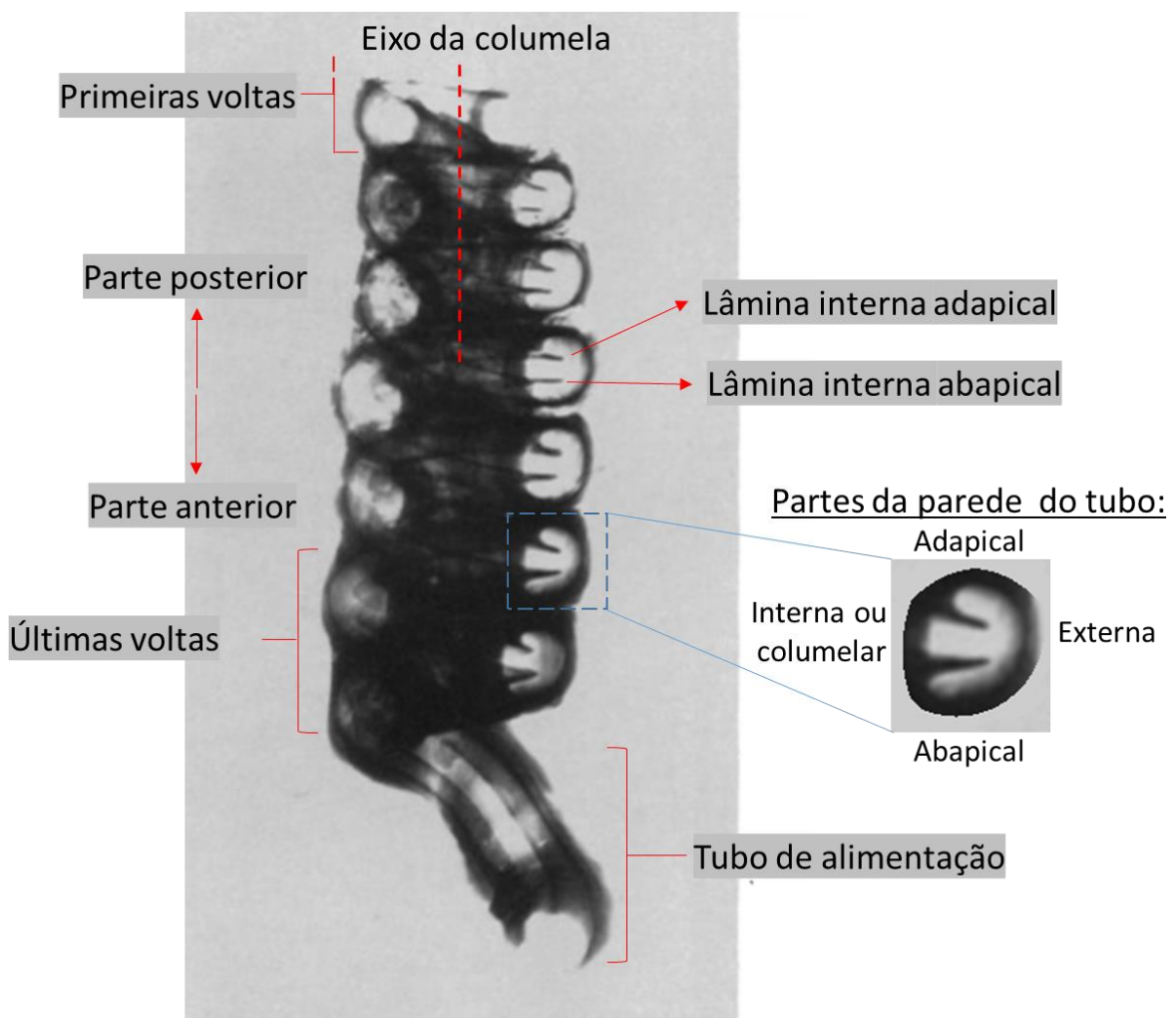


Figura 8 – Imagem de Raios-X de *Petaloconchus sculpturatus*, com indicação das principais partes constituintes de sua concha. Sem escala, adaptado de Gould (1994). Notar que, apesar desse espécime apresentar lâminas internas no tubo de alimentação, isso é raramente observado no *P. sculpturatus* (Lea 1843).

O *Petaloconchus* possui, dentre os vermetídeos, tendência a enrolamento mais regular, sendo essa tendência mais comum nas voltas intermediárias da concha (Figura 8). Como nos demais vermetídeos, as primeiras voltas são irregulares devido à

discordância entre a protoconcha e a teleoconcha e as últimas voltas também, devido à projeção do tubo de alimentação. Nas colônias desse gênero, é comum ainda encontrar indivíduos juvenis fixando-se na parte mais alta, próximo à abertura, de indivíduos mais velhos, continuando a partir daí seu crescimento para cima, sendo este modo de crescimento uma possível forma de combater rápida sedimentação (Savazzi 1996).

Indivíduos do gênero *Petaloconchus* (Figuras 9 e 10) possuem corpo alongado, com músculo columelar em formato de tira fina, ligado à parte mais posterior da concha, o que permite ao animal retração mais profunda dentro dela (Morton 1965). São caracterizados também como tendo opérculo pouco desenvolvido, de diâmetro inferior ao do tubo, comumente com formato de pires e com lâmina em espiral na face externa (Keen 1961, Morton 1965).

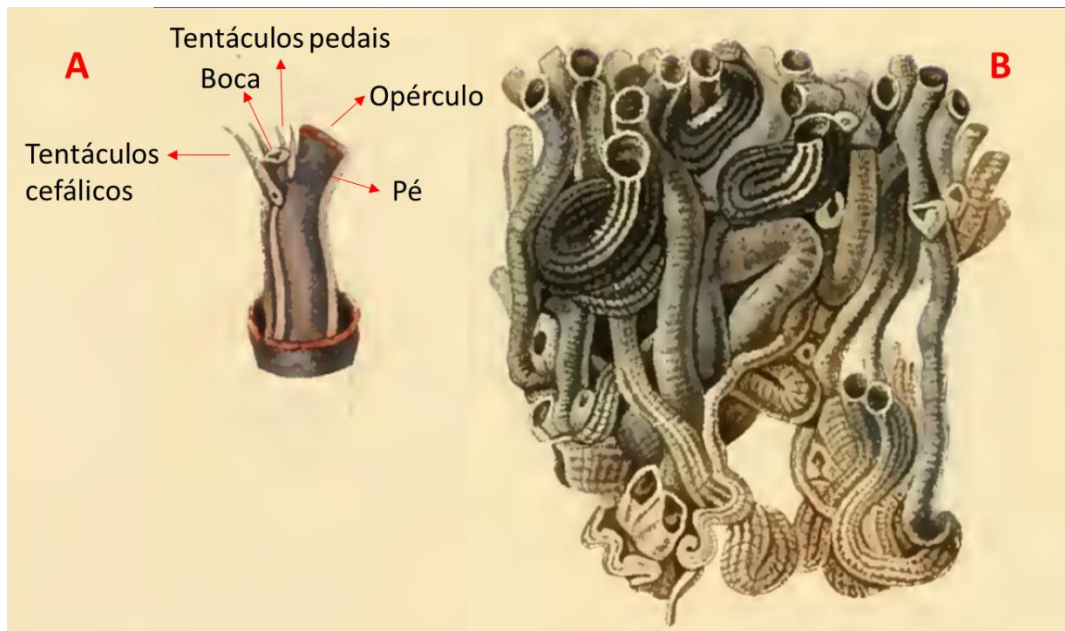


Figura 9 – Anatomia e forma de crescimento colonial de *P. varians*. (A) Indivíduo em sua concha. (B) Colônia. Adaptado de d'Orbigny (1846). Sem escala no original.

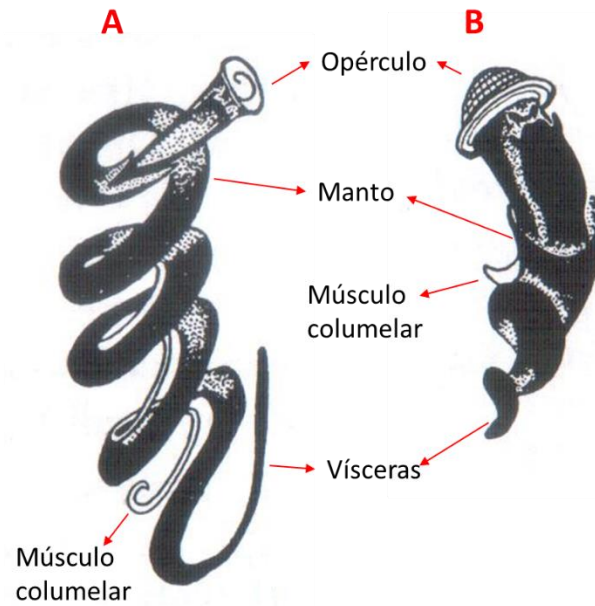


Figura 10 – Corpo e opérculo de vermetídeos coloniais *Petalconchus* sp. (A) e *Dendropoma* sp. (B). Adaptado de Morton (1965). Sem escala no original.

Indivíduos do gênero *Dendropoma* (Figuras 10 e 11) possuem corpo em formato de dedo, com menor capacidade de retração no interior da concha que *Petalconchus*, e tendo sua proteção guarnecida pelo opérculo tão largo quanto a abertura do tubo (Morton 1965). Os opérculos são chatos ou convexos para fora e com protuberância central em forma de botão no seu lado interno, o que lhes dá, vistos frontalmente, aspecto mamilonar (Keen 1961). Apresentam comumente enrolamento plano-espiral, também referido como em formato de chave grega (Morton 1965), e, diferentemente de outros vermetídeos, podem viver parcialmente entrincheirados no substrato, hábito conhecido como semiendolítico (Savazzi 1996). Diversas espécies de *Dendropoma* também apresentam septos internos que permitem ao animal ocupar apenas a parte mais anterior da concha (Morton 1965).

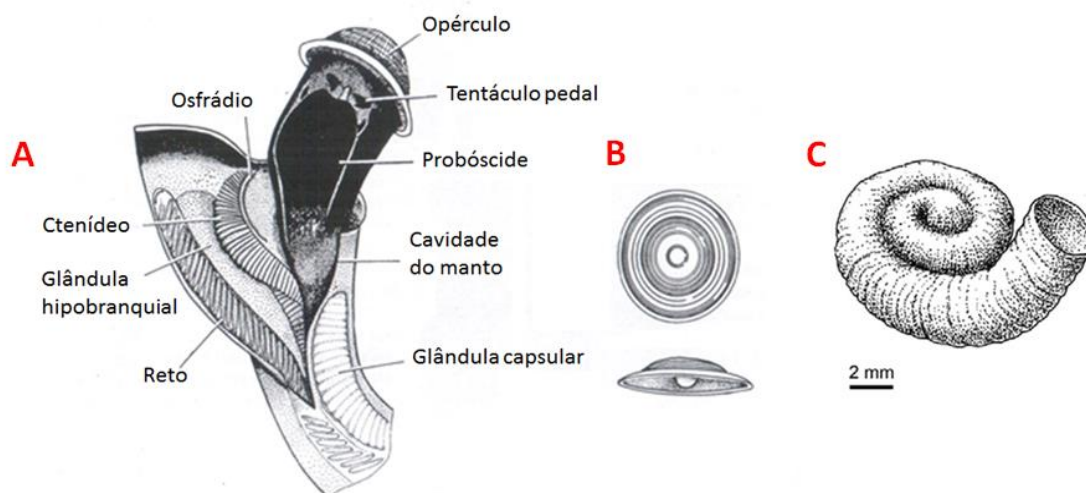


Figura 11 – Anatomia, opérculo e enrolamento de *Dendropoma* sp. A: Região da cabeça, pé e manto separados da concha, com algumas estruturas indicadas. B: Opérculo em vista frontal externa e oblíqua. C: Enrolamento típico. (A) e (B): Morton (1965), sem escala no original; (C): Vescogni *et al.* (2008).

Os vermetídeos coloniais sofreram drástica redução populacional no Sul / Sudeste do Brasil nos últimos séculos: apesar de seus fósseis holocênicos serem abundantes até 28°S, raramente são encontrados vivos a sul de 22°S (Kempf & Laborel 1967, Laborel 1977). Laborel (1977) defende que essa redução das ocorrências de *P. varians* nos últimos séculos não teria ocorrido com o *D. irregulare*, principal vermetídeo bioconstrutor vivente no litoral brasileiro. Processo semelhante também teria ocorrido no Caribe e no lado africano do Atlântico Sul (Laborel 1977). No Mediterrâneo, o *Dendropoma* é o único vermetídeo bioconstrutor encontrado no Holoceno, apesar do *Petalococonchus* ser muito comum em sedimentos do Mioceno ao Plioceno (Vescogni *et al.* 2008) (Tabela 1).

Tabela 1 – Principais vermetídeos bioconstrutores ao longo do tempo geológico. Adaptado de Vescogni *et al.* (2008).

| Unidade cronogeológica | Mediterrâneo e Paratethys | Caribe e Atlântico Sul |
|------------------------|---------------------------|--------------------------------------------|
| Holoceno atual | <i>Dendropoma</i> | <i>Dendropoma</i> |
| Holoceno | <i>Dendropoma</i> | <i>Petalococonchus</i> / <i>Dendropoma</i> |
| Pleistoceno | ? | ? |
| Plioceno | <i>Petalococonchus</i> | |
| Mioceno tardio | <i>Petalococonchus</i> | |
| Mioceno médio | <i>Petalococonchus</i> | |

4. MÉTODOS

4.1 Embasamento teórico

4.1.1 *Uso de vermetídeos na determinação do paleonível do mar*

O zoneamento biológico, conceito fundamental na utilização de indicadores biológicos do paleonível do mar, consiste na distribuição dos organismos bentônicos segundo faixas verticais de amplitude delimitada por fatores ecológicos como a dependência da luminosidade e a resistência à exposição subaérea (Laborel 1979). O princípio geral do método de obtenção de paleoníveis marinhos a partir de indicadores biológicos resume-se em medir a diferença de altitude entre os organismos vivos e os fósseis, e, em seguida, coletar e datar os fósseis (van Andel & Laborel 1964).

Os vermetídeos bioconstrutores ocupam uma biozona que se estende verticalmente por apenas 0,5 a 1,0 m (Laborel 1986, Angulo *et al.* 2006), dependendo da amplitude de maré, e, por isso, são largamente utilizados como indicadores relativamente precisos de paleonível marinho (Laborel 1977, 1979, 1986, Angulo *et al.* 1999, 2006, Giannini *et al.* 2013).

Laborel (1979) propôs um modelo de zoneamento biológico para o litoral brasileiro entre Santos (SP) e Fortaleza (CE), em que os vermetídeos estão incluídos na porção de topo da zona infralitoral, ficando emersos nas mais baixas marés de sizígia (Figura 12). Nesta biozona, eles associam-se a algas calcárias e a lapas (ordem Docoglossa), logo acima dos anelídeos do gênero *Phragmatopoma* e abaixo das cracas do gênero *Tetraclita*. Com base na largura média desta biozona, Laborel (1986) sugeriu que a precisão do vermetídeo como indicador de NRM seria de $\pm 0,5$ m, para a costa brasileira de modo geral.

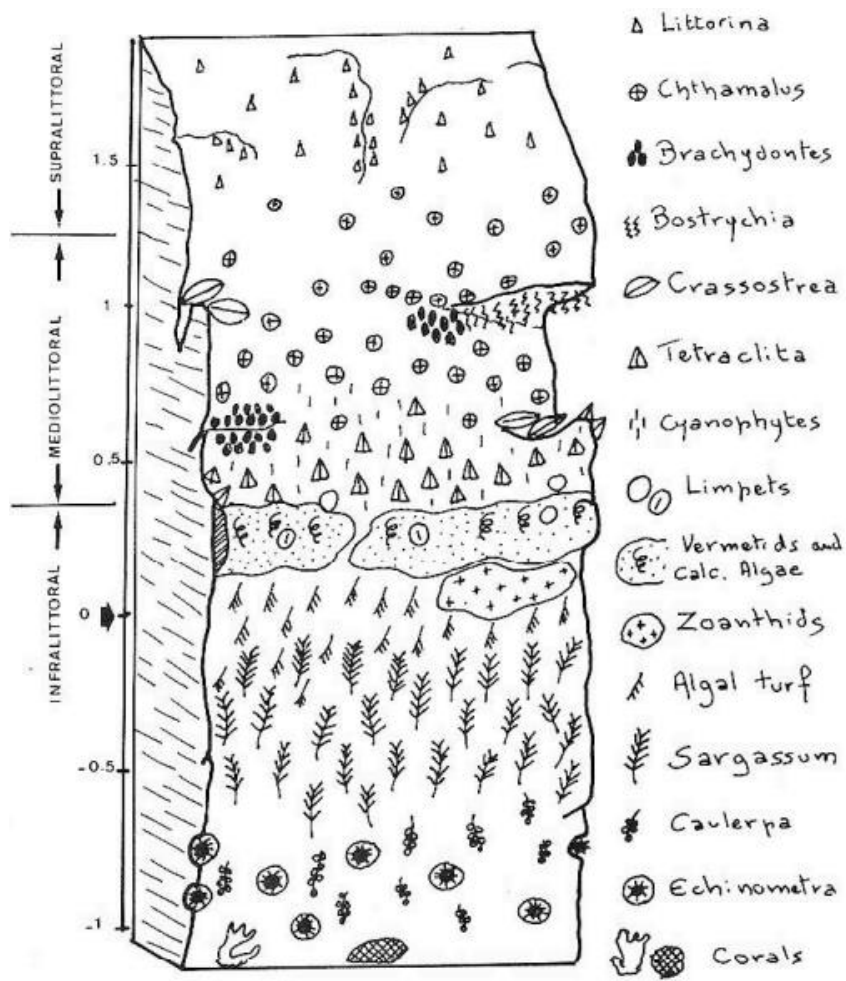


Figura 12 – Esquema do biozoneamento de costões rochosos no litoral brasileiro (Laborel 1979).

Como em Guarapari (ES) e nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina não são encontrados vermetídeos vivos, a estimativa do NRM dos exemplares fósseis neste trabalho exigiu o uso de outro referencial vivente, que indicasse o nível que os vermetídeos ocupariam atualmente. O animal utilizado como referência foi o *Phragmatopoma caudata*, também conhecido como *P. lapidosa* (nome não mais aceito, cf. Kirtley 1994), poliqueta que constrói suas colônias por meio da aglutinação de grãos de areia e, eventualmente, grânulos (Ribeiro 2011). Angulo *et al.* (1999) observaram que o limite superior de ocorrência de *Phragmatopoma* vivo coincide com o limite inferior da zona de *Tetracrita* em Laguna-Imbituba (SC) (Figura 13A) e está 30 cm acima do limite inferior de *Tetracrita*, em Itapoá (SC) (Figura 13B). Essa distribuição de *Phragmatopoma* está de acordo com a proposta por Laborel (1979) para o litoral entre Santos e Fortaleza (Figura 13C), o que reforça a correlação de nicho ecológico vermetídeo-*Phragmatopoma*.

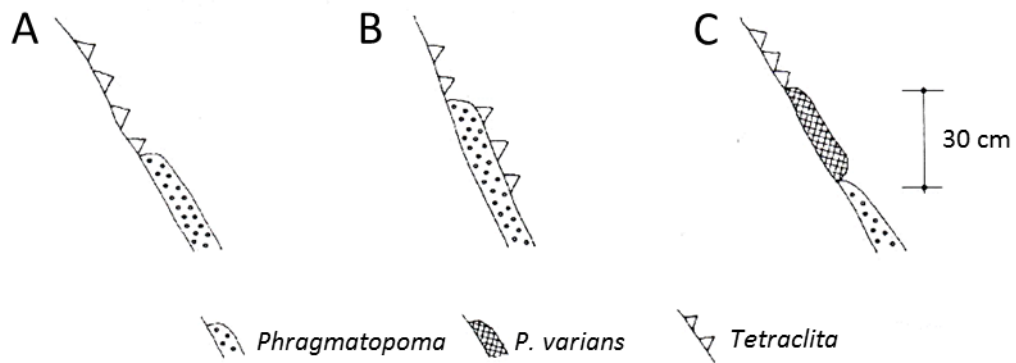


Figura 13 – Relações espaciais entre as zonas ocupadas por vermetídeos (*P. varians*), por *Phragmatopoma* e por *Tetracrita*, nas regiões de Laguna-Imbituba, SC (A) e Itapoá, SC (B), segundo Angulo *et al.* (1999) e entre Santos e Fortaleza (C) segundo Laborel (1979).

Como dado de campo para a construção da curva de variação do NRM na região em estudo, foi preciso medir a diferença de altura entre os vermetídeos fósseis e o *Phragmatopoma* vivente, partindo-se da premissa de que os fósseis atendiam ao requisito metodológico de estarem *in situ*, em posição de vida. Angulo *et al.* (1999) sugerem que se utilize uma precisão de $\pm 1,0$ m devido aos possíveis erros envolvidos com a aparelhagem topográfica, com mudanças locais no zoneamento biológico e com a possibilidade de que o limite superior dos recifes fósseis não corresponda ao limite superior que ocupavam em vida.

4.1.2 Datação absoluta por isótopo instável de carbono

A datação por ^{14}C , desenvolvida primeiramente por Libby *et al.* (1949), baseia-se no decaimento radioativo *post mortem* do isótopo mais pesado do carbono presente na matéria orgânica ou no carbonato biogenicamente secretado e é o método mais utilizado na determinação cronológica desses tipos de materiais holocênicos.

O ^{14}C é o único isótopo instável do carbono e o mais raro também. Ele é continuamente formado na atmosfera devido à incidência de raios cósmicos sobre os átomos de nitrogênio e combina-se com o oxigênio formando moléculas de $^{14}\text{CO}_2$. Estas moléculas são incorporadas às plantas pela fotossíntese ou dissolvidas na água, onde vêm a compor o íon bicarbonato, o qual, reagindo com cálcio iônico, gera cristais de CaCO_3 . Quando um organismo morre ou quando ocorre a precipitação do carbonato, cessa a incorporação de ^{14}C do meio ambiente nesses materiais, e a quantidade do carbono radiogênico passa a diminuir exponencialmente por decaimento radioativo até não poder mais ser detectada. Sabendo que a meia-vida do ^{14}C é de 5730 anos (Godwin 1962) e comparando a sua proporção num organismo vivo e num fóssil, pode-se calcular a sua idade. O limite de detecção do ^{14}C pelo método da espectrometria de massa acelerada

(AMS) permite atualmente alcançar idades de até aproximadamente 60 mil anos (Taylor & Bar-Yosef 2014).

No entanto, diversas correções devem ser feitas para a correta aplicação do método, pois a proporção $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ não é constante temporalmente, nem espacialmente. A quantidade de ^{14}C produzido na estratosfera não ocorre a taxas constantes, e para corrigir esse efeito nos últimos milhares de anos são aplicadas correções baseadas em análises isotópicas aliadas à dendrocronologia (Suess 1970, Reimer *et al.* 2009).

A proporção entre o $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ também varia entre os diversos reservatórios, em função do fracionamento isotópico, em estreita relação com o ciclo do carbono, de modo muito semelhante ao que ocorre entre o ^{13}C e o ^{12}C . Além disso, o tempo de residência do carbono em cada reservatório afeta essa proporção. Nos oceanos, esse tempo é, em média, de aproximadamente 600 anos. Durante esse tempo, ocorre decaimento do ^{14}C , o que torna as águas marinhas empobrecidas nesse isótopo e conseqüentemente mais “antigas”. Tal efeito é menor na água superficial, que é onde os vermetídeos vivem, e em geral, aplica-se uma correção que diminui em torno de 400 anos o resultado da datação ^{14}C do carbonato formado nesse meio (Mangerud 1972, Reimer *et al.* 2009).

4.1.3 Isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) em carbonatos

Além da sua importância como indicador de paleonível do mar, os vermetídeos fósseis também podem ser estudados como bioindicadores paleoceanográficos / paleoclimáticos, admitida a hipótese de que o $\delta^{18}\text{O}$ e o $\delta^{13}\text{C}$ de suas conchas aragoníticas sejam influenciados por condições paleoambientais, como temperatura, salinidade e produtividade das águas marinhas superficiais (Angulo *et al.* 1999, Baker *et al.* 2001, Ribeiro 2011, Giannini *et al.* 2013, Toniolo 2014).

A notação δ indica a variação da razão entre diferentes isótopos em comparação com a razão isotópica de uma substância padrão. Uma amostra com δ positivo está enriquecida no isótopo mais pesado, em relação à amostra padrão. Já o δ negativo indica empobrecimento. A equação 1 mostra como é obtido o valor de $\delta^{18}\text{O}$.

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}}} - 1 \right) * 1000 \text{ ‰} \quad (1)$$

$\delta^{18}\text{O}$

O $\delta^{18}\text{O}$ de uma concha carbonática, a do vermetídeo no caso, dependerá, teoricamente, do $\delta^{18}\text{O}$ da água onde ele se formou, do fracionamento isotópico eventualmente ocorrido no momento da cristalização e de possíveis efeitos vitais relativos ao metabolismo da espécie em questão (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

Fatores que influem no $\delta^{18}\text{O}$ da água

O valor médio global do $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar varia entre períodos glaciais e interglaciais, sendo que nos períodos glaciais os oceanos se enriquecem no isótopo mais pesado, já que a água que evapora deles, isotopicamente mais leve (já que o H_2O^{16} evapora mais facilmente que o H_2O^{18}), fica retida nas geleiras (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007). No entanto, pelo fato de o intervalo de tempo compreendido nesse estudo, o Holoceno médio e superior, estar dentro de um interglacial, com relativa estabilidade climática, é possível supor que a composição isotópica média da água do mar não tenha sofrido alteração significativa devido ao efeito deglacial (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

O $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar também pode variar regionalmente, sendo que diferentes massas de água apresentam distinta composição isotópica. O seu valor está diretamente relacionado à salinidade, de tal modo que massas de água formadas em ambiente mais evaporativo (águas quentes, equatoriais e tropicais, em geral) têm maior salinidade e $\delta^{18}\text{O}$. Já massas de água de regiões com alta precipitação atmosférica ou formadas a partir do degelo nas altas latitudes ou associadas às fozes de grandes rios têm salinidade e $\delta^{18}\text{O}$ menores (Figura 14). Em locais onde há fenômenos de ressurgência, massas de água com menor salinidade e $\delta^{18}\text{O}$, como por exemplo, as ACAS, podem aflorar em meio a águas mais salinas e com maior $\delta^{18}\text{O}$, como as AT.

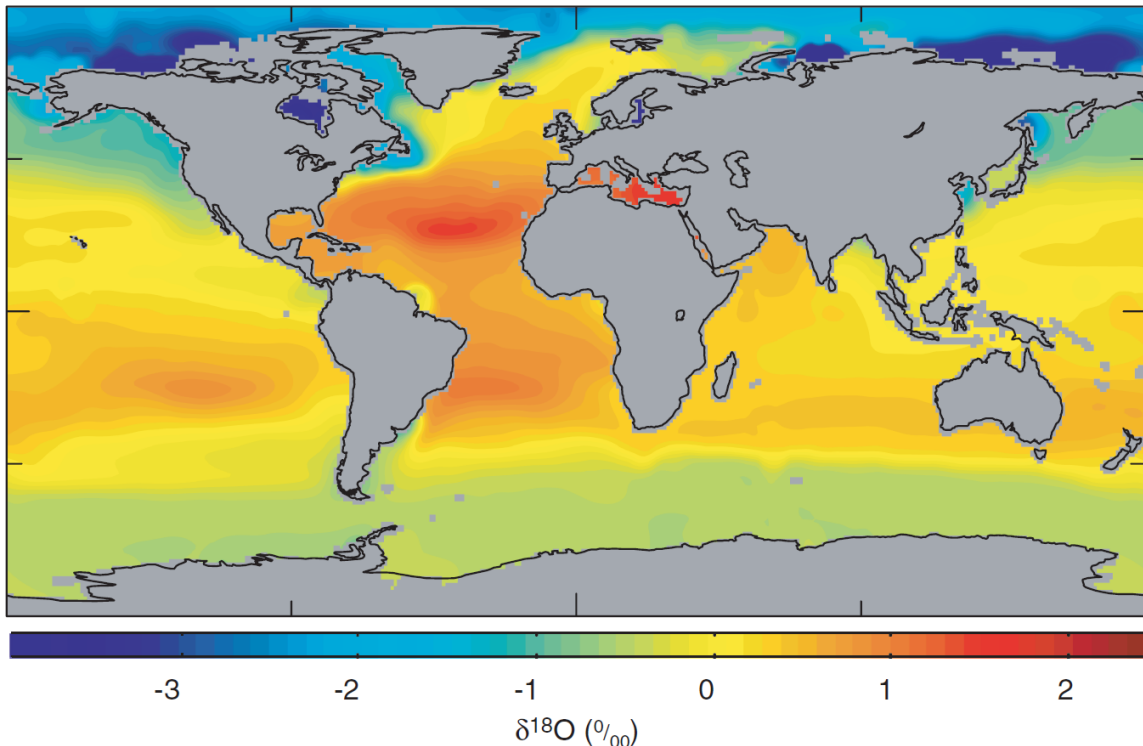


Figura 14 – Mapa de $\delta^{18}\text{O}$ da superfície do mar construído a partir da compilação de análises realizadas ao longo de cinco décadas e de estimativas feitas a partir da relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e salinidade nas regiões com poucos dados (como o Atlântico Sul). As análises foram feitas nos 5 m superficiais da coluna de água (LeGrande & Schmidt 2006).

Fatores locais que influem no $\delta^{18}\text{O}$ da água costeira

O $\delta^{18}\text{O}$ da água costeira, onde o vermetídeo vive, será resultante da mistura do $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar com o $\delta^{18}\text{O}$ da água doce continental, cuja proporção depende da proximidade com desembocaduras de rios (estuários e deltas) e de suas respectivas vazões. Outros fatores locais, como a taxa de precipitação / evaporação e fenômenos de ressurgência costeira, também podem afetar a composição isotópica da água do mar numa localidade específica da costa (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

Devido à influência de todos estes fatores na composição isotópica da água, seria muito importante para a correta interpretação dos resultados ter medições do $\delta^{18}\text{O}$ da água costeira, feitas pelo menos mensalmente ao longo de um ano, no mínimo, em cada local de coleta dos vermetídeos. Na indisponibilidade desse tipo de dado, pode-se apenas hipotetizar como cada processo afeta qualitativamente o $\delta^{18}\text{O}$ da água, dada a sua relação direta com a salinidade.

Fatores que influem no $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato biogênico

O $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato não resulta apenas do $\delta^{18}\text{O}$ da água em que ele se formou. Condições físico-químicas da água, com destaque para a temperatura, podem ter forte influência no fracionamento isotópico durante a cristalização da concha, sendo que o

aumento da temperatura tende a diminuir o $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato precipitado (Grossman & Ku 1986). Além disso, efeitos vitais, relativos à espécie em questão, também podem influenciar a composição isotópica final da concha (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007) (Figura 15).

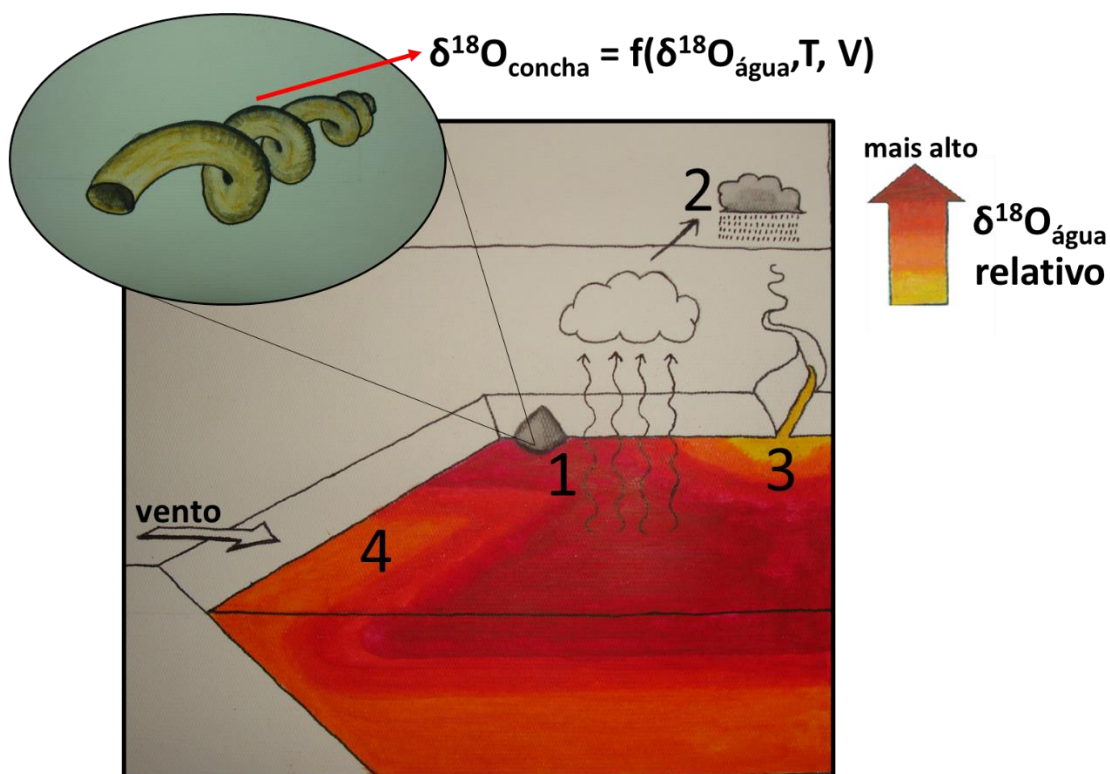


Figura 15 – Esquema simplificado de alguns dos principais processos locais / regionais que afetam a composição isotópica da água costeira: 1: evaporação, 2: precipitação, 3: influência de rios próximos e 4: ressurgência costeira. O $\delta^{18}\text{O}$ da concha do vermetídeo é função, basicamente, do $\delta^{18}\text{O}$ da água, da temperatura da água (T) e de efeitos vitais (V). Notar também que o vermetídeo não usa diretamente a água do mar para formar a sua concha e sim a água previamente absorvida pelo seu organismo. Eventual fracionamento ocorrido na água de seus tecidos está incluído entre os efeitos vitais.

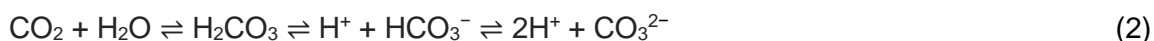
Devido à relação entre o $\delta^{18}\text{O}$ da água e a salinidade e o efeito da temperatura no fracionamento isotópico durante a precipitação do CaCO_3 , pode-se afirmar que o $\delta^{18}\text{O}$ da concha do vermetídeo, hipoteticamente, tenderá a ser maior com o aumento da salinidade, mas diminuirá com o aumento da temperatura. Um aumento da influência, num dado local, de massas de água frias e menos salinas, terá, portanto, um efeito ambíguo na composição isotópica final de uma concha carbonática, e só seria possível quantificar como esses dois fatores influenciam a composição isotópica da concha, assim como a eventual influência do metabolismo nesse processo, depois de um minucioso trabalho de calibração, através de análises realizadas em vermetídeos cultivados em condições controladas de temperatura, salinidade e $\delta^{18}\text{O}$ da água.

$\delta^{13}\text{C}$

O $\delta^{13}\text{C}$ é uma medida das razões de ^{13}C e ^{12}C dada em partes por mil, calculada de modo análogo ao $\delta^{18}\text{O}$ (Equação 1). O $\delta^{13}\text{C}$ de uma concha carbonática, a do vermetídeo

no caso, depende, teoricamente, do $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido na água, do fracionamento isotópico eventualmente ocorrido no momento da cristalização e de possíveis efeitos vitais relativos ao metabolismo da espécie em questão (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

O carbono inorgânico dissolvido (CID) representa todas as quatro formas em que o carbono inorgânico pode ser encontrado em uma solução, conforme a equação 2.



Fatores que influem no $\delta^{13}\text{C}$ do CID nos oceanos

Assim como ocorre com o $\delta^{18}\text{O}$ da água, a distribuição dos isótopos estáveis de C entre os diferentes reservatórios varia com as mudanças climáticas globais, como as glaciações, que afetam a quantidade e diversidade da biomassa terrestre, por exemplo. Mas no Holoceno médio e superior, intervalo de tempo de relativa estabilidade climática, é possível supor que o valor médio global do $\delta^{13}\text{C}$ nos oceanos não tenha sofrido importante variação (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

O $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água do mar pode variar tanto regionalmente como na coluna de água, a depender, principalmente, de dois fatores: a relação autotrofismo / heterotrofismo e o equilíbrio com a atmosfera (Newton & Bottrell 2007). A fotossíntese induz aumento do $\delta^{13}\text{C}$ do CID pois o $^{12}\text{CO}_2$ é removido preferencialmente da água do mar pelo fitoplâncton (Mook *et al.* 1974). Por isso, de uma maneira geral, o $\delta^{13}\text{C}$ do CID das águas da zona fótica é maior que o das massas de água abaixo dela (Kroopnick 1980, Ravelo & Hillaire-Marcel 2007). Por outro lado, o equilíbrio com a atmosfera, que ocorre nas camadas superficiais dos oceanos, tende a diminuir o $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água superficial, uma vez que o CO_2 atmosférico é isotopicamente mais leve (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

O processo de degaseificação induz aumento do valor do $\delta^{13}\text{C}$ do CID (pois o $^{12}\text{CO}_2$ escapa mais facilmente). Esse fracionamento cinético, contudo, pode ser negligenciado nas águas marinhas superficiais, cuja pressão parcial do CO_2 está praticamente em equilíbrio com a atmosfera (Doctor *et al.* 2008). No entanto, teoricamente, ele pode ter papel importante em trechos turbulentos de cursos fluviais e em zonas de espraiamento e de embate de ondas, como é o caso dos costões rochosos onde os vermetídeos vivem.

Fatores que influem no $\delta^{13}\text{C}$ do CID nos rios

O $\delta^{13}\text{C}$ do CID em rios e lagos depende basicamente de quatro fatores: (1) a extensão em que o CO_2 atmosférico está em equilíbrio com a água (o que inclui o processo de degaseificação); (2) a relação autotrofismo / heterotrofismo; (3) a assimilação de CO_2

oriundo da decomposição da matéria orgânica; e (4) a contribuição do intemperismo das rochas carbonáticas (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

O $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água doce varia a depender da maior ou menor influência de cada um desses fatores. O seu valor final será muito diferente, por exemplo, se esse CID tiver origem na matéria orgânica ou na dissolução de rochas carbonáticas (Deines *et al.* 1974). O CID de origem orgânica é formado tanto pela oxidação da matéria orgânica (decomposição aeróbica) como pela respiração das raízes das plantas. Em ambos os processos, não há considerável fracionamento isotópico, sendo o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 produzido equivalente ao da matéria orgânica que lhe deu origem (Park & Epstein 1961, Lin & Ehleringer 1997). A matéria orgânica, por sua vez, apresenta ampla variação de valores de $\delta^{13}\text{C}$; no caso das plantas, que perfazem a maior parte da biomassa terrestre, esse valor pode variar de, em média, -26 ‰ para plantas C_3 (as mais abundantes) até -14 ‰ para plantas C_4 (Park & Epstein 1961).

É devido à influência da matéria orgânica (processos de respiração e decomposição aeróbica) que o $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água doce é bem menor que o da água marinha. Em consequência disso, o $\delta^{13}\text{C}$ de conchas de moluscos de corpos de água estuarinos e lagunares pode ser usado como um traçador da maior ou menor influência marinha (Mook 1971, Chanton & Lewis 1999).

Fatores locais que influem no $\delta^{13}\text{C}$ do CID nas águas costeiras

Num determinado ponto da costa, além da mistura da água do mar e da água continental, o $\delta^{13}\text{C}$ do CID pode ainda variar em virtude de fatores locais como a relação autotrofismo / heterotrofismo, a qual, por sua vez, pode variar com a sazonalidade ou com a intensidade da ressurgência costeira (caso a porção do litoral em questão esteja sujeita a este fenômeno). O aumento da temperatura na primavera / verão ou a ascensão de águas ricas em nutrientes pela ressurgência podem aumentar a produtividade primária e, conseqüentemente, o $\delta^{13}\text{C}$ do CID naquele local (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

Devido à influência de todos estes fatores na composição isotópica do CID, seria muito importante para a correta interpretação dos resultados dispor-se de medições do $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água costeira, feitas pelo menos mensalmente ao longo de um ano, no mínimo, em cada local de coleta dos vermetídeos. Na indisponibilidade desse tipo de dado, apenas podemos hipotetizar como cada processo local afeta qualitativamente o $\delta^{13}\text{C}$ do CID.

Fatores que influem no $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato biogênico

O $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato não é necessariamente e exatamente igual ao $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água em que ele se formou, pois pode haver fracionamento isotópico durante esse processo. Este fracionamento depende basicamente de três fatores: (1) aspectos físico-químicos da água, como sua temperatura; (2) taxa de precipitação do CaCO_3 , a qual influencia o fracionamento cinético de forma mais notável para o $\delta^{13}\text{C}$ do que para o $\delta^{18}\text{O}$, visto que os oceanos contêm muito mais O do que C; e (3) efeitos vitais, como o metabolismo da espécie em questão (Grossman & Ku 1986, Ravelo & Hillaire-Marcel 2007) (Figura 16). A possível influência desses fatores só pode ser conhecida mediante estudo de calibração em indivíduos vivos, cultivados em condições controladas.

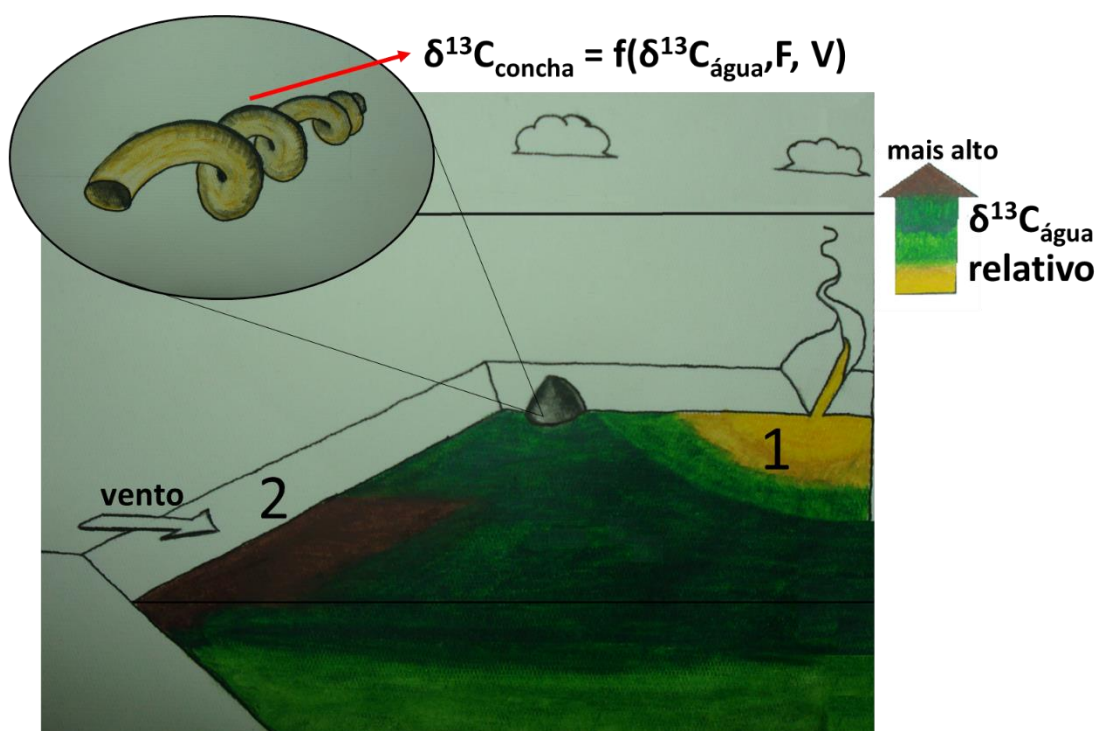


Figura 16 – Esquema simplificado de dois dos principais processos locais / regionais que afetam o $\delta^{13}\text{C}$ do CID da água costeira: 1: influência de rios próximos e 2: ressurgência costeira. Note que, apesar da ressurgência trazer águas mais profundas, de $\delta^{13}\text{C}$ menor, estas águas por serem ricas em nutrientes, passam a ter maior produtividade primária uma vez que atingem a superfície, e conseqüentemente maior $\delta^{13}\text{C}$ que as águas no entorno. O $\delta^{13}\text{C}$ da concha do vermetídeo é função, basicamente, do $\delta^{13}\text{C}$ da água, do fracionamento isotópico (F) devido principalmente à temperatura e à taxa de precipitação e de efeitos vitais (V). Notar também que o vermetídeo não usa diretamente a água do mar para formar a sua concha e sim a água previamente absorvida pelo seu organismo. Eventual fracionamento ocorrido na água de seus tecidos está incluído entre os efeitos vitais.

4.1.4 Razões elementares (Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca) em carbonatos

Estudos químicos em fósseis carbonáticos marinhos com foco paleoambiental foram primeiramente realizados através de análises dos teores de elementos alcalinos terrosos como Mg, Sr e Ba (Chave 1954, Dodd 1967). O interesse em usar esses

elementos reside em sua similaridade química com o Ca, seja pela sua valência, seja pelo raio atômico (Dodd 1967).

O conteúdo desses elementos nas conchas e esqueletos carbonáticos depende do teor de seus cátions na água do mar, de fatores ambientais, como a temperatura no momento da precipitação do carbonato, e de eventuais fatores metabólicos, que podem variar entre diferentes espécies. Partindo da premissa de que a composição química dos oceanos não sofreu grandes alterações no Quaternário, diversos trabalhos com foraminíferos coletados em testemunhos marinhos (e.g., Lea *et al.* 1999, Hall 2002, Chiessi *et al.* 2014) e com corais (e.g., Beck *et al.* 1992, Linsley *et al.* 2000a), têm realizado consistentes estudos paleoclimáticos.

No entanto, em ambientes costeiros, como é o caso do presente estudo, a premissa de que a química da água seja constante pode não ser válida. Nas proximidades de um estuário, por exemplo, podem haver alterações sazonais na geoquímica da água associadas à descarga fluvial. Como a composição química (assim como a isotópica) dos rios difere da água do mar e mesmo varia de um rio para outro, o uso desse tipo de indicador em ambiente costeiro deve levar essas alterações em consideração.

Por isso, antes de discutir a teoria por trás do uso das razões Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca como indicadores de paleotemperatura / paleossalinidade, é preciso entender como essas razões podem variar nas águas costeiras devido à maior ou menor influência fluvial e marinha.

O ideal seria ter análises da composição química (assim como da composição isotópica, temperatura e salinidade) das águas costeiras em cada local de coleta de vermetídeos, realizadas no mínimo mensalmente, ao longo de um ano, pelo menos. Na indisponibilidade desse tipo de dado, apresenta-se aqui uma breve discussão hipotética baseada em dados da literatura sobre a média global da composição química da água do mar e dos rios (Tabela 2). A partir das concentrações médias dos elementos de interesse para este trabalho em sua forma iônica, foram calculadas as razões elementares médias nessas duas massas de água.

Tabela 2 – Concentrações médias globais de diferentes metais alcalinos terrosos na água do mar e nos rios e suas razões elementares. A: Hem (1992). B: Salminen *et al.* (2005). C: Livingstone (1963) (apenas dados dos EUA).

| | Água do mar | Rios |
|---------------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|
| [Ca ²⁺] | 10,23 mmol/l ^a | 0,35 mmol/l ^a |
| [Mg ²⁺] | 55,54 mmol/l ^a | 0,15 mmol/l ^a |
| [Sr ²⁺] | 0,091 mmol/l ^a | 0,80 x10 ⁻³ mmol/l ^b |
| [Ba ²⁺] | 0,14 x10 ⁻³ mmol/l ^a | 0,73 x10 ⁻³ mmol/l ^c |
| Mg/Ca (calculado) | 5,42 | 0,42 |
| Sr/Ca (calculado) | 0,009 | 0,002 |
| Ba/Ca (calculado) | 0,014 x10 ⁻³ | 2,08 x10 ⁻³ |

Nota-se, pelos dados da Tabela 2, que não só a concentração, mas também as razões entre esses íons variam muito entre a água do mar e a dos rios. Como as razões Mg/Ca e Sr/Ca são muito maiores na água do mar, é possível que vermetídeos formados em áreas próximas a desembocaduras de grandes rios ou sob influência de plumas fluviais, em estuários ou deltas, apresentem menores valores dessas razões sem que haja necessariamente influência da temperatura. A razão Ba/Ca, ao contrário das demais, apresenta valor médio muito maior (até 150 vezes) nos rios do que no mar.

É importante notar que, para se chegar a um dado quantitativo da paleotemperatura / paleossalinidade a partir das análises químicas nas conchas fósseis (e mesmo para comprovar que na espécie em questão esses parâmetros físicos têm influência sobre as razões desses elementos), é preciso, além de saber a composição química da água, fazer um minucioso trabalho de calibração, que pode ser levado a cabo cultivando-se diversos indivíduos da mesma espécie em diferentes tanques com condições físico-químicas controladas.

Na ausência desse tipo de informação para as espécies analisadas aqui (*P. varians* e *D. irregulare*), será discutido a seguir, para cada razão elementar, a teoria que embasa o seu uso como indicador paleoambiental. Foram consultados trabalhos realizados em diversos tipos de carbonato biogênico, com ênfase em moluscos (e.g. Lorenz & Bender 1980, Klein *et al.* 1996, Ingram *et al.* 1998).

Mg/Ca

Chave (1954) reconheceu pela primeira vez que o teor de Mg em carbonato biogênico é maior nas regiões de menor latitude e sugeriu que a substituição de Ca por Mg nos carbonatos em geral seria facilitada pelo efeito do aumento de temperatura.

Na estrutura da calcita, o Mg substitui facilmente o Ca, pois tanto o MgCO_3 como CaCO_3 - calcita formam cristais romboédricos. Como a reação de substituição é endotérmica, teoricamente, a razão Mg/Ca na calcita aumenta junto com a temperatura, considerando a razão Mg/Ca da água constante (Rosenthal & Linsley 2006). Cabe notar que, experimentalmente, o aumento na razão Mg/Ca da água tende a inibir a precipitação de calcita inorgânica e a favorecer a formação de seu polimorfo, a aragonita (Folk 1974).

Em experimentos de precipitação de aragonita inorgânica, também se observa, em certos intervalos de temperatura, relação direta entre o teor de Mg e a temperatura de cristalização (Kinsman & Holland 1969), embora o mecanismo de incorporação do Mg na estrutura cristalina deste mineral seja mais complexo. A capacidade da aragonita em admitir Mg em substituição aleatória ao Ca na sua estrutura cristalina é muito limitada, em comparação com a calcita. No entanto, o Mg pode ocorrer também em compostos orgânicos aderidos ao mineral, adsorvido aos cristais de aragonita ou ainda em outras fases minerais associadas (Takesue *et al.* 2008).

Portanto, na maioria das espécies de concha ou esqueleto calcítico, pelas razões apresentadas, a relação do teor de Mg com a temperatura é amplamente aceita (Rosenthal *et al.* 1997, Klein *et al.* 1996). Em corais aragoníticos, ainda que os mecanismos sejam menos claros, também há evidência para a relação diretamente proporcional entre o teor de Mg e a paleotemperatura da água (Amiel *et al.* 1973, Wei *et al.* 1999).

No caso dos moluscos de concha aragonítica, há menos consenso sobre o controle termodinâmico na razão Mg/Ca (Schöne *et al.* 2003). Investigações em diferentes espécies de bivalves relatam relação direta entre temperatura e essa razão elementar (Klein *et al.* 1996, Ullmann *et al.* 2013), enquanto que outros (Wanamaker *et al.* 2008b, Poulain *et al.* 2014) apontam para a ausência de controle termodinâmico e a predominância do controle biológico. Estudos em espécies de gastrópodes são muito escassos, já que os bivalves oferecem sobre eles a vantagem de permitir aliar as análises químicas à esclerocronologia.

Sr/Ca

O Sr substitui facilmente o Ca em cristais de aragonita, visto que SrCO_3 e CaCO_3 - aragonita formam cristais isoestruturais (ambos ortorrômnicos). Como esta reação de substituição é exotérmica, teoricamente em cristais de aragonita a razão Sr/Ca diminui com o aumento da temperatura (Kinsman & Holland 1969, Rosenthal & Linsley 2006). A partir dessa premissa, a razão Sr/Ca tem sido usada como paleotermômetro inverso, com sucesso notadamente em corais (Weber 1973, Smith *et al.* 1979, Beck *et al.* 1992). Em

moluscos, no entanto, o uso dessa razão como indicador de temperatura é mais complexo e menos consensual (Schöne *et al.* 2003).

Apesar de a termodinâmica prever uma relação inversa entre a temperatura e a incorporação de Sr na aragonita, Gillikin *et al.* (2005) e Sosdian *et al.* (2006), estudando respectivamente bivalves e gastrópodes (ambos coletados vivos), encontraram correlação positiva entre a razão Sr/Ca e a temperatura, e interpretaram que tal relação não é devida ao controle termodinâmico, mas sim ao controle biológico, que faz com que a incorporação do Sr seja maior com o aumento da taxa de crescimento da concha, favorecido nos períodos mais quentes do ano.

Ba/Ca

O Ba, assim como o Sr, também forma carbonato ortorrômbico, o que facilita a substituição do Ca por esse elemento na estrutura da aragonita. No entanto, diferentemente do que ocorre com o Sr, estudos em carbonato biogênico não sugerem importante controle termodinâmico nessa substituição, sendo que seu teor em conchas e esqueletos de diferentes organismos parece depender primariamente da concentração desse elemento na água (Hall & Chan 2004, Poulain *et al.* 2014).

Como a razão Ba/Ca é, em média, muito maior nos rios do que nas águas oceânicas superficiais (Tabela 2), ela pode ser usada como indicador da influência da descarga fluvial em ambientes costeiros, o que é bastante aceito tanto em corais (McCulloch *et al.* 2005) como em bivalves (Poulain *et al.* 2014, Gillikin *et al.* 2006).

O Ba, diferentemente dos demais elementos analisados aqui, não apresenta comportamento conservativo, isto é, sua concentração na água costeira pode não ser simplesmente resultante da mistura das concentrações de Ba²⁺ na água do mar e na água doce, pois durante o processo de mistura podem ocorrer reações químicas que alteram sua concentração final. Coffey *et al.* (1997) relatam que, em grandes rios, a concentração desse íon na desembocadura costuma ser ainda maior do que ao longo do curso a montante, devido a reações de trocas catiônicas nos argilominerais em suspensão com a água do mar. Tais reações, no entanto, não alteram o que foi afirmado anteriormente, apenas acentuam a diferença nas concentrações de Ba²⁺ entre a água do mar e a pluma fluvial.

Também foi observado que a atividade biológica influencia a concentração de Ba na água do mar, fazendo com que o seu cátion seja incorporado à concha e aos componentes orgânicos do fitoplâncton, ou precipitado na forma de barita por indução desses mesmos organismos (mecanismo ainda não completamente compreendido). Isso

faz com que nos oceanos a concentração de Ba²⁺ seja muito reduzida nas camadas de água superficiais em comparação com as mais profundas (Chan *et al.* 1977, Dehairs *et al.* 1980). Devido a esse efeito, em áreas sujeitas à ressurgência costeira, a ascensão de águas mais profundas pode aumentar a concentração local de Ba²⁺, podendo a razão Ba/Ca de moluscos que aí vivem ser utilizada como indicador da intensidade da ressurgência (Hatch *et al.* 2013).

4.2 Procedimentos

4.2.1 Nivelamento e coleta

As medições do NRM em cada bioconstrução de vermetídeo, com uso de nível topográfico com tripé, e a coleta de amostras representativas de suas conchas foram realizadas previamente ao início deste trabalho. Obtiveram-se assim 83 amostras em nove localidades diferentes do litoral brasileiro, a maioria delas com dados de NRM já apresentados em trabalhos prévios de Angulo *et al.* (1999, 2006, 2013a,b, 2015), Ribeiro (2011) e Dillenburg *et al.* (*in prep.*). Nessas amostras, a elevação foi medida em relação ao horizonte homólogo de vida do vermetídeo hoje. Nos locais de medição em que não foram encontrados vermetídeos vivos, isto é, em Guarapari (ES), Ilha do Cardoso (SP) e litoral da Região Sul, utilizou-se como referencial o organismo que hoje ocupa sua biozona, o poliqueta do gênero *Phragmatopoma* (cf. item 4.1.1). Os dados de paleonível e idade ¹⁴C assim obtidos em cada amostra, bem como as respectivas referências bibliográficas, encontram-se listados no Anexo. As amostras que não possuem dado de paleonível, num total de 20, foram encontradas como fragmentos de colônias retrabalhados ou incrustadas em blocos de rocha considerados, por critérios de campo, como provavelmente deslocados.

4.2.2 Atividades laboratoriais

Todas as amostras, num total de 103, foram armazenadas no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da USP. 36 delas, coletadas em Guarapari, foram tratadas e analisadas nos projetos de Iniciação Científica das alunas de graduação em Geologia Priscila Cury Ribeiro (FAPESP) e Caroline Campos Soares (CNPq). Para cada amostra, adotou-se a seguinte sequência de procedimentos laboratoriais:

1. Limpeza mecânica com água e escova para remoção da impregnação orgânica mais superficial.
2. Ataque com H₂O₂ 10 volumes durante pelo menos 48 horas para retirar toda matéria orgânica remanescente e desagregar eventuais impregnações argilo-orgânicas que

pudessem gerar contaminação e afetar assim os resultados químico-isotópicos e de datação.

3. Identificação taxonômica dos vermetídeos e de outros organismos a eles associados, com base em trabalhos de Keen (1961), Laborel (1986), Rios (1994), e em referências bibliográficas das amostras previamente estudadas (Angulo *et al.* 1999, 2013a,b, 2015), ou ainda com a consultoria da especialista Dra. Paula Spotorno de Oliveira (Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, Marinha do Brasil, Arraial do Cabo, RJ)
4. Registro fotográfico com lupa, em diferentes aumentos, e arquivamento digital.
5. Retirada à lupa binocular, com ajuda de alicate de ponta fina, de tubos de vermetídeo de cada fóssil-paleonível pré-tratado, incluindo desagregação mecânica prévia das amostras intensamente cimentadas, de modo a facilitar a amostragem dos tubos. Procurou-se coletar tubos bem desenvolvidos, de diâmetro semelhante, supostamente formados por indivíduos com mesmo estágio de desenvolvimento. Este material em seguida foi pulverizado, homogeneizado com pistão e almofariz de ágata e separado em diferentes alíquotas, destinadas a cada uma das seguintes análises:
 - a. Difractometria de Raios-X (DRX): cerca de 50 mg foram analisados no Laboratório de DRX do IGc-USP, com a finalidade de conferir se a mineralogia original da concha, de aragonita, estava preservada e evitar assim o uso indesejável, para datação ou estudo químico-isotópico, de fósseis contaminados por calcita, seja de substituição, revestimento pós-deposicional ou incrustação por outros organismos.
 - b. Datação: alíquotas de 50 mg de 67 amostras foram enviadas para determinação da idade absoluta por ^{14}C via espectrometria de massa acelerada (AMS), encomendada ao Laboratório de Datação por Radiocarbono de Poznań, Universidade Adam Mickiewicz, Polônia, e à Universidade da Georgia, EUA.
 - c. Dosagem de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$: em torno de 50 mg foram enviados para o Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (Cepegeo), no Instituto de Geociências da USP (IGc-USP), onde foram analisadas através de cromatografia gasosa acoplada a um espectrômetro de massa de razão isotópica *Delta V Advantage*, da *Thermo Scientific*[®].
 - d. Obtenção das razões Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca: alíquotas de 50mg foram enviadas para a Central Analítica do Instituto de Química da USP (IQ-USP), onde sofreram digestão ácida (ácido clorídrico) em chapa e bloco digestor da *SCP Science*[®], modelo *DigiPrep*, e foram analisadas por espectrometria de massa de plasma

indutivamente acoplado (ICP-OES, na sigla em inglês) em espectrômetro ótico de emissão atômica com visão radial, modelo *Spectro*[®] Arcos.

6. Análise petrográfica, por microscopia óptica de luz polarizada, de 39 amostras de vermetídeos, representativas de diferentes intervalos de paleonível, localidades e espécies, e de uma amostra de *Phragmatopoma* atual coletada em SFS (SC), previamente submetidas à impregnação com resina epóxi azul em câmara de vácuo e enviadas à Seção Laminação do IGc-USP para a confecção de seções delgadas.
7. Análise ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) com espectrometria de energia dispersiva de Raios-X (EED) de duas seções delgadas (códigos 142 e 685) e de quatro amostras com aproximadamente 2,5 cm³ (códigos 141, 142, S1 e F6.1), recobertas com carbono (141 e 142) ou ouro (S1 e F6,1), e que foram selecionadas após a análise petrográfica, com o intuito de esclarecer dúvidas quanto à textura e composição do cimento e das conchas.

4.2.3 Tratamento de resultados

Os resultados da datação por ¹⁴C AMS foram convertidos em anos calibrados antes do presente (cal AP), com erro de dois desvios padrões (2σ), utilizando-se no programa *CALIB REV7.0.1* (disponível em <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib>) a curva de calibração *Marine 13*.

Com o uso do *software Microsoft Excel*, construíram-se gráficos de dispersão dos paleoníveis e dos resultados analíticos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca) em função das idades calibradas medianas, e foram obtidos ajustes lineares, ou polinomiais de ordem maior, a fim de testar a hipótese da variação temporal dessas variáveis. Para cada curva de regressão, calculou-se automaticamente (isto é, no próprio programa) o valor do coeficiente de determinação (R^2) (indicado no gráfico) e, nos casos em que se obteve regressão linear, também foi calculado o nível de significância α (p ou erro I) a partir do valor do coeficiente de correlação linear (r) e do número de amostras (n), com base na tabela de Fisher & Yates (1938).

Para cada conjunto de resultados analíticos, em cada localidade, também foram construídos gráficos em caixa (*boxplots*), para testar a existência de resultados estatisticamente anômalos (*outliers*) e observar como as medianas, médias e intervalos interquartis variam regionalmente. Os *outliers* referidos neste trabalho atendem ao critério utilizado pelo *Excel* e são definidos como os valores superiores a $Q3 + 1,5 \times (Q3 - Q1)$ ou inferiores a $Q1 - 1,5 \times (Q3 - Q1)$, sendo Q1 e Q3 os quartis inferior e superior, respectivamente. A caixa, nos gráficos deste tipo, representa o intervalo entre Q1 e Q3.

Além desse critério estatístico, no caso dos dados de paleonível marinho, também testou-se a existência de dados “discrepantes”, definidos aqui como os valores que se afastam da curva de ajuste polinomial em mais ou menos 1 m, considerado por Angulo *et al.* (1999) o erro do método do nivelamento de vermetídeos. Este critério foi utilizado como uma tentativa de identificar as amostras cujo paleonível é muito diferente das demais amostras de idade próxima a ela e que tampouco concorda com dados obtidos em trabalhos prévios para aquela região. Uma vez que os vermetídeos são considerados indicadores precisos e confiáveis do NRM, são discutidas possíveis explicações para a ocorrência desses dados discrepantes.

Na análise petrográfica, para estimar visualmente o grau de arredondamento de clastos incorporados nas bioconstruções, utilizou-se a carta de Powers (1953). Para avaliação qualitativa do grau de seleção granulométrica destes clastos, primeiro foi estimado visualmente o valor do desvio padrão (Φ), com base na carta de Folk (1964), e, em seguida, converteu-se este valor em grau de seleção, conforme Pettijohn *et al.* (1987).

5. RESULTADOS

5.1 Taxonomia e caracterização dos vermetídeos

Todos os espécimes de vermetídeos identificados como pertencentes ao gênero *Dendropoma* são originários dos arquipélagos oceânicos de Fernando de Noronha e Trindade. Todos os espécimes originários do litoral continental foram identificados como pertencentes ao gênero *Petalconchus*. Um único exemplar de ilha oceânica, correspondente a amostra do AFN datada em 110-546 anos cal AP, foi identificado como *P. varians*. O outro exemplar dessa localidade, identificado como *D. irregulare*, foi coletado vivo. No ASPSP, as duas amostras, intensamente erodidas, não puderam ser precisamente identificadas (gênero *Thylaeodus*?).

Petalconchus varians

As conchas de *P. varians* apresentam, comumente, coloração homogênea, tanto interna como externamente, em tons de bege, rosa e marrom e ornamentação na forma de estrias transversais, correspondentes às linhas de crescimento do tubo, e longitudinais, rugosas (Figura 17A), estas exatamente como as descritas por d'Orbigny (1846) no tipo da espécie, coletado no Rio de Janeiro (“*testa (...) longitudinaliter rugoso-costata*”). Também são frequentes tubos com voltas em espiral mais ou menos regular, com desenvolvimento de columela (Figura 17B), e com um par de lâminas internas projetando-se da parede columelar (Figura 17C). Em algumas colônias é possível observar a superfície plana na qual os tubos estavam aderidos ao costão rochoso (Figura 18).

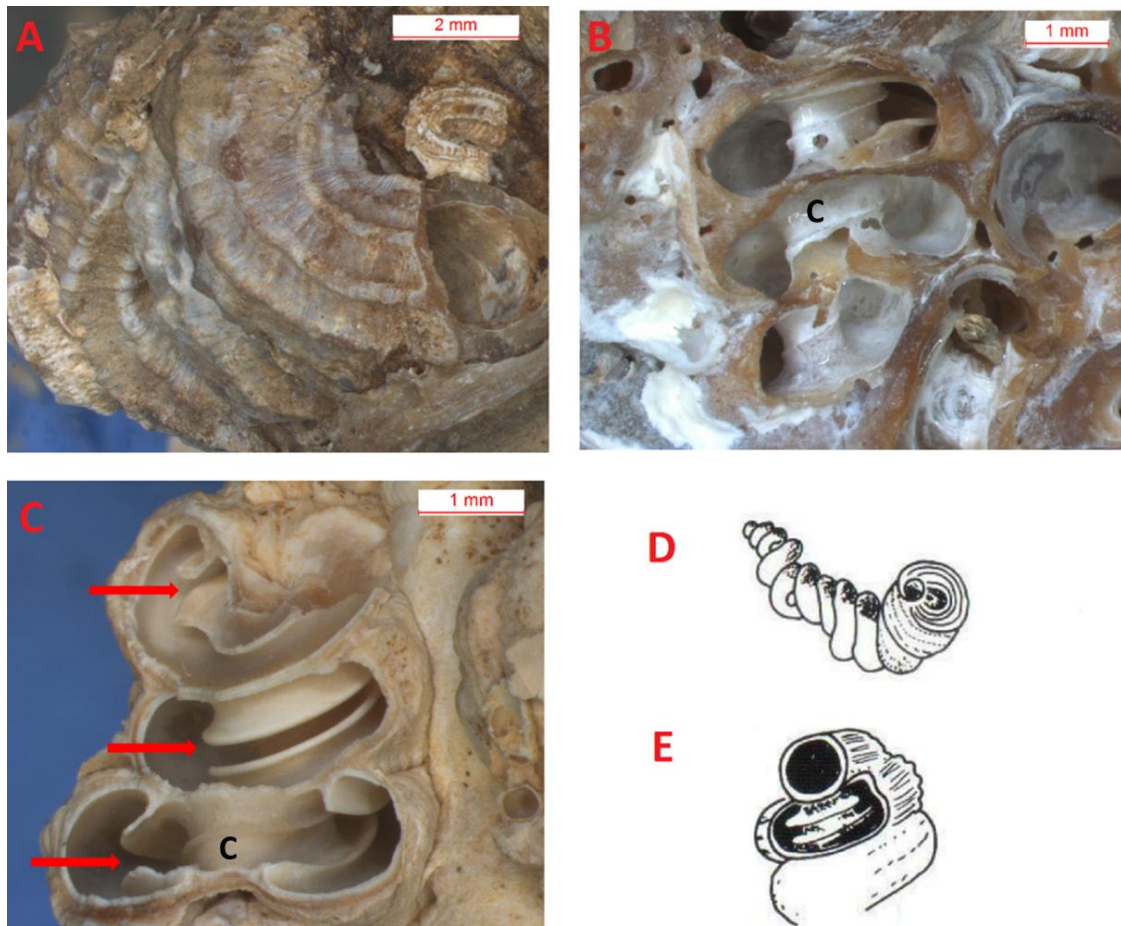


Figura 17 – Características das conchas de *Petalocochus varians*. (A) Indivíduo onde é possível notar estrias longitudinais e transversais à parede do tubo (São Sebastião, SP). (B) Indivíduo com enrolamento típico (Armação de Búzios, RJ). (C) Lâminas internas (setas vermelhas) projetando-se das paredes columelares do tubo (Praia de Armação, SC). Esquemas do enrolamento típico (D) e das lâminas internas (E), retirados de Laborel (1986).



Figura 18 – Vista da superfície de colônia de *P. varians* que estava aderida ao costão rochoso. Amostra de São Sebastião (SP) datada em 478-601 anos cal AP.

As conchas de *P. varians* apresentam diâmetro do orifício de cerca de 1,2 mm e espessura da parede em torno de 0,2 mm. As paredes dos tubos são, em geral, anisópacas, sendo mais delgadas no contato com a parede de tubo vizinho. Elas são formadas por várias camadas concêntricas constituídas por cristais prismáticos / fibrosos de aragonita com orientação radial (mais comum) (Figura 19), inclinada ou tangencial à circunferência do tubo.

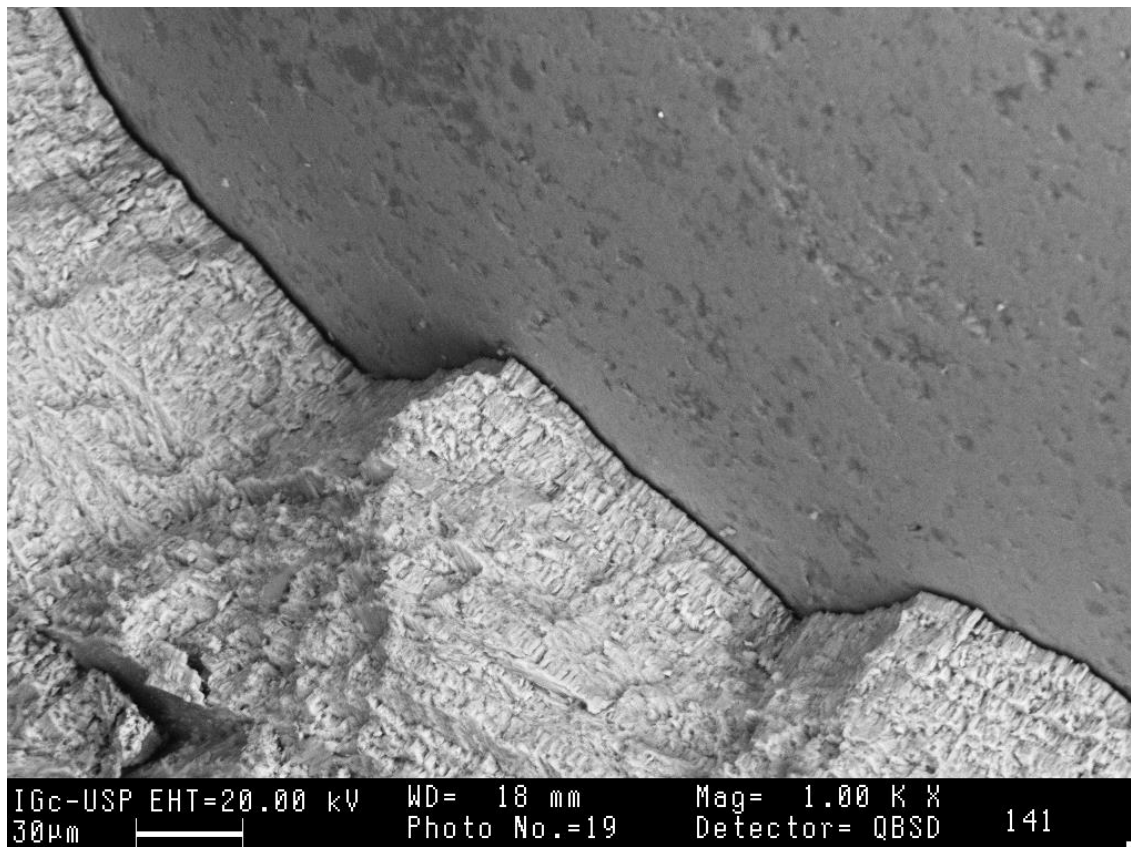


Figura 19 – Lâminas isópacas e concêntricas constituídas de cristais prismáticos / fibrosos, orientados radialmente, em corte transversal ao tubo de *P. varians*. Material à direita corresponde à preenchimento micrítico do interior do tubo. Amostra de Caiobá (PR). Eletromicrografia de varredura, detector de elétrons retroespalhados.

Nas seções delgadas, é comum encontrar tubos em que há intercalação, numa mesma parede, entre lâminas com coloração laranja ou marrom e outras de coloração branca ou bege (Figura 20), estas predominantes nas bioconstruções. Examinadas ao MEV com detector de elétrons retroespalhados, camadas de amostra de Gaibu (PE) que opticamente exibem cor laranja ou marrom apresentam tom de cinza ligeiramente mais escuro que camada vizinha de cor branca (Figura 21), o que evidencia peso atômico médio levemente mais baixo. Análises químicas pontuais ao EED desta mesma amostra revelaram, de fato, a presença de elementos mais leves que o Ca, como Na ou S, nas camadas de cor laranja ou marrom (2 e 3, na Figura 21), em contraste à presença do Sr, mais pesado que o Ca, na camada branca (1, na Figura 21). O S está possivelmente

associado a matéria orgânica impregnada na aragonita da camada colorida. Outra diferença composicional constatada via MEV-EED entre as camadas que constituem as paredes da mesma amostra de vermetídeo reside na relação O/Ca, mais alta na camada branca (1,16) de que nas coloridas (0,93 a 1,06) (Figura 21). A relação O/Ca da camada branca é também mais próxima da relação teórica calculada para a aragonita pura (1,20), o que reforça a hipótese de que outros compostos, inclusive orgânicos, enriquecidos em elementos químicos relativamente leves, encontrem-se associados à aragonita das camadas coloridas.

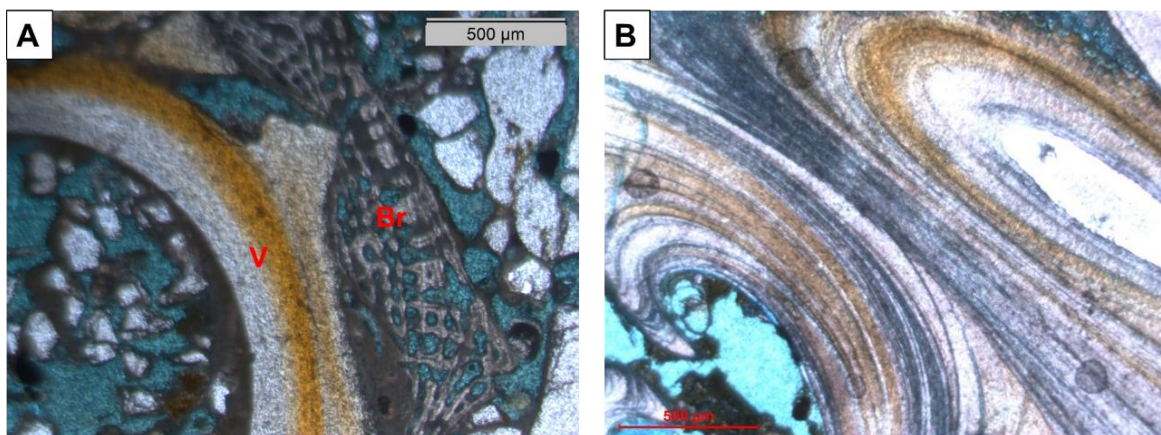
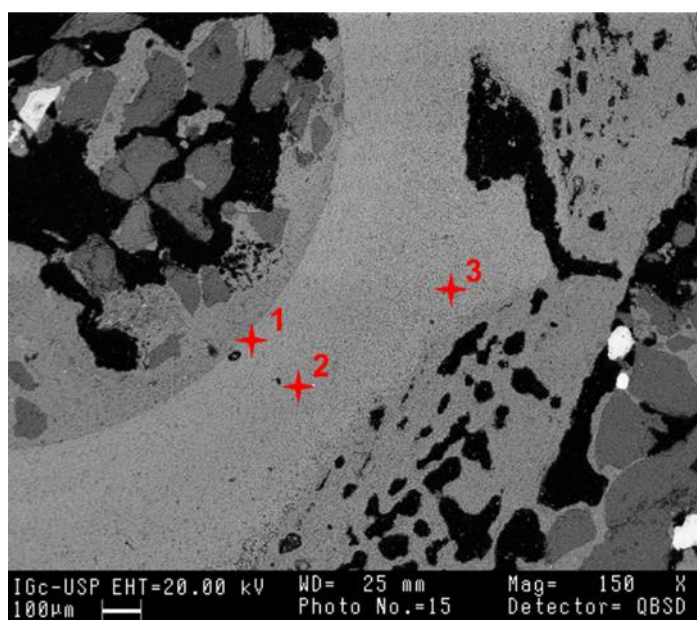


Figura 20 – Tubos de *P. varians* em seções delgadas. (A) Gaibu (PE), (B) Garapari (ES). Notar variação de cor, segundo bandas concêntricas, na parede do vermetídeo. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados. V: vermetídeo. Br: briozoários. Ver análises por MEV-EED da seção A na Figura 21.



| Elementos detectados (% massa) | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|
| O | 53,56 | 48,1 | 51,41 |
| Ca | 46,07 | 51,52 | 48,43 |
| Sr | 0,38 | - | - |
| Na | - | 0,38 | - |
| S | - | - | 0,16 |
| Total | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Figura 21 – Tubo de *P. varians* de Gaibu (PE) com indicação das análises pontuais ao EED (resultados quantitativos detalhados à direita). Carbono foi excluído do cômputo, por ser o elemento usado no recobrimento da amostra. Eletromicrografia de varredura com detector de elétrons retroespalhados.

Em seção, os tubos de *P. varians* podem ainda apresentar formato externo ondulado (Figura 22A), feição esta que talvez represente as estrias longitudinais, e formato interno circular, oval ou de trevo quando presentes as lâminas internas (Figura 22B).

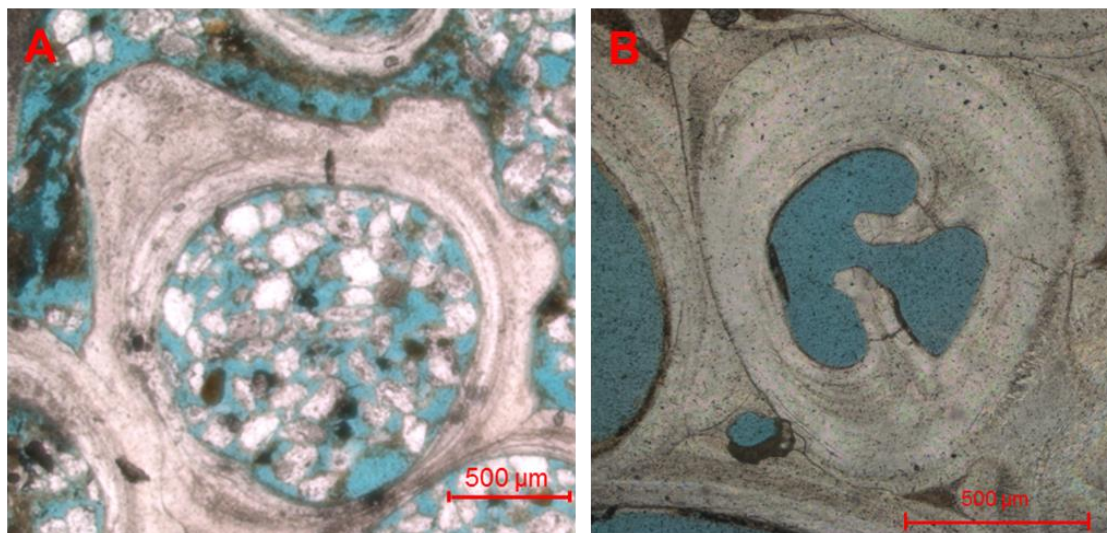


Figura 22 – Seções delgadas de colônias de *P. varians*. (A) Tubos com concha anisópaca, de formato externo ondulado. (B) Projeções simétricas das lâminas internas da parede do tubo, definindo poro com formato de trevo. (A): Amostra de SFS. (B): Amostra de Guarapari. Fotomicrografias ao microscópio petrográfico, polarizadores descruzados.

Além das duas lâminas internas é comum o aparecimento de outra protuberância de menor dimensão, localizada na parede columelar do tubo, em formato de crista, com superfície lisa ou serrilhada (Figura 23). Estruturas semelhantes são descritas por Savazzi (1996) em *Petalconchus* pliocênicos do Chipre e por Scuderi (2012) em *Petalconchus* vivos da Sicília. Este último autor chama essa estrutura de prega central (*central fold*). Savazzi (1996) e Scuderi (2012) não apontam o significado dessa estrutura, mas é possível aventar que ela aumente a aderência do músculo columelar à parede da concha.

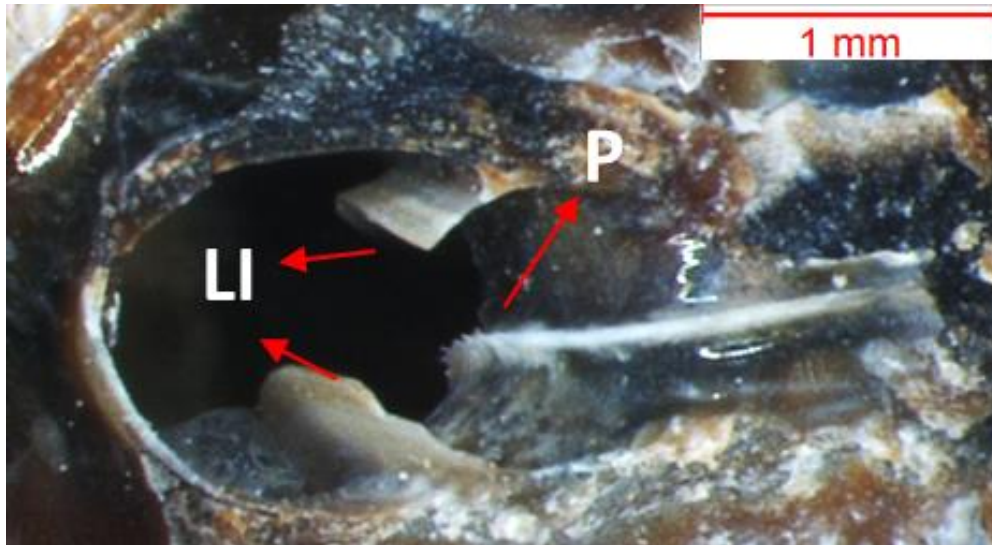


Figura 23 – Tubo de *P. varians* em que é possível observar, além das duas lâminas internas (LI), o desenvolvimento de prega central (P). Amostra de Maceió (AL).

Em seção, nota-se que as camadas que formam a parede do tubo são mais circulares no seu perímetro externo enquanto que as camadas mais internas acompanham o formato de trevo (Figura 24), sendo que tanto a prega central como as lâminas internas partem das mesmas camadas da parede do tubo, não havendo uma clara diferenciação entre as camadas que formam as lâminas internas e as que formam a prega central.

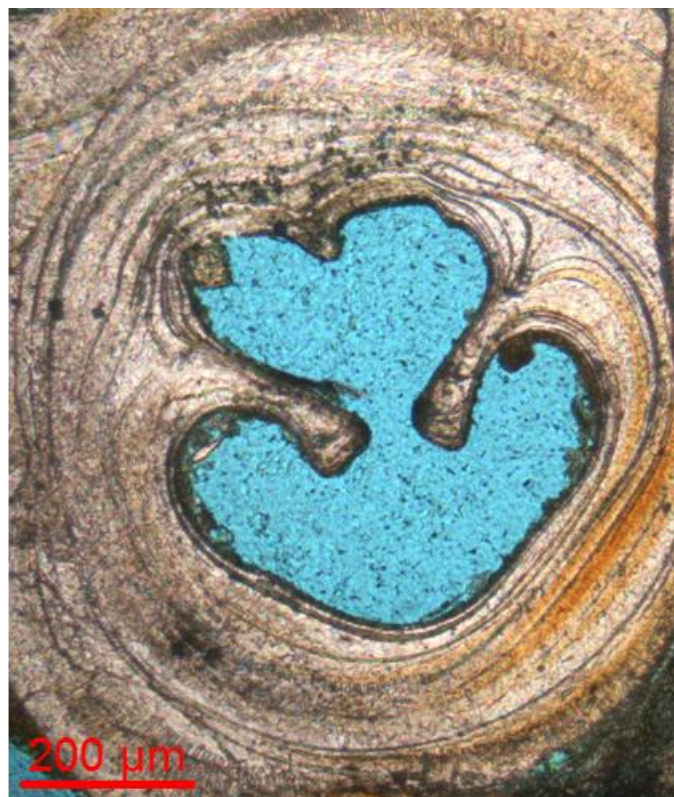


Figura 24 – Tubo de *P. varians* em seção. Amostra de Guarapari (ES). Fotomicrografia ao microscópio petrográfico, polarizadores descruzados.

Em alguns tubos de *P. varians* também é possível observar uma pequena protuberância em cada uma das lâminas internas no lado voltado à parede externa do tubo (Figura 25). Em seção delgada, nota-se discordância entre as camadas de aragonita que formam essas protuberâncias e as que formam as lâminas internas, sugerindo que a formação dessas protuberâncias é posterior à das lâminas, o que também foi observado por Savazzi (1996) no *P. intortus*.

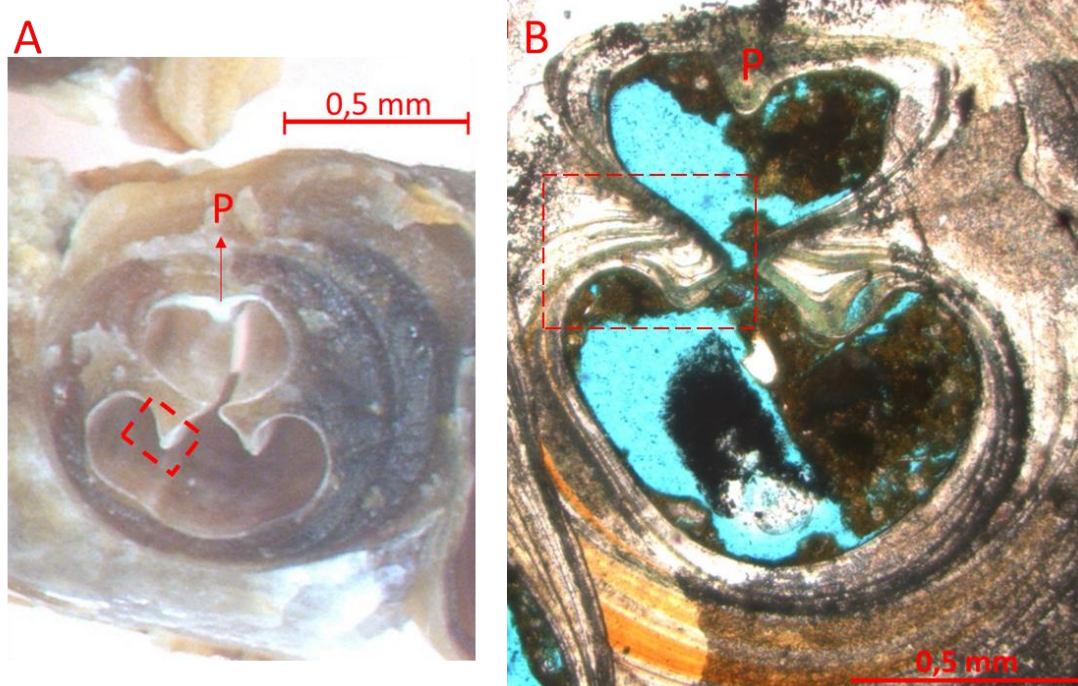


Figura 25 – Estruturas internas de tubo de *P. varians* em seção. Notar protuberância nas duas lâminas internas (retângulo tracejado na lâmina interna à esquerda), voltada para a parede externa do tubo e prega central (P) na parede columelar. (A) Praia do Forte (BA). Fotomicrografia à lupa estereoscópica. (B) Guarapari (ES). Fotomicrografia ao microscópio petrográfico, polarizadores descruzados.

As lâminas internas são, em geral, de igual dimensão, ligeiramente dobradas para a parte externa do tubo e separadas entre si por ângulos entre 80° e 165°, valores superiores aos citados por Lea (1843) no tipo do gênero, que é de, em média, 60°. Ou seja, nos indivíduos de *P. varians* aqui estudados elas projetam-se mais próximas das paredes adabical e abapical do tubo do que exatamente da parede columelar (Figura 26).

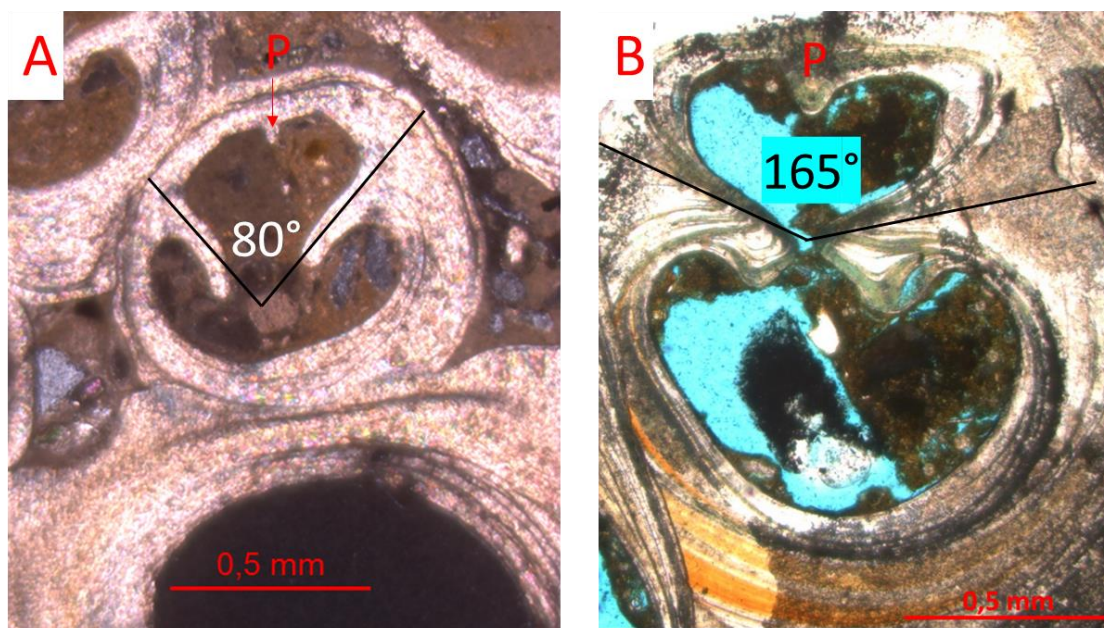


Figura 26 – Medidas aproximadas do ângulo entre as lâminas internas de *P. varians*. Parte interna (columelar) do tubo no topo, de onde se projeta a prega central (P). Amostras de Gaibu (A) e Guarapari (B). Fotomicrografias ao microscópio petrográfico, polarizadores cruzados em (A) e descruzados em (B).

Em cortes paralelos ao eixo de enrolamento, são encontrados indivíduos com diversas geometrias, como por exemplo: dois trevos espelhados, com eixo de simetria na columela (Figura 27A), formato em número oito (Figura 27B) ou de halter, quando as lâminas internas são seccionadas em quase toda a volta do tubo, mas a columela não (Figura 28).

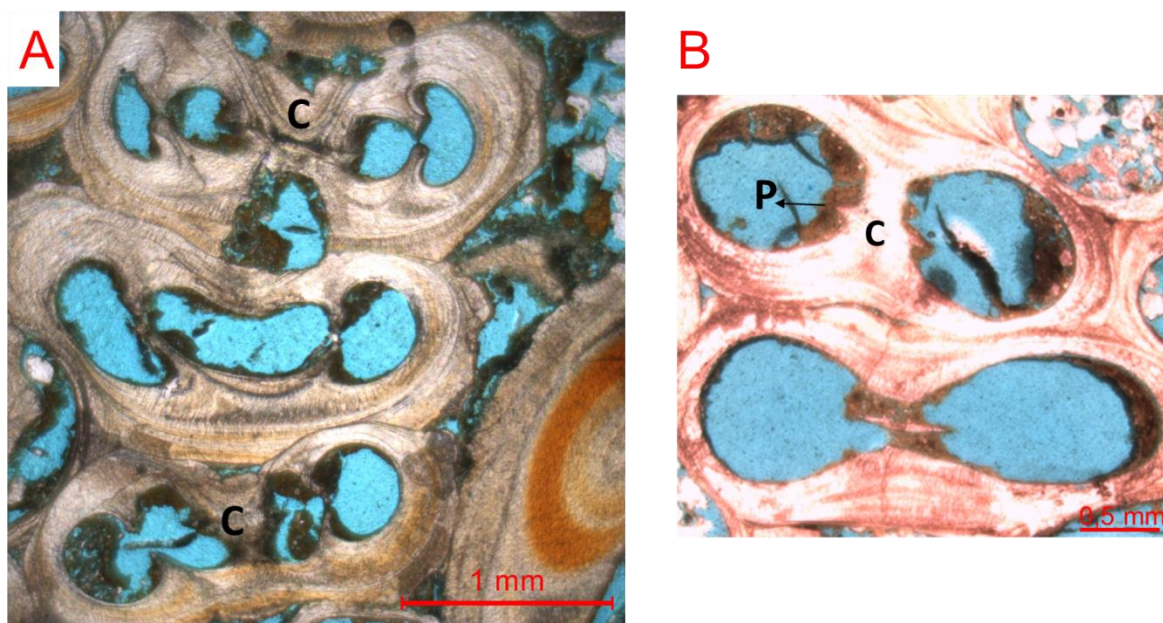


Figura 27 – Seções delgadas paralelas ao eixo de enrolamento (na vertical) de *P. varians*. Notar prega central (P) na columela (C). (A): Guarapari (ES). (B): SFS. Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados.

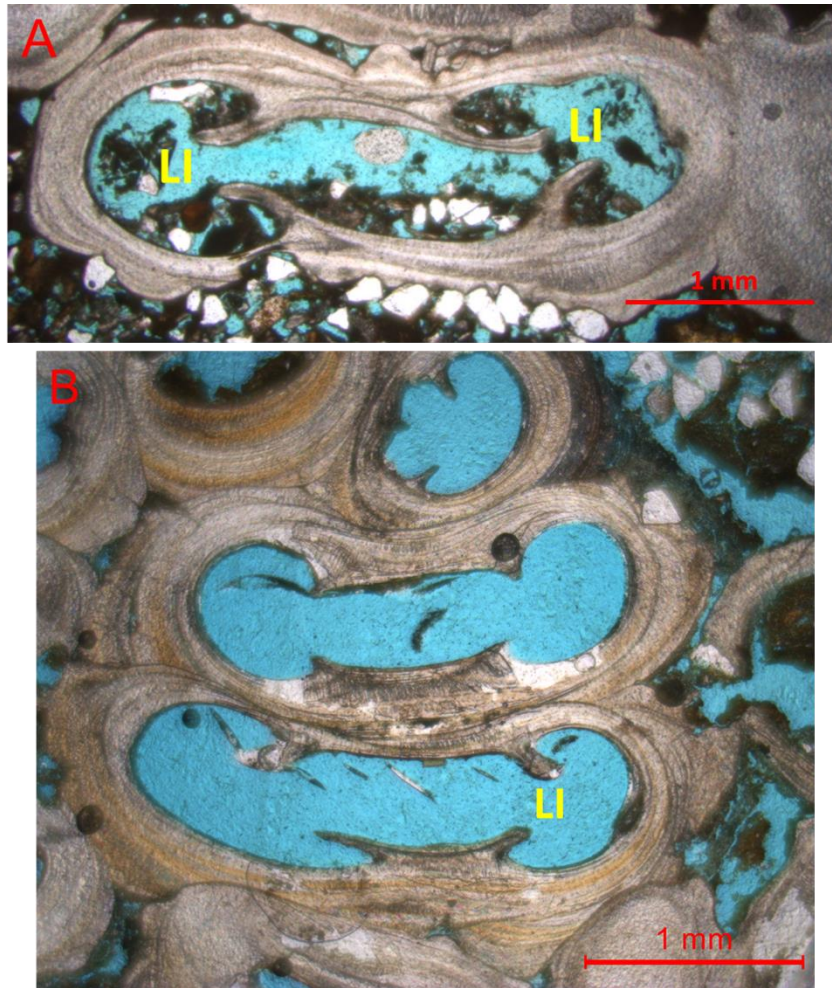


Figura 28 – Seções delgadas paralelas ao eixo de enrolamento (na vertical) de *P. varians*, revelando formatos em halter. Amostras de Guarapari (ES). Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados

Dendropoma irregulare

As conchas de *D. irregulare* apresentam diâmetro médio de 1,0 mm, espessura da parede em torno de 0,1 mm, e comumente, ornamentação na forma de estrias transversais (linhas de crescimento). Alguns tubos possuem estrias transversais muito nítidas e com formato ondulado (Figura 29), como descrito por d’Orbigny (1841) no tipo da espécie em Cuba (“*testa (...) transversim rugoso-plicata*”).



Figura 29 – *D. irregulare* de colônia coletada viva no AFN.

A coloração externa das conchas de *D. irregulare* é, em geral, malhada ou mosqueada em tons de marrom e a coloração interna pode variar do branco ao marrom escuro em um mesmo indivíduo. O enrolamento é plano-espiral e os opérculos, de formato mamilonar, têm coloração vinho a laranja (Figura 30). As colônias de *D. irregulare* foram encontradas como incrustações em rochas calcárias; as conchas aparecem parcialmente entrincheiradas no substrato, o que é característica exclusiva deste gênero (Morton 1965).

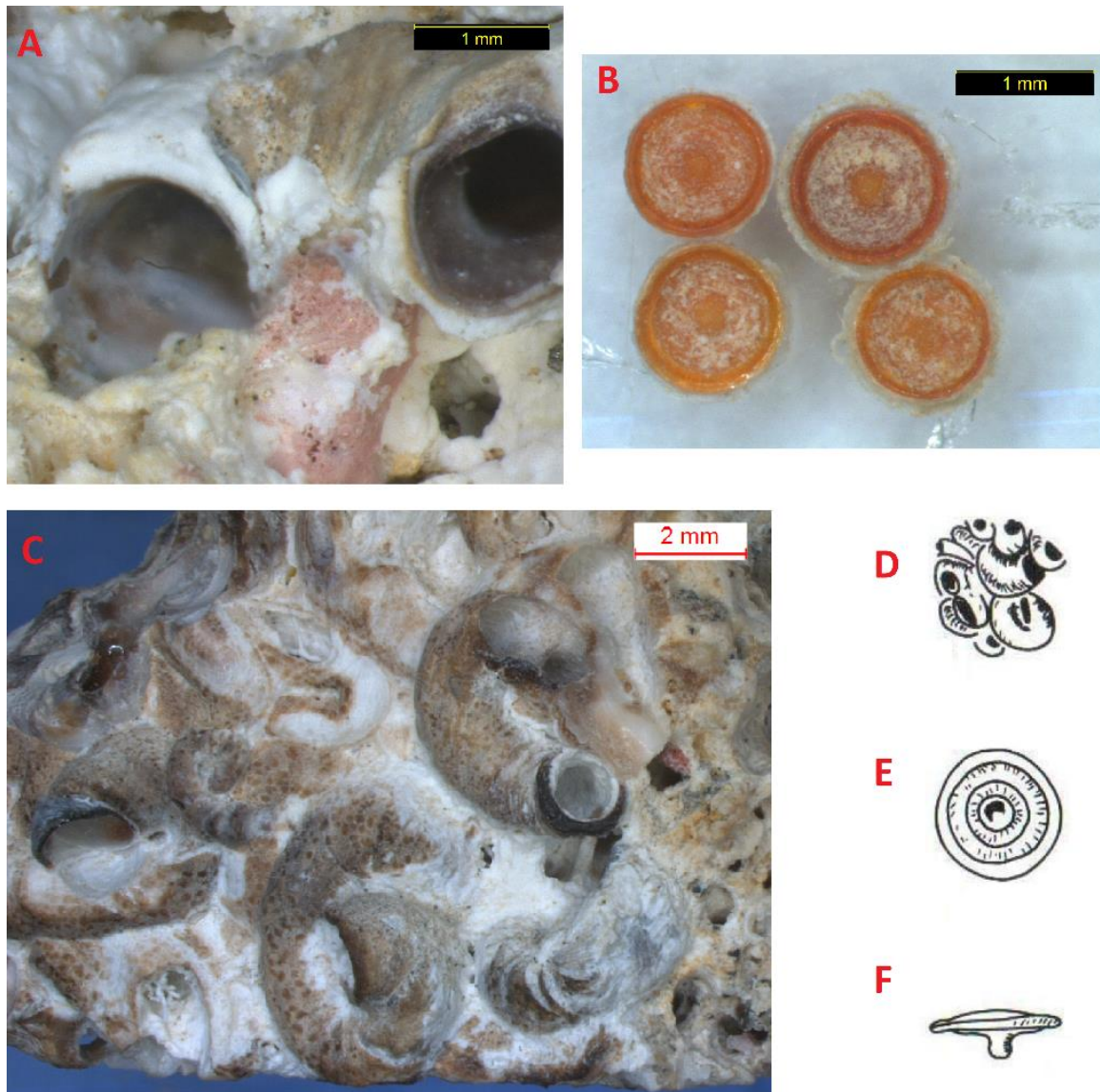


Figura 30 – Características das conchas e colônias de *Dendropoma irregulare*. (A) concha (fraturada) de indivíduo. (B) Opérculos. (C) Bioconstrução onde se pode notar enrolamento dos indivíduos típico da espécie e coloração mosqueada em tons de marrom. (A) e (B): amostra atual do AFN. (C): amostra de Trindade datada em 3244 - 3448 anos cal AP. (D), (E), (F) Esquemas do enrolamento típico dos indivíduos adultos (D) e do opérculo visto frontalmente (E) e lateralmente (F), retirados de Laborel (1986).

Em seção delgada, as microestruturas das paredes do *D. irregulare* são menos nítidas de que em *P. varians*. Desse modo, em somente uma amostra foi possível discriminar, ao longo da parede do tubo, a disposição de diversas lâminas concêntricas formadas por cristais de aragonita orientados radialmente, com coloração creme a levemente rosada (Figura 31).

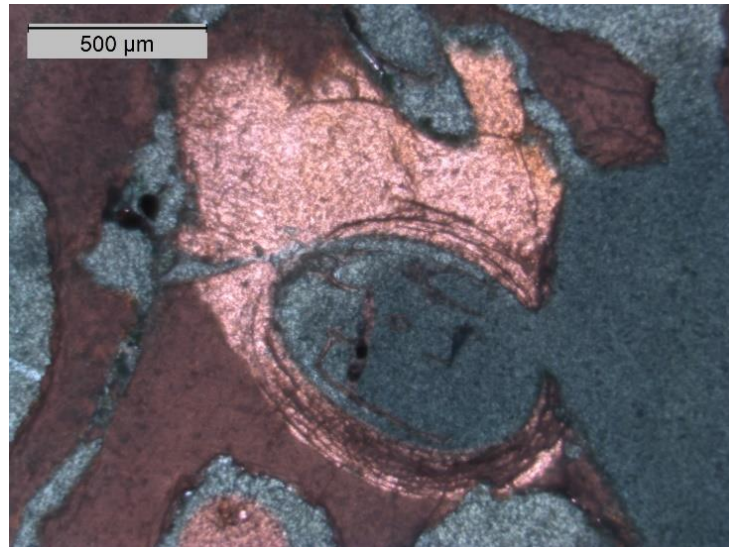


Figura 31 – Tubo de *D. irregulare* incrustado em algas vermelhas. Amostra de Trindade.

***Thylaeodus* sp.?**

As amostras do ASPSP, que consistem em fina película de vermetídeos incrustando rocha vulcânica, não puderam ser inequivocamente identificadas a nível genérico devido a seu alto grau de erosão. Nessa localidade, são descritas ocorrências tanto de *Dendropoma* como de *Thylaeodus*, este último também capaz de formar pequenas colônias (Keen 1961). Os espécimes estudados apresentam coloração homogênea cinza-esbranquiçada com brilho porcelanáceo e enrolamento em espiral (com parede columelar lisa, sem lâminas internas) (Figura 32), características que são mais condizentes com *Thylaeodus* do que com *Dendropoma*.

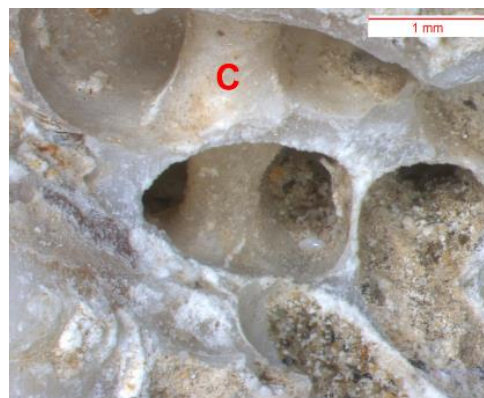


Figura 32 – Tubo de vermetídeo não identificado (possível *Thylaeodus*) do ASPSP, com indicação da columela (C).

Na teleoconcha de um indivíduo do ASPSP (amostra 1102), notou-se ornamentação externa com linhas de crescimento bem demarcadas e pequenas lâminas transversais projetando-se da superfície, o que dá à concha aspecto folheado (Figura 33A). Estas lâminas podem ser cicatrizes de antigos tubos de alimentação (Figura 33B), característica comumente encontrada no gênero *Thylaeodus* (Keen 1961, que considerou

Thylaeodus subgênero de *Vermetus*). Em seção delgada, também se observaram com frequência tubos em semicírculos (em que a parede do tubo não forma volta completa) encaixados em tubos circulares (Figura 33C), feição não encontrada nas amostras de *D. irregulare* ou *P. varians*. É possível que este formato corresponda a seccionamento de uma teleoconcha com tubo de alimentação abandonado (Figura 33D), o que seria mais um indício de que se trata do gênero *Thylaeodus*.

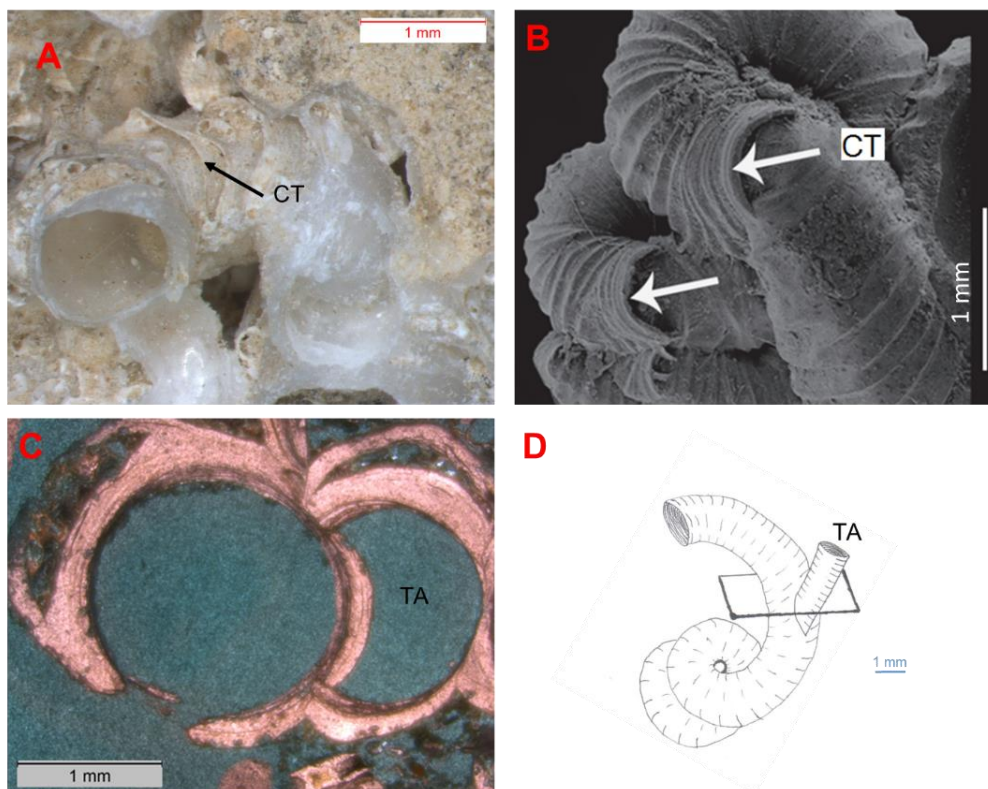


Figura 33 – (A) Fotomicrografia à lupa estereoscópica da amostra 1102, do ASPSP. (B) Eletromicrografia de *Thylaeodus equatorialis*, do ASPSP (Spotorno & Simone 2013). (C) Fotomicrografia ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados da amostra 1102. (D) Esquema de seção em *Thylaeodus* que poderia gerar a feição semicircular observada em (C). CT: cicatriz de tubo de alimentação. TA: tubo de alimentação abandonado.

5.2 Ocorrência e distribuição dos organismos associados às colônias

Os principais macroorganismos encontrados junto às bioconstruções são cracas do gênero *Tetraclita* e bivalves da família Ostreidae e dos gêneros *Litophaga* e *Brachidontes* (Figura 34 A a D). Esses organismos ocorrem, em geral, na superfície das bioconstruções, sobre a qual imprimem sinais de bioerosão, e são comumente encontrados nas zonas meso e supralitoral em toda a área de estudo (Laborel 1979, Rios 1994). Quitons, que são moluscos da classe Polyplacophora, comuns nas regiões intermarés do litoral brasileiro (Correia *et al.* 2015), foram observados abrigados em tubos vazios de *D. irregulare* vivo do AFN (Figura 34E).

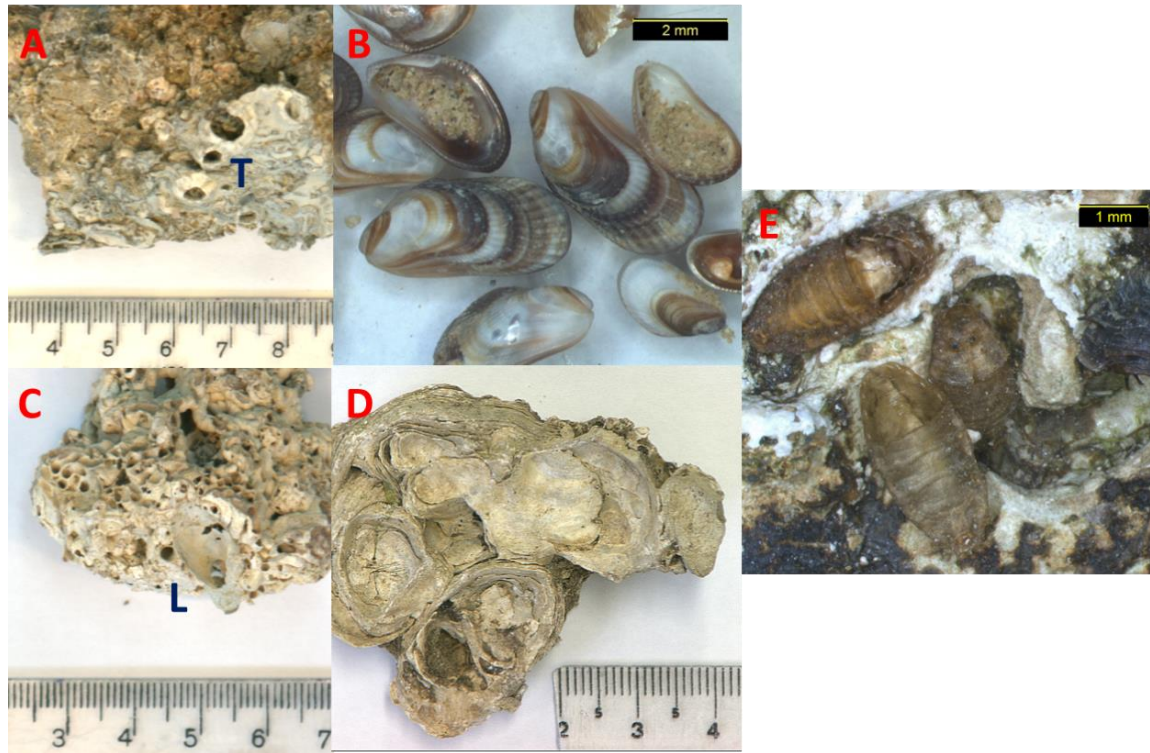


Figura 34 – Alguns dos organismos encontrados junto às colônias de vermetídeos. (A) *Tetraclita* sp., indicado pela letra T (Pinheira, SC). (B) *Brachidontes* sp. (São Sebastião, SP). (C) *Litophaga* sp., indicado pela letra L (Ilha do Mel, PR). (D) Ostras (Ostreidae). (Pinheira, SC). (E) Quitons (AFN). Fotomicrografias à lupa estereoscópica.

Em seção delgada, a morfologia das conchas desses organismos também pôde ser melhor detalhada: cracas exibem, em seção basal, paredes anisópacas com estrutura alveolar (Figura 35); conchas de *Litophaga*, que possuem formato cônico, mostram paredes formadas por várias lâminas que se espessam na base do cone (Figura 36A); conchas de ostras apresentam espessura milimétrica com estrutura folheada (Figura 36B). Outro bivalve observado na petrografia (Figura 36C), provavelmente também em posição de vida, pertence provavelmente ao gênero *Brachydonates*, o qual é reconhecido comumente em amostra de mão.

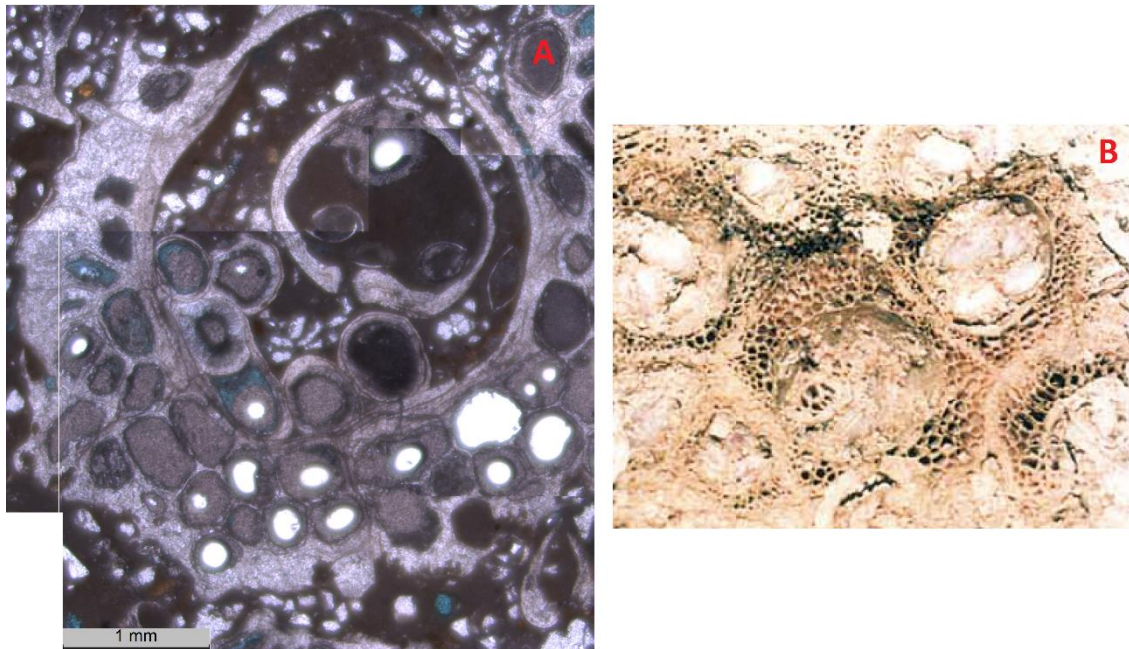


Figura 35 – Cracas associadas a vermetídeos encontradas neste trabalho (A) e na literatura (B). (A) Seção basal de craca com parede alveolar, incrustada em bioconstrução de *P. varians*. Amostra de Gaibu (PE) datada em 4148 - 4399 anos cal AP. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados. (B) Cracas com parede alveolar do gênero *Tetraclytia* identificadas em amostra de mão de Port Hacking, sudeste da Austrália, por *Baker et al.* (2001) (sem escala). Notar semelhança de textura e trama entre (A) e (B).

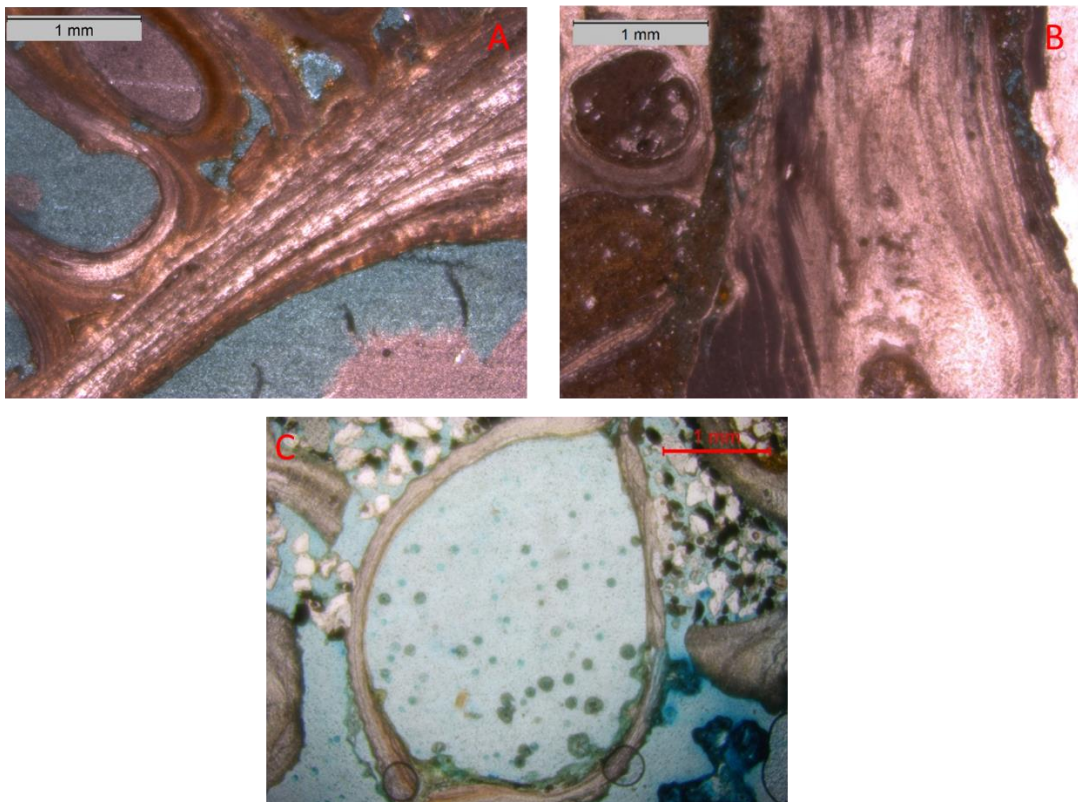


Figura 36 – Bivalves encontrados *in situ* em bioconstrução de *P. varians*. (A) *Litophaga* em amostra da Ilha do Mel (PR). (B) Ostra (Ostreidae) em amostra de Caiobá (PR). (C) Provável *Brachyontes* em amostra de SFS (SC). Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados.

Nas bioconstruções analisadas, também foram encontrados organismos *in situ* que, diferentemente dos macroorganismos anteriormente descritos, não possuem caráter erosivo e pós-deposicional, mas, em vez disso, são bioconstrutores contemporâneos aos vermetídeos. Correspondem a algas rodofícias, briozoários e poliquetas.

A associação de vermetídeos com algas vermelhas foi comumente encontrada nas bioconstruções do Espírito Santo, Trindade, Pernambuco e AFN, ocorrendo, portanto, tanto associadas a *P. varians*, como a *D. irregulare*, em amostras de diferentes paleoníveis e idades, sendo que em alguns casos as algas vermelhas correspondem à maior parte da bioconstrução (e.g., amostra TR-20). A associação de vermetídeos com briozoários foi observada com distribuição geográfica semelhante, embora não tão frequente. Em algumas amostras, os três organismos (vermetídeos, rodofíceas e briozoários) participam da bioconstrução (Figura 37).

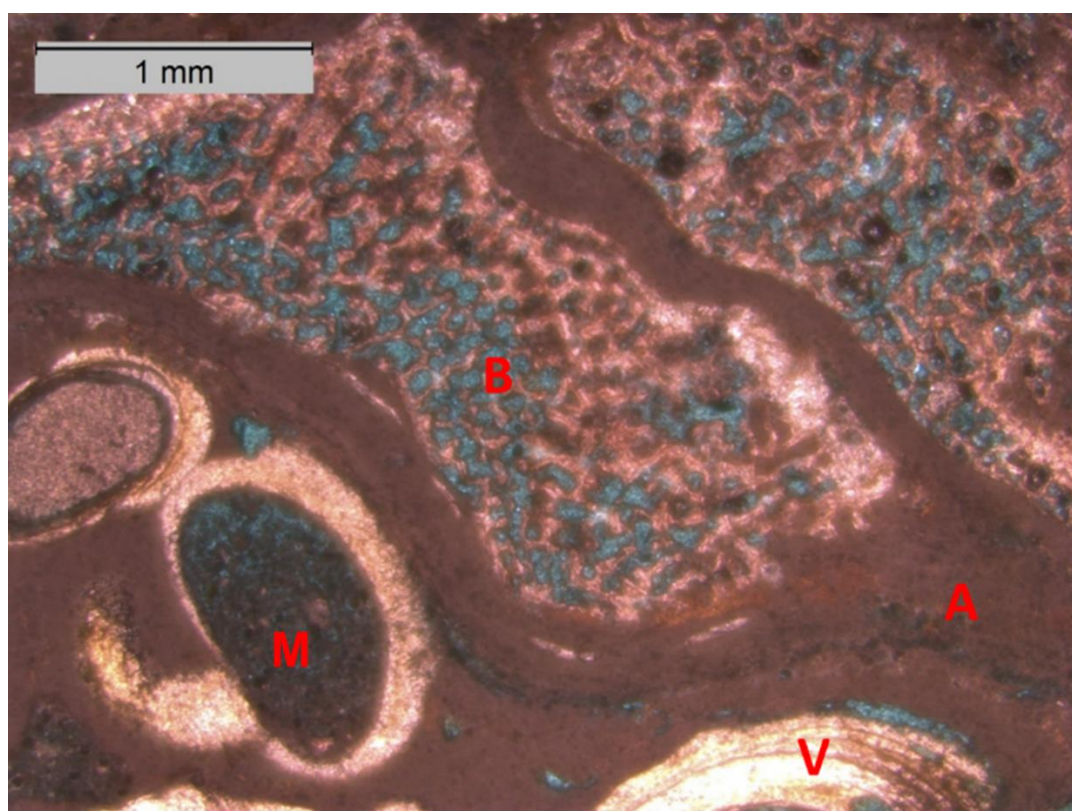


Figura 37 – Algas vermelhas (A) e briozoários (B) *in situ* em meio à bioconstrução de *P. varians* (V) com cimentação micrítica intratubo (M). Amostra do AFN (33469), datada em 110-546 anos cal AP. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico, com polarizadores descruzados.

O mapeamento composicional por MEV-EED revelou diferenças nos teores em massa de Ca e Mg entre o esqueleto calcítico de briozoários e o aragonítico de vermetídeos (Figura 38), isto é, teores de Mg e Ca de 4,7% e 47,8%, respectivamente, nos briozoários, e teor de Ca entre 46% e 51%, nos vermetídeos (onde Mg não foi detectado). Esta diferença composicional é relevante para a interpretação dos dados de ICP-OES, pois a

contaminação por briozoários numa alíquota enviada para análise química pode aumentar a razão Mg/Ca. Nas amostras analisadas ao MEV, não foram encontradas algas vermelhas, mas também se espera que estes organismos tenham Mg/Ca mais elevado que os vermetídeos, visto que são compostos por calcita com até 7,6% em massa de Mg (Chave 1954).

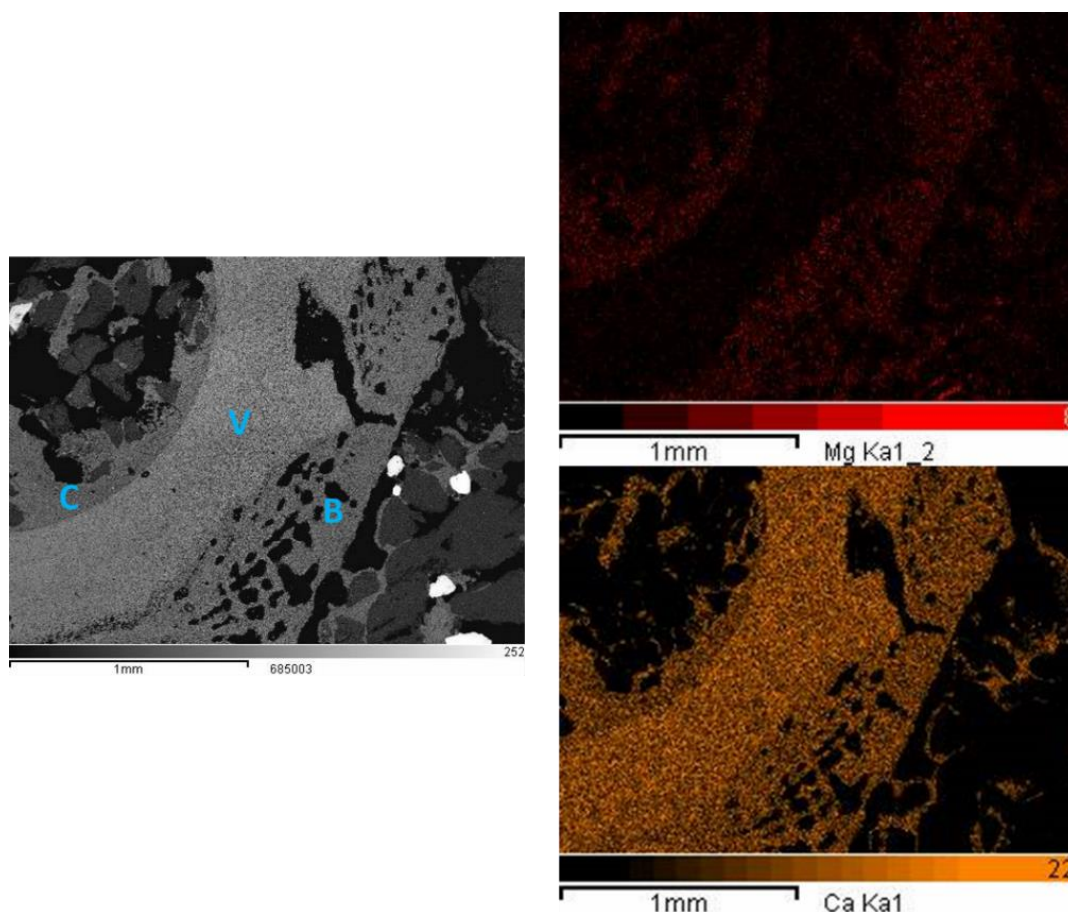


Figura 38 – Tubo de *P. varians* (V) incrustado por briozoários (B) e cimentado por micrita (C). Eletromicrografia de MEV com detector de elétrons retroespalhados. À direita, mapeamento composicional por EED revelando tênues diferenças nos teores de Mg e Ca entre os carbonatos que compõe o tubo do vermetídeo, a colônia de briozoários e o cimento. Notar peso atômico médio decrescente (escurecimento do tom de cinza, na imagem da esquerda) do vermetídeo para o briozoário para o cimento e teor de Mg mais alto no briozoário e no cimento que no vermetídeo (imagem da direita).

Tubos constituídos por grãos terrígenos aglutinados (Figura 39A) foram encontrados em uma amostra de SFS (917 - 1075 anos cal AP), duas do Espírito Santo (uma datada em 5662 - 5901 e outra em 338 - 521 anos cal AP) e uma de Gaibu (4148 - 4399 anos cal AP). Em seção delgada, corte transversal, estes tubos apresentam grande similaridade de trama e textura com os de uma bioconstrução recente de *Phragmatopoma*, coletada em SFS (Figura 39B), o que permite atribuí-los a esse gênero. Ambos aparecem como poros circulares com segregação granulométrica no material clástico ao redor, sendo os grãos mais próximos ao perímetro do poro de menor granulometria. A análise composicional via MEV-EED da borda do tubo atribuído ao *Phragmatopoma* na amostra

de Gaibu aponta para presença de argilominerais, carbonato e matéria orgânica (Figuras 40 e 41).

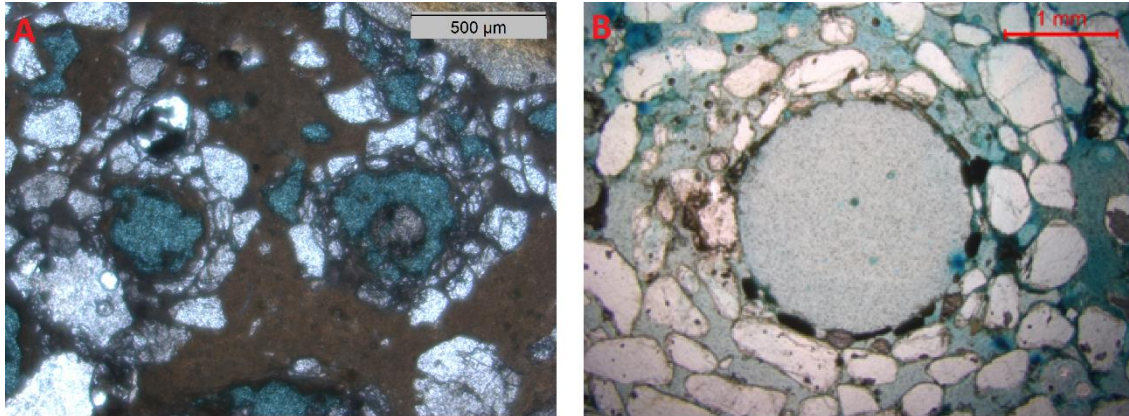


Figura 39 – Tramas de material clástico atribuídas a ação construtiva de poliquetas. (A) Segregação granular quanto à granulometria, em padrão subcircular, em bioconstrução de vermetídeos de Gaibu (PE), datada em 1083 – 1255 anos cal AP. (B) Segregação granular quanto à granulometria e mineralogia, em padrão circular, associada à orientação dos grãos alongados tangencial ao poro, em colônia de *Phragmatopoma* atual de SFS (B). Semelhança entre (A) e (B) permite cogitar a presença de *Phragmatopoma* durante ou logo após a construção dos tubos de vermetídeo em (A). Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados.

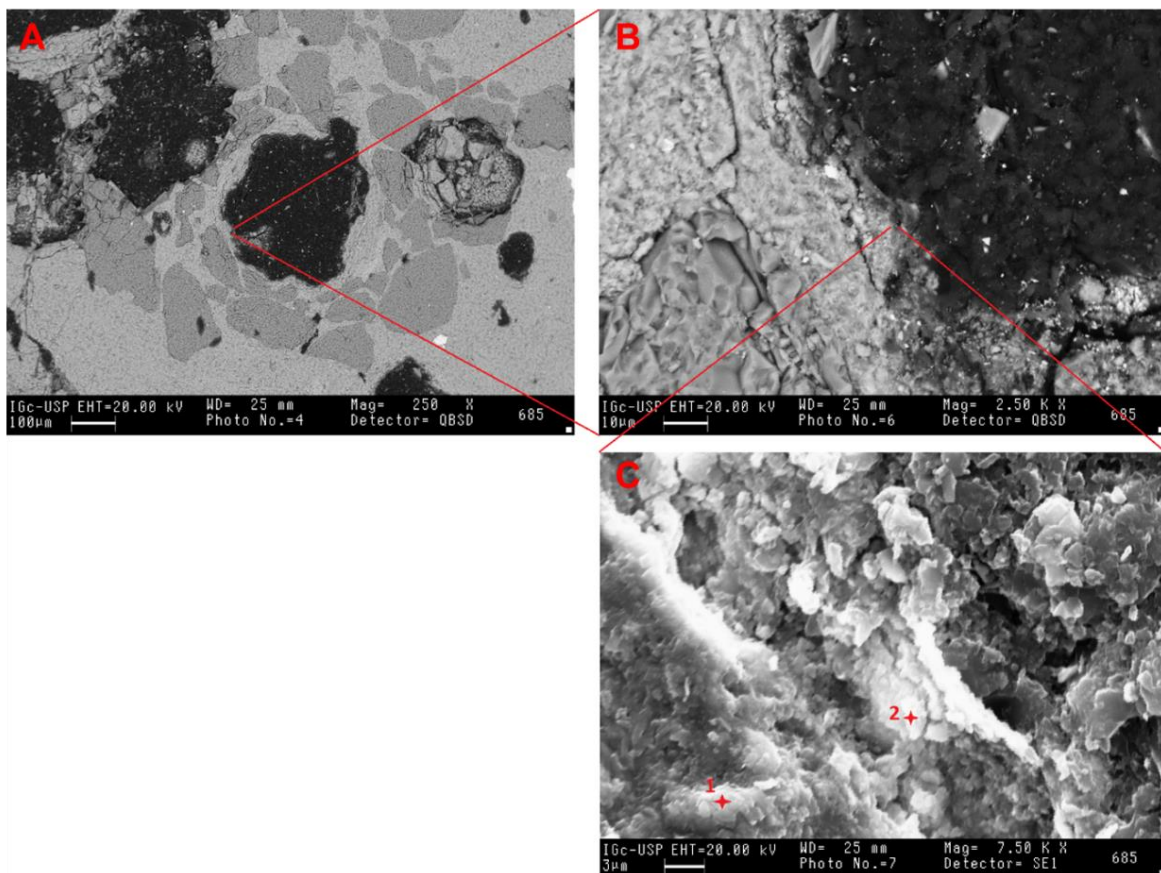
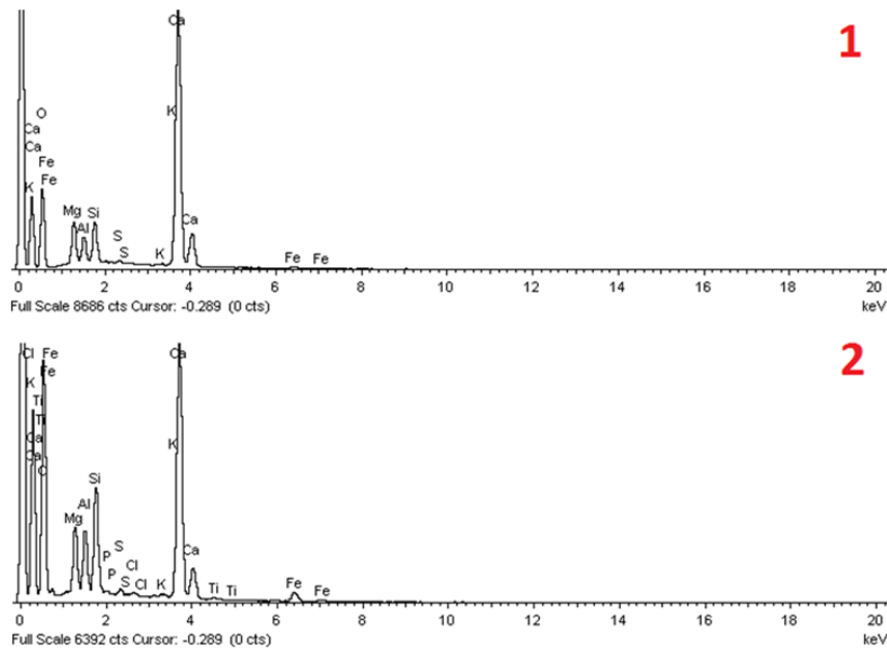


Figura 40 – Segregação granular em padrão subcircular em material terrígeno e micrítico, atribuída a poliqueta, em meio a colônia de *P. varians* de Gaibu (PE). Eletromicrografia de MEV com detector de elétrons retroespalhados (A, visão geral, e B, detalhe) e de elétrons secundários (C, mais detalhe). Os pontos indicados por 1 e 2 referem-se às microanálises químicas por EED apresentadas na Figura 41.



| Elementos (% massa) | | | | | | | | | | | | |
|---------------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|-------|
| | O | Mg | Al | Si | P | S | Cl | K | Ca | Ti | Fe | Total |
| 1 | 54,88 | 4,74 | 2,4 | 3,7 | - | 0,28 | - | 0,16 | 33,19 | - | 0,65 | 100 |
| 2 | 64,3 | 4,43 | 3,44 | 5,73 | 0,12 | 0,32 | 0,18 | 0,22 | 19,2 | 0,16 | 1,89 | 100 |

Figura 41 – Espectrogramas de energia dispersiva de duas microanálises pontuais (indicadas na Figura 40) e sua quantificação elementar, condizentes com a composição inferida por microscopia óptica e eletrônica: micrita, argilominerais e matéria orgânica.

Em duas amostras, uma de Guarapari (5662-5901 anos cal AP) e outra de Gaibu (1689-1863 anos cal AP), também foram encontrados tubos de serpulídeos (Figura 42), que são uma família de poliquetas marinhos biomineralizantes. Tubos cujas paredes são constituídas por lâminas em *chevron* (como copos de café empilhados) são característicos desses organismos (Vescogni *et al.* 2008).



Figura 42 – Tubo de serpulídeo em meio a matriz micrítica com intra e extraclastos arenosos, encontrado em amostra de Guarapari (ES). Fotomicrografia ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados.

Em duas bioconstruções de Guarapari (datadas em 3489 - 3792 e 5662 - 5901 anos cal AP) foram observados organismos *in situ* que não puderam ser seguramente identificados, mas que dada a semelhança textural, podem ser foraminíferos incrustantes, da superfamília Acervulinoidea, que foram identificados por Jones & Hunter (1995) em bioconstruções de vermetídeos de idade holocênica nas Ilhas Cayman (Figuras 43 e 44).

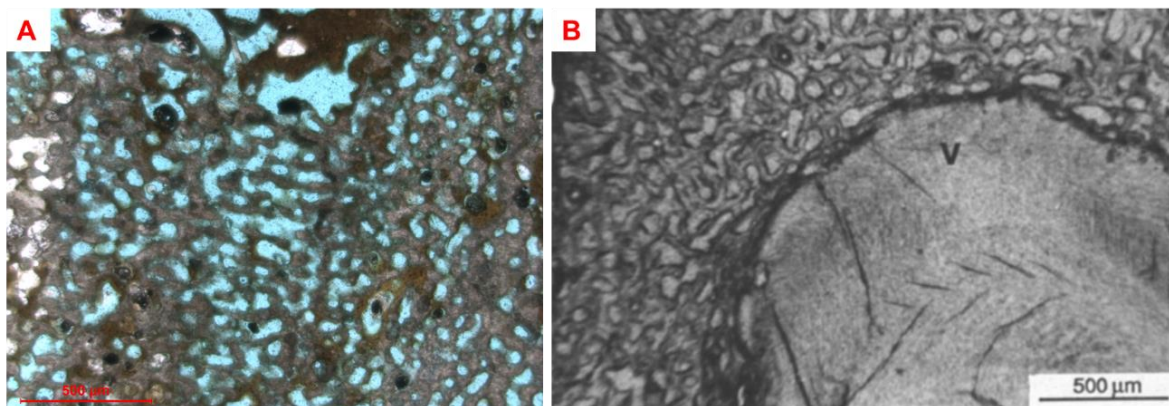


Figura 43 – Associações entre foraminíferos e vermetídeos. (A): Possível foraminífero incrustante em amostra de Guarapari datada em 3489-3792 anos cal AP. (B): Foraminífero (*Homotrema rubrum*) incrustando vermetídeo (V) das Ilhas Cayman (Jones & Hunter 1995). Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados e mesma escala.

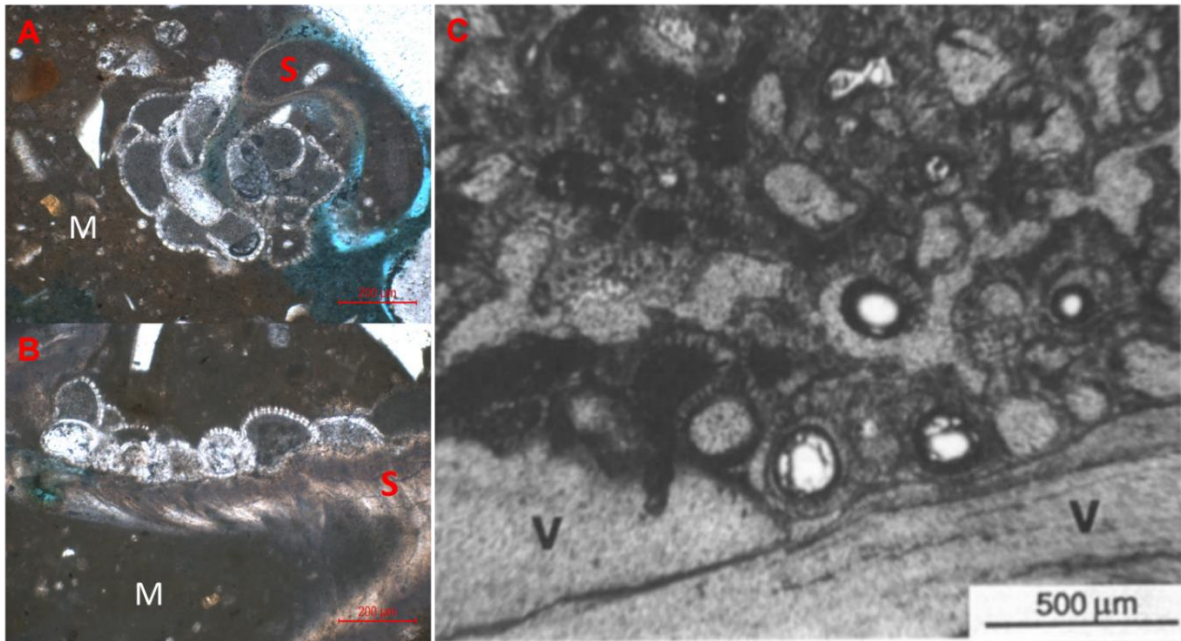


Figura 44 – Associações entre foraminíferos e vermetídeos. (A) e (B): Possível foraminífero incrustante em meio a matriz micrítica (M) e tubos de serpulídeos (S). Amostra de Guarapari datada em 5662-5901 anos cal AP. (C): Foraminífero (*Acervulina?*) incrustando vermetídeo (V) das Ilhas Cayman (Jones & Hunter 1995). Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados e mesma escala.

Vários organismos também ocorrem em meio às bioconstruções como material bioclástico. Os mais comuns são bivalves (Figura 45A), algas vermelhas (Figura 45B) e foraminíferos bentônicos (Figura 45C). Placas de equinoderma (Figura 45D) foram observadas apenas em Trindade, Guarapari e AFN. Os bioclastos de algas vermelhas encontram-se somente nas localidades onde este organismo ocorre também como incrustação *in situ* (i.e., Guarapari (ES), Trindade, Gaibu (PE) e AFN). Bioclastos de bivalves e foraminíferos são encontrados em toda a área de estudo.

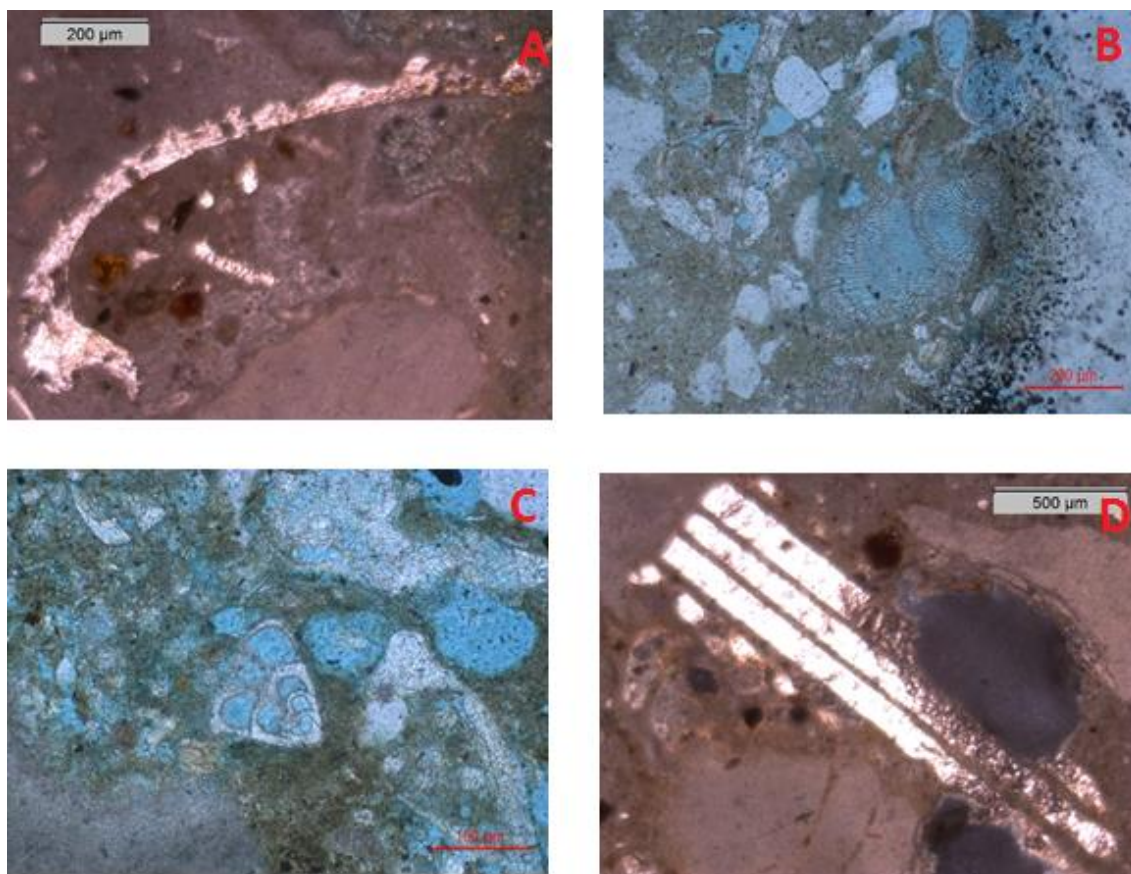


Figura 45 – Bioclastos associados às bioconstruções de vermetídeos. (A) Bivalve. (B) Alga vermelha. (C) Foraminífero. (D) Fragmento alongado de equinoderma, provável espinho de equinoide. (A) e (D): amostra de Trindade datada em 3244-3448 anos cal AP. (B) e (C): amostra de Guarapari datada em 2065-2320 anos cal AP. Fotomicrografias ao microscópio petrográfico com polarizadores descruzados.

5.3 Material terrígeno e diagenético

Além dos componentes bióticos descritos até aqui, as bioconstruções também apresentam outros componentes texturais, como clastos terrígenos, matriz micrítica e cimento.

O material terrígeno, principalmente quartzo e feldspato, além de ocorrer em arranjos circulares associados à tubos de poliquetas, também se encontra no interior de tubos de *P. varians* e no espaço entre tubos coalescidos. Os grãos siliciclásticos são, em geral, bem selecionados, de granulometria fina a muito fina e subarredondados a subangulosos. São comumente encontrados nas bioconstruções do litoral continental da área de estudo, sendo que em Guarapari tendem a aparecer em maior concentração (>15% em volume) nas amostras mais recentes (com menos de 3,0 ka cal AP).

Grãos siliciclásticos total ou parcialmente envolvidos pelas conchas de *P. varians* (Figura 46) é feição comum nas seções delgadas. Ela indica que parte, pelo menos, dos clastos intertubos já estava ali durante o crescimento da bioconstrução.

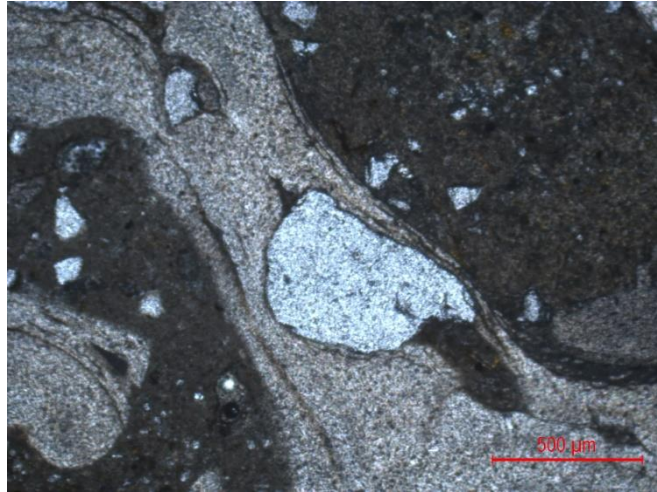


Figura 46 – Grão de quartzo totalmente envolvido por conchas de *P. varians*. Amostra de Caiobá (PR) datada em 5762-5435 anos cal AP. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico com polarizadores cruzados.

Dentre os tipos de cimento identificados, os principais são argilominerais e micrita. O cimento de argilominerais é comumente encontrado nas amostras do litoral continental e ocorre quase sempre em porcentagens estimadas abaixo de 10% em volume, na forma de cutículas em torno de clastos e no revestimento das conchas de vermetídeo, tanto interna como externamente. Análise ao MEV desse material revelou hábito cristalino típico de minerais do grupo da esmectita (Figuras 47 e 48), o que é compatível também com a composição dada pelo espectrograma de energia dispersiva (Figura 48).

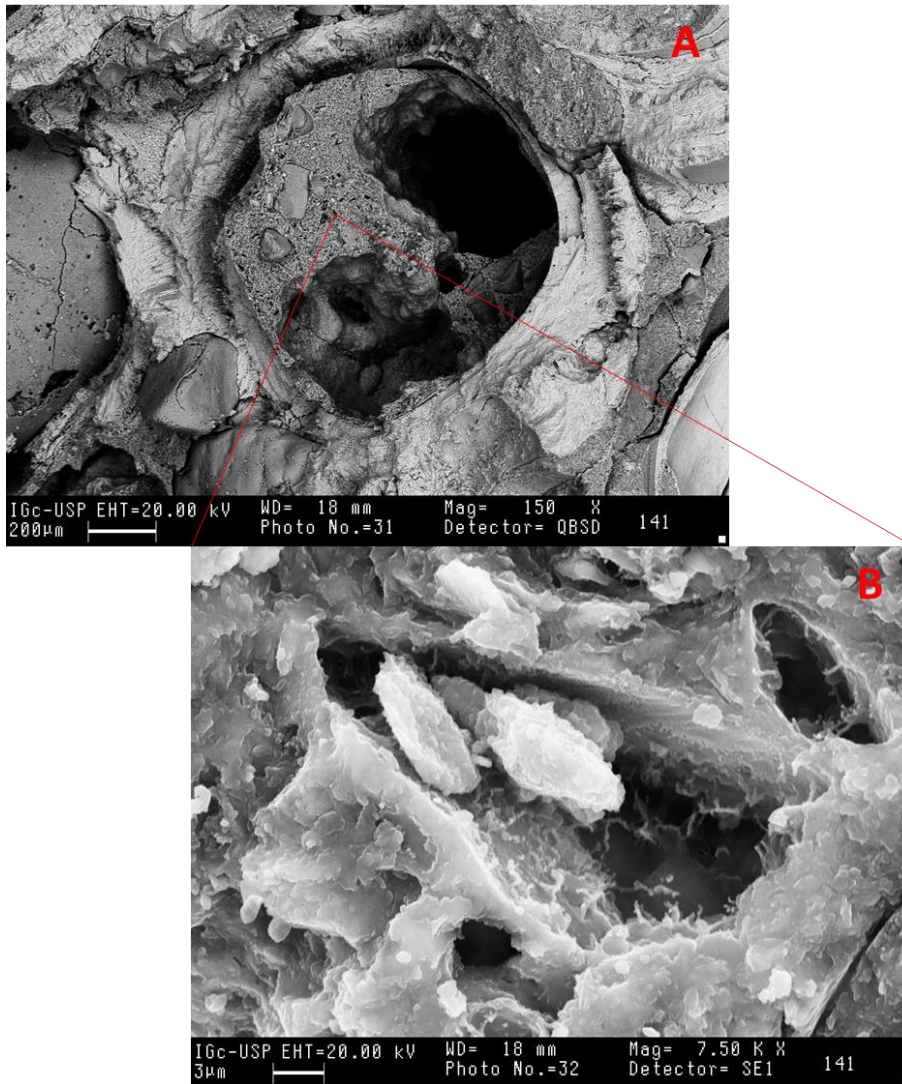
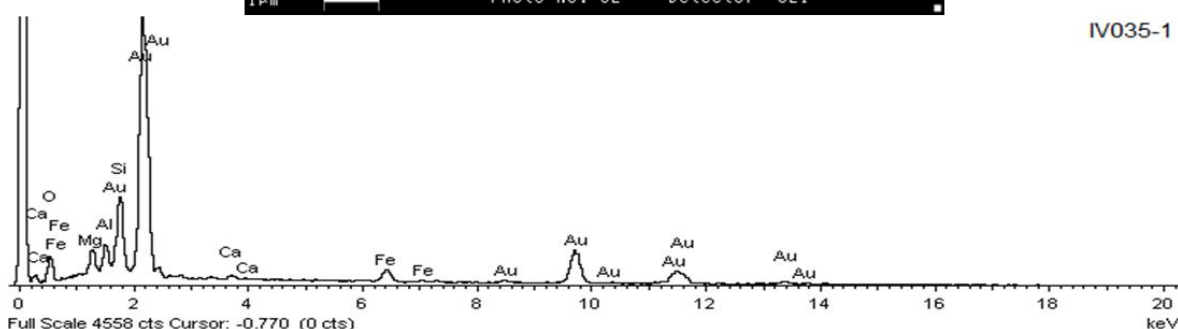
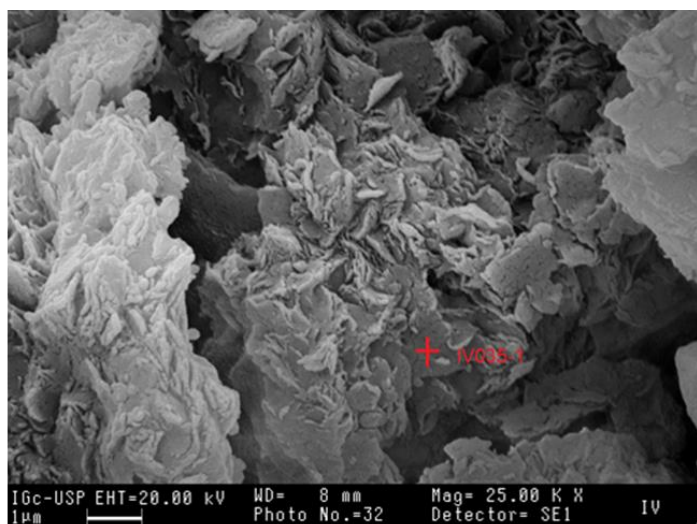


Figura 47 – Preenchimento de material silicático em tubo de *P. varians* de Caiobá (PR). (A) Eletromicrografia de varredura, detector de elétrons retroespalhados, evidenciando textura argilo-arenosa do preenchimento. (B) Detalhe ampliado do preenchimento intratubo argiloso da mesma amostra, ao detector de elétrons secundários, com hábito cristalino sugestivo de esmectita.



IV035-1

Figura 48 – Cimento de argilomineral encontrado no preenchimento intratubo de *P. varians* em amostra de SFS (SC), datada em 3378 – 3554 anos cal AP. (A) Eletromicrografia de MEV com detector de elétrons secundários, com hábito indicativo de esmectita. (B) Composição química obtida na microanálise por EED (rica em Si, Al, com presença de Mg, Fe e Ca), condizente com esmectita.

Outra variedade de cimento de argilominerais, encontrada em duas amostras de Caiobá (PR), consiste em película de aproximadamente 1 mm de espessura recobrendo a superfície da bioconstrução, com coloração marrom alaranjada e microestrutura laminada e gretada (Figura 49). Análise ao MEV revelou, nesse material, hábito cristalino compatível com argilominerais do grupo da esmectita, o que é apontado também pela composição química (dominada por O, Si, Al e Mg) indicada pela EED (Figura 50).

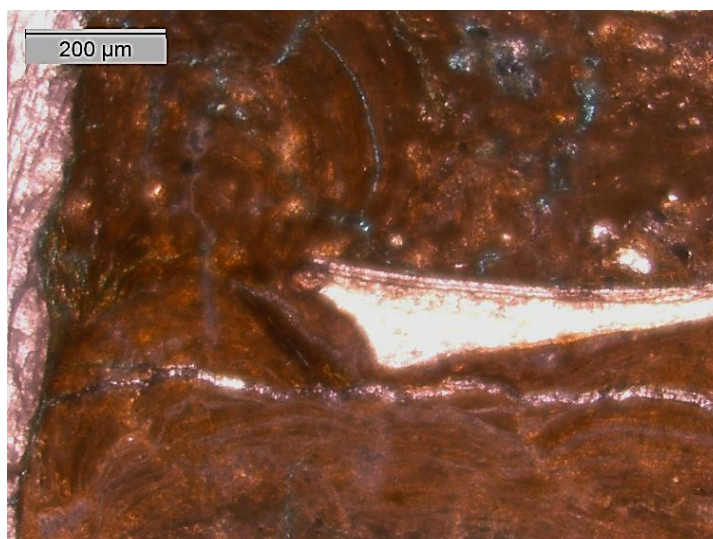
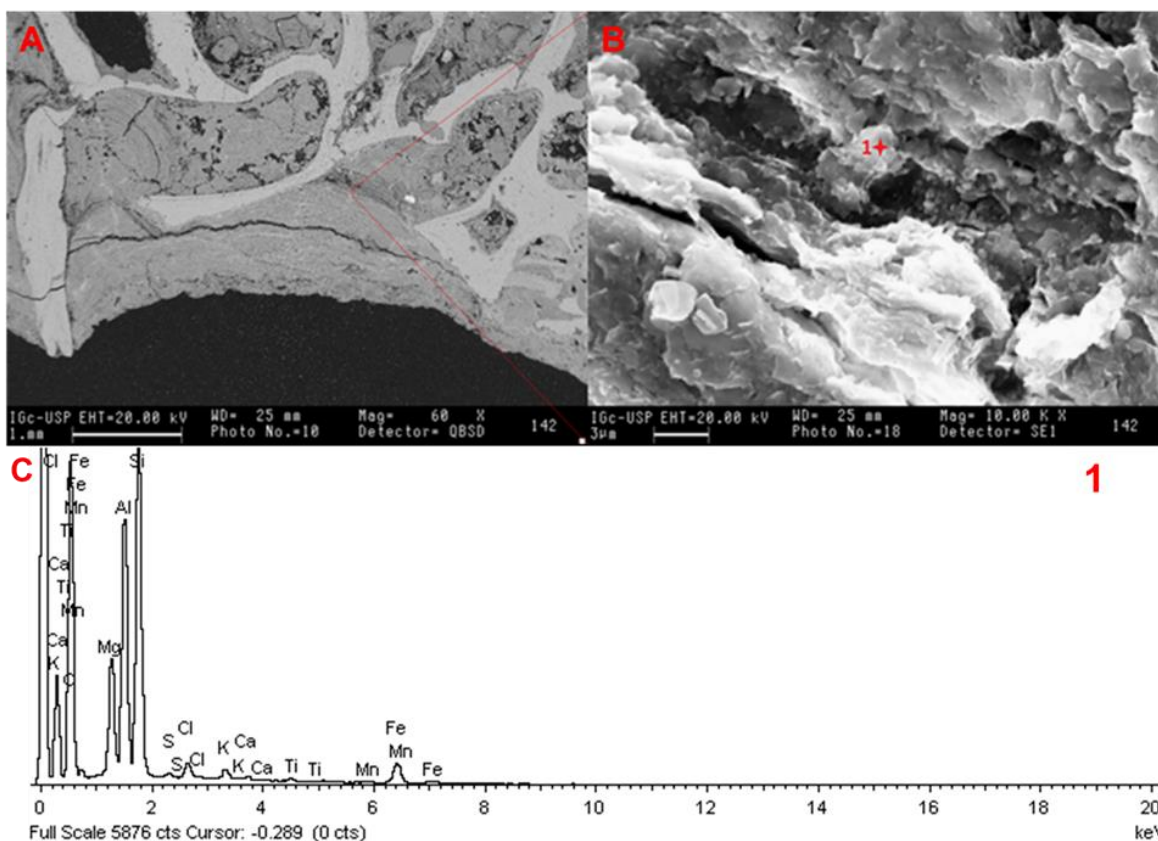


Figura 49 – Material criptocristalino, com microestrutura laminada e gretada, encontrado como revestimento externo em uma colônia de *P. varians* de Caiobá (PR), datada em 2253-1865 anos cal AP. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico, com polarizadores descruzados.



Elementos (% massa)

| | O | Mg | Al | Si | S | Cl | K | Ca | Ti | Mn | Fe | Total |
|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| 1 | 54,93 | 6,63 | 13,22 | 18,70 | 0,20 | 1,03 | 0,65 | 0,24 | 0,26 | 0,27 | 3,87 | 100,00 |

Figura 50 – Material diagenético criptocristalino na superfície de colônia de *P. varians* de Caiobá (PR), datada em 2253-1865 anos cal AP. (A) Eletromicrografia de varredura com detector de elétrons retroespalhados. (B) Detalhe ampliado da imagem A, ao detector de elétrons secundários. (C) Composição química dada por EED (rica em Si, Al e Mg e com presença subordinada de Fe e Ca), condizente com esmectita.

Micrita foi encontrada em amostras de todas as localidades, ocorrendo em geral em porcentagens inferiores a 10%, de forma análoga aos argilominerais, isto é, como películas revestindo clastos e as paredes internas e externas de tubos de vermetídeos (Figura 51), e foi caracterizada nos difratogramas de raio-X como calcita magnesiana. Além disso, ela também ocorre de forma dispersa e maciça, preenchendo quase completamente espaços intra e intertubos, com altas porcentagens (acima de 20% em volume), em amostras de Guarapari, Gaibu e do AFN.

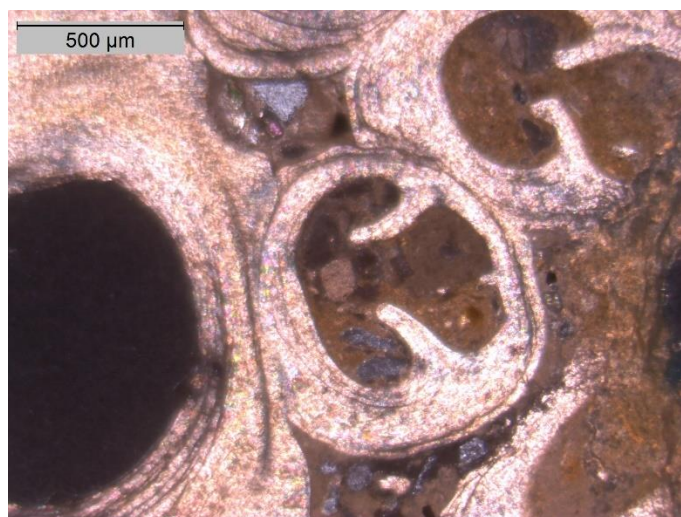


Figura 51 – Micrita preenchendo o interior de tubos de *P. varians*, bem como o espaço entre tubos coalescidos. Amostra de Gaibu (PE) datada em 4148-4399 anos cal AP. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico, com polarizadores cruzados.

Identificou-se também, pontualmente, cimento de aragonita microespática, seja na forma de revestimento da parede interna dos tubos (Figura 52A), seja como película em torno de grãos terrígenos (Figura 52B), seja em arranjo drusiforme no interior de tubos, em sucessão ao cimento de micrita (Figura 53).

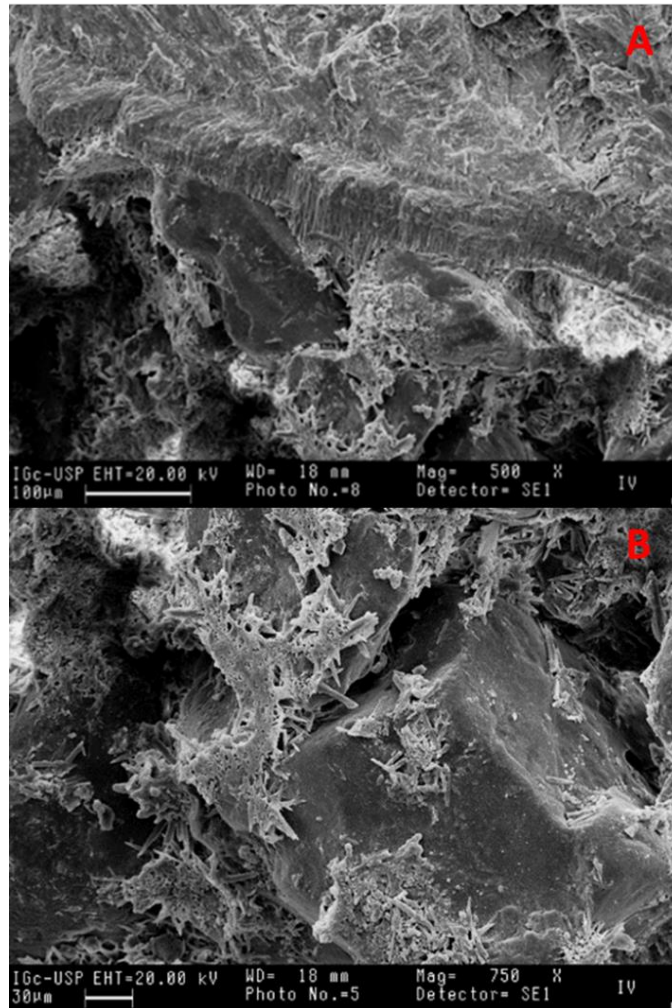


Figura 52 – Aragonita diagenética em amostra de SFS (SC), datada em 3378 – 3554 anos cal AP. (A) No interior de tubo de *P. varians*. (B) Como película sobre grãos terrígenos. Eletromicrografias de varredura, detector de elétrons secundários.

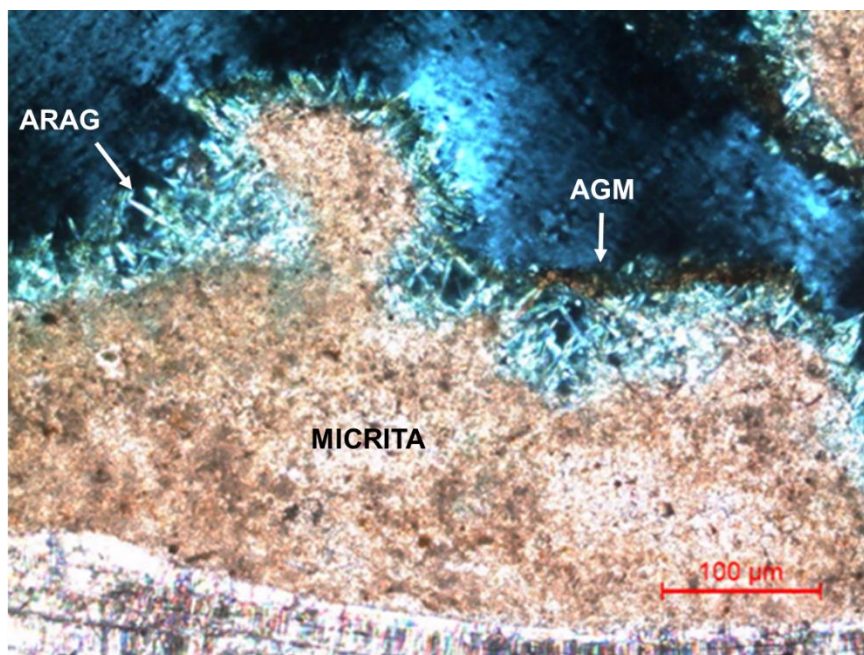


Figura 53 – Cimento carbonático com trama drusiforme: micrita reveste a superfície interna de tubo de *P. varians*, sendo recoberta por microespatos de aragonita (ARAG). Sobre esta aragonita ainda é possível notar terceiro cimento, na forma de película de argilominerais (AGM). Amostra de SFS datada em 930 - 1109 anos cal AP. Fotomicrografia ao microscópio petrográfico com polarizadores cruzados.

5.4 Variação do NRM

De posse das idades ^{14}C AMS calibradas e dos dados de nivelamento obtidos em campo, foram construídos gráficos de variação do NRM. Das 80 amostras niveladas em campo, 74 são da região entre o Espírito Santo e Santa Catarina, uma de Gaibu (PE), duas do AFN, duas do ASPSP e uma de Trindade. Portanto, só foi possível obter curvas de variação do NRM para a Região Sul / Sudeste, onde há quantidade suficiente de dados. Os dados de paleonível do Sul / Sudeste, com ajuste polinomial de 6º grau, revelam tendência geral de declínio do NRM ao longo dos últimos 5,5 ka cal AP (Figura 54), sendo que nessa região foi possível detalhar a variação do NRM em três localidades diferentes: Guarapari (ES), litoral paranaense - Ilha do Cardoso (SP) e SFS (SC).

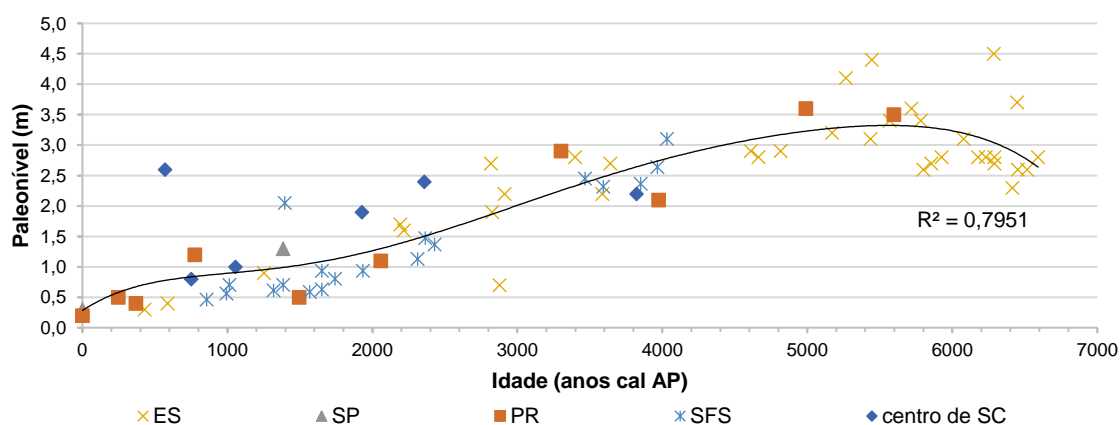


Figura 54 – Gráfico de dispersão entre idade ^{14}C calibrada mediana e paleonível de todas as amostras de vermetídeos do litoral continental estudadas neste trabalho, com curva de ajuste polinomial de 6º grau.

Os dados de Guarapari, num total de 36, cobrem os últimos 6,6 ka cal AP aproximadamente. Ao dividir-se esse período em intervalos iguais, observa-se que a distribuição das amostras (considerando as idades calibradas medianas) não é homogênea ao longo do tempo, sendo as amostras mais antigas (6,6 a 4,4 ka cal AP) mais numerosas (Figura 55). Elas correspondem a 67% do total dos resultados de datação de Guarapari.

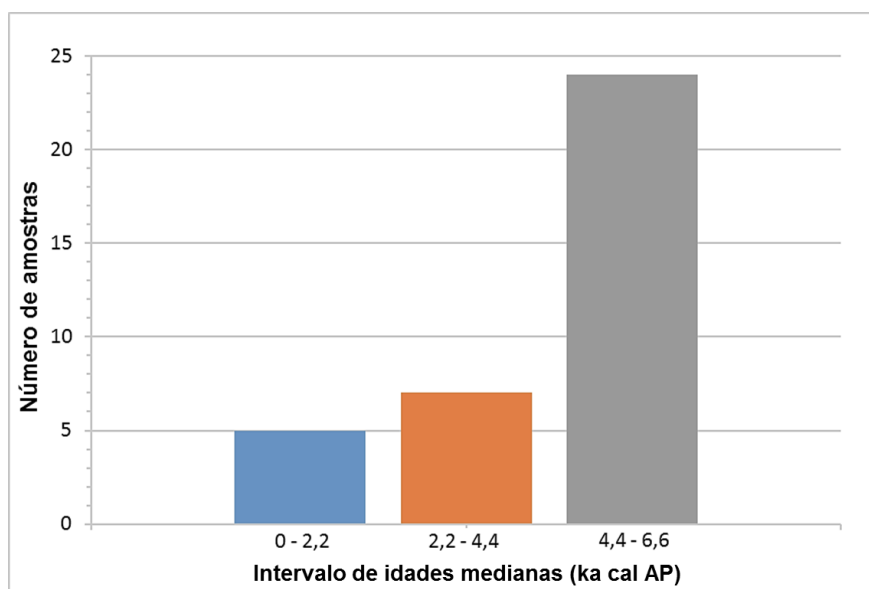


Figura 55 – Número de amostras de vermetídeos por intervalo de idades medianas em Guarapari (ES).

A curva de variação do NRM em Guarapari, obtida com polinômio de 6º grau, revela tendência de aumento entre cerca de 6,6 e 5,5 ka cal AP e de queda a partir de 5,5 ka cal AP (Figura 56). Nota-se também, neste gráfico, intervalo de ausência de amostras entre aproximadamente 4,6 e 3,6 ka cal AP. Foi adotado, assim como nas demais localidades, erro vertical de $\pm 1,0$ m, valor sugerido por Angulo *et al.* (1999, 2006).

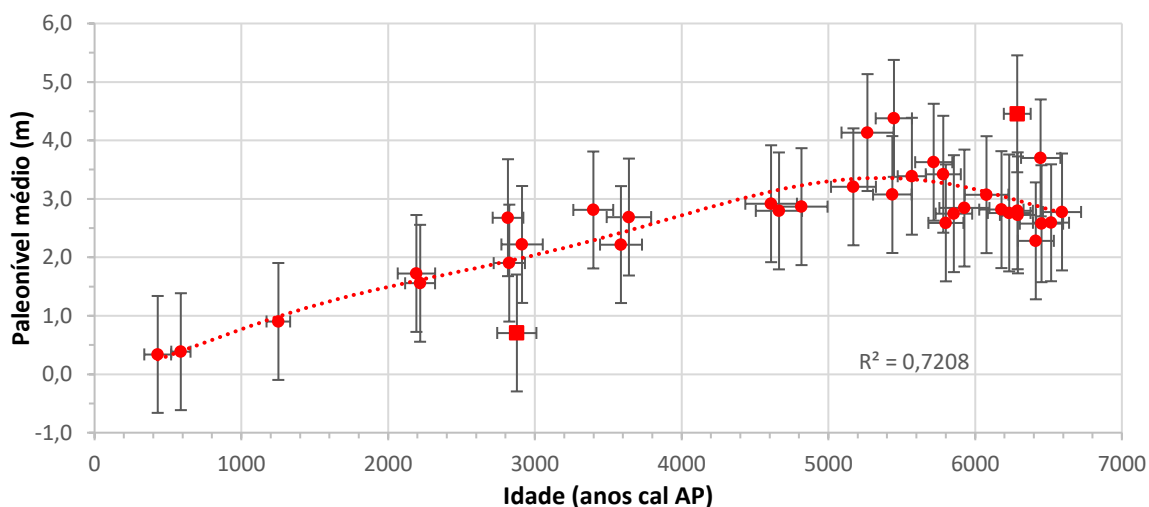


Figura 56 – Curva de variação do NRM (ajuste polinomial de 6º grau) a partir de dados de paleonível de vermetídeos de Guarapari (ES). Quadrados representam os dados discrepantes, isto é, deslocados da curva média de ajuste polinomial em valor superior ao erro admitido de 1,0m.

Dois dados apresentaram-se discrepantes em relação à essa curva média, isto é, com paleonível médio dela deslocado em valor superior a 1,0 m (quadrados, na Figura 56). Tendo em vista que tanto a medição do paleonível quanto a datação da aragonita do vermetídeo aparentam ser bastante confiáveis, dentro das respectivas margens de erro admitidas, as observações de campo foram revistas a fim de encontrar outras explicações possíveis para o deslocamento desses dados.

A amostra deslocada abaixo da curva média (ALD-1) foi coletada na praia das Conchas, em costão rochoso formado por enderbitos com foliação em baixo ângulo de mergulho ($< 20^\circ$) e desenvolvimento de fendas nesta direção, o que propicia a individualização (e conseqüente deslocamento) de lajes. A análise posterior das fotografias tiradas em campo revelou que essa amostra, originalmente interpretada como *in situ*, está, na verdade, em uma laje deslocada.

A amostra deslocada acima da curva média (ER-H) foi coletada na praia do Ermitão, em costão rochoso formado por kinzigitos com foliação principal com alto ângulo de mergulho ($> 50^\circ$), com desenvolvimento de fendas nessa direção. Nessas fendas, como aquela onde foi coletada a amostra, é comum que a ação das ondas tenha maior impacto. Tal configuração, de acordo com Laborel (1986), pode aumentar a largura da biozona dos vermetídeos, e essa é uma possível explicação para o deslocamento do dado da amostra em relação à curva de NRM na Figura 56.

O gráfico de dispersão com ajuste polinomial de 4º grau das dez amostras do litoral paranaense e das três amostras da Ilha do Cardoso (SP), apresentadas conjuntamente devido à sua proximidade geográfica, revela tendência de queda do NRM ao longo dos últimos 5,6 ka cal AP (Figura 57).

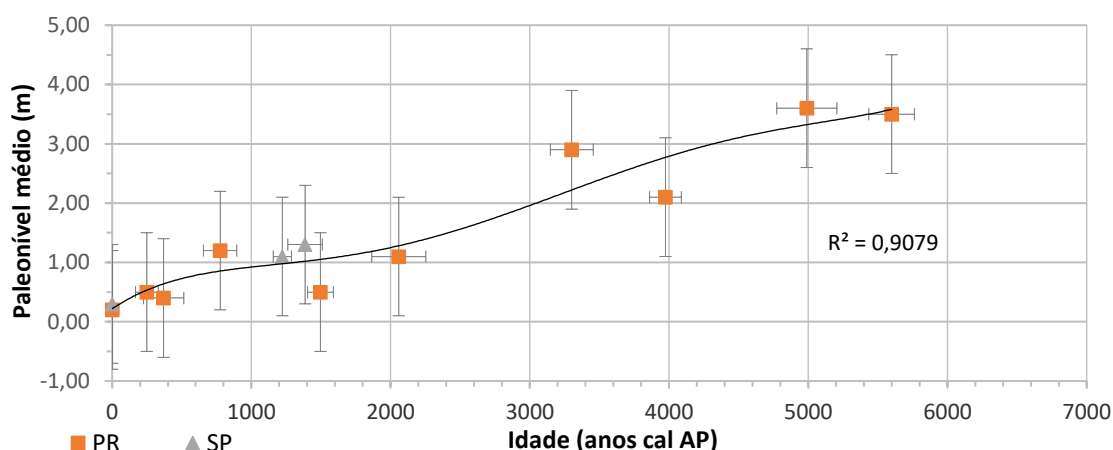


Figura 57 – Curva de variação do NRM (ajuste polinomial de 4º grau) no litoral paranaense e Ilha do Cardoso (SP) a partir de dados de paleonível de vermetídeos.

Em SFS, a segunda região com maior quantidade de dados (19 amostras niveladas em campo), o gráfico de dispersão com ajuste polinomial de 4º grau (Figura 58) revelou

tendência de decréscimo do paleonível em todo o período abrangido (entre cerca de 4 e 0,8 ka cal AP). A exemplo da curva de Guarapari (Figura 56), notam-se neste gráfico dois intervalos de tempo sem amostras, entre cerca de 3,5 e 2,5 ka cal AP e nos últimos 0,8 ka cal AP, aproximadamente (Figura 58).

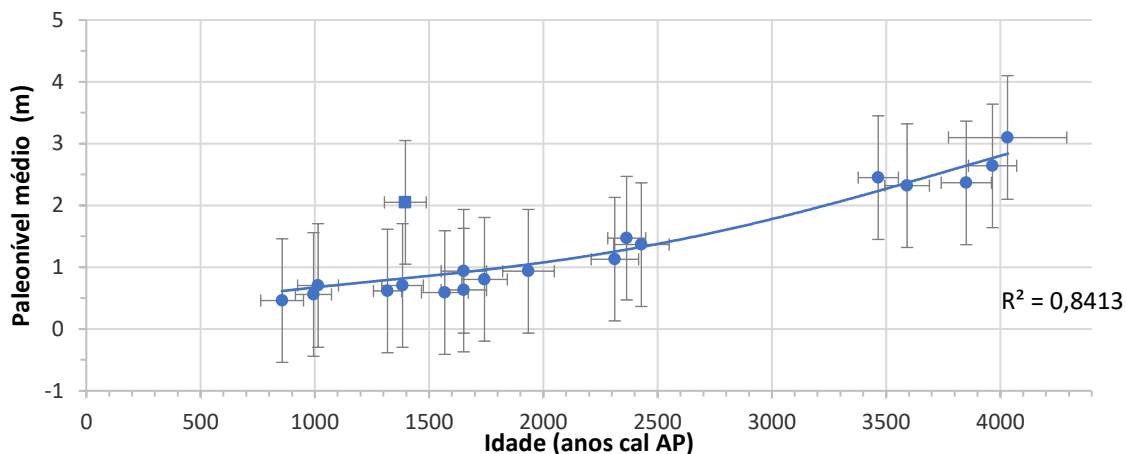


Figura 58 – Curva de variação do NRM (ajuste polinomial de 4º grau) em SFS a partir de dados de paleonível de vermetídeos. Quadrado representa amostra discrepante (deslocada da curva média de ajuste polinomial em valor superior ao erro admitido de 1,0m).

Uma amostra de SFS (F6.2) apresentou deslocamento maior que 1,0 m da curva média e por isso foi considerada discrepante. Localizada numa fenda no costão rochoso do Morro do Forte – Itaguaçu, voltado para SE, que é de onde vem as mais fortes ondulações (*swells*) na região (Alves & Melo 2001), possivelmente essa colônia se desenvolveu com maior amplitude vertical (cf. Laborel 1986), originando-se aí o seu deslocamento.

5.5 Análise isotópica

5.5.1 $\delta^{18}\text{O}$

O $\delta^{18}\text{O}$ das conchas de vermetídeo analisadas vai de 1,05‰ até -1,46‰, com valor médio de -0,02‰ e desvio padrão de 0,54‰. A amplitude de valores varia regionalmente, sendo que as maiores médias, 0,55‰ e -0,01‰, correspondem respectivamente a Guarapari e ao litoral de Santa Catarina (Tabela 3). Essas diferenças regionais ficam bem ilustradas, também, no *boxplot* dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ em cada local de coleta ao longo do litoral continental (Figura 59). Nesse gráfico, observa-se que a área costeira com maior variabilidade, representada pela amplitude do intervalo interquartis, é o centro de Santa Catarina. Observa-se ainda que os valores do intervalo interquartis de Guarapari são superiores aos de todas as demais áreas, exceto por uma pequena sobreposição com os do centro de Santa Catarina.

Tabela 3 – Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ das conchas de vermetídeos, por região estudada. P: *Petalococonchus varians*, D: *Dendropoma irregulare*, T: *Thylaeodius sp.*

| Localidade | Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ | Número de amostras (espécie) |
|--------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------------------|
| Barreta (RN) | -0,17 | 5 (P) |
| Gaibu (PE) | -0,66 | 2 (P) |
| Maceió (AL) | -0,33 | 1 (P) |
| Praia do Forte (BA) | -0,38 | 1 (P) |
| Guarapari (ES) | 0,55 | 32 (P) |
| Arraial de Búzios (RJ) | -0,03 | 1 (P) |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | -0,23 | 4 (P) |
| Litoral paranaense | -0,68 | 14 (P) |
| SFS (SC) | -0,01 | 20 (P) |
| Centro de SC | -0,01 | 9 (P) |
| AFN | -0,75 | 2 (P, D) |
| ASPSP | -0,49 | 2 (T?) |
| Ilha de Trindade | -0,13 | 2 (D) |

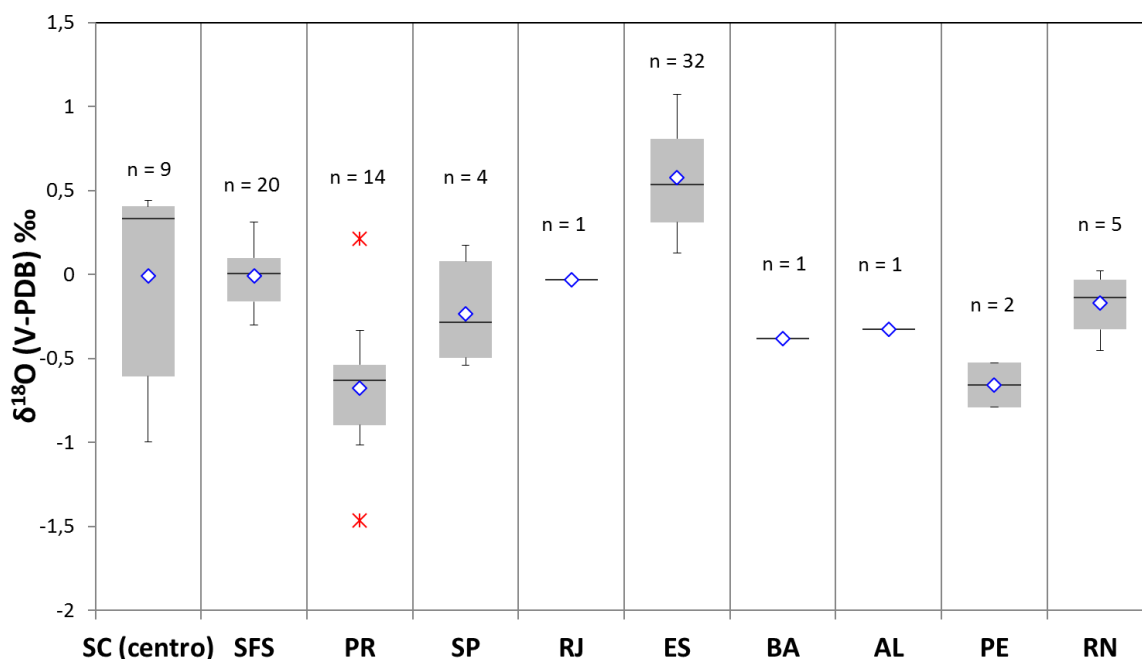


Figura 59 – Boxplots de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de todas as amostras de *P. varians* de cada localidade do litoral continental estudada. Caixa cinza representa o intervalo interquartis, traço interno, a mediana, diamante representa a média e asterisco, outlier.

Nas regiões Sul e Sudeste, onde há maior concentração de amostras estudadas, foi possível testar também, além da variação regional entre valores médios, a hipótese de variação ao longo do tempo em diferentes localidades.

Os dados de Guarapari apresentam tendência geral de suave queda nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (com $R^2 = 0,11$ e erro $I < 0,005$ para a regressão linear). Esta queda, entretanto, deve-se à concentração de valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ no período aproximado entre 6,6 e 5,0 ka cal AP, o que fica melhor evidenciado utilizando correlação polinomial de 3°

grau (Figura 60). Quando analisados apenas os dados do intervalo mais antigo, entre 6,6 e 5,0 ka cal AP, a correlação linear positiva é mais forte ($R^2 = 0,28$ e erro $I < 0,005$) (Figura 61). Após 5,0 ka cal AP, os valores são muito diversos e sem clara tendência de variação (Figura 60).

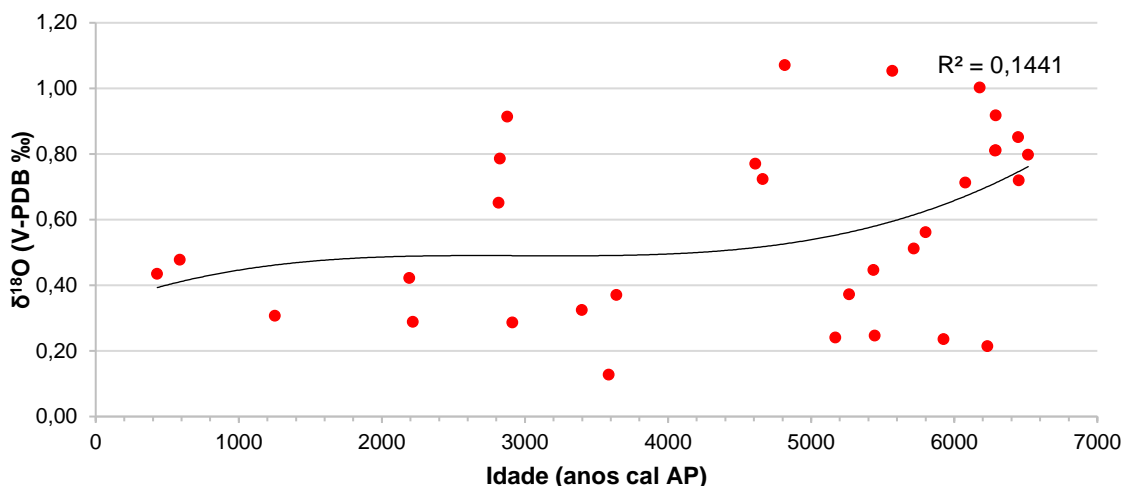


Figura 60 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 32 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com ajuste polinomial de 3º grau.

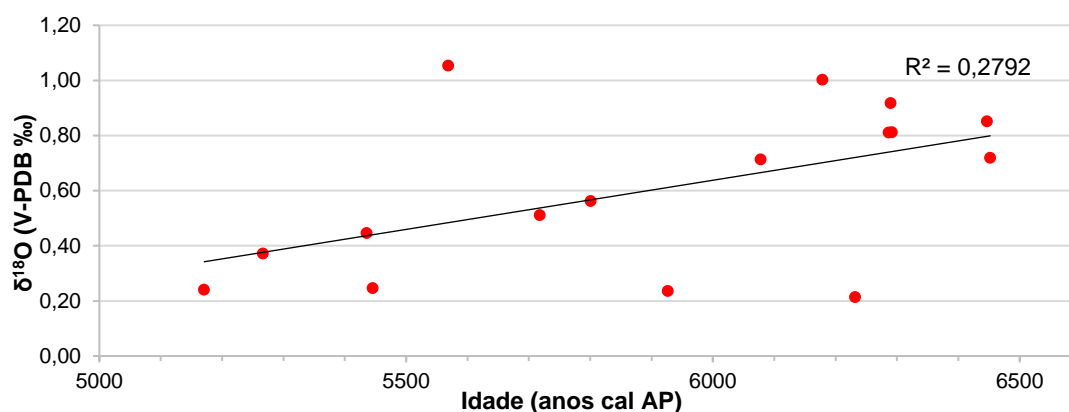


Figura 61 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para as 17 amostras mais antigas de vermetídeos de Guarapari (ES), com ajuste linear (erro $I < 0,005$).

O gráfico de dispersão de $\delta^{18}\text{O}$ e idade calibrada mediana dos 14 resultados do litoral paranaense e os três da Ilha do Cardoso (SP) não revela clara tendência de variação no tempo (Figura 62).

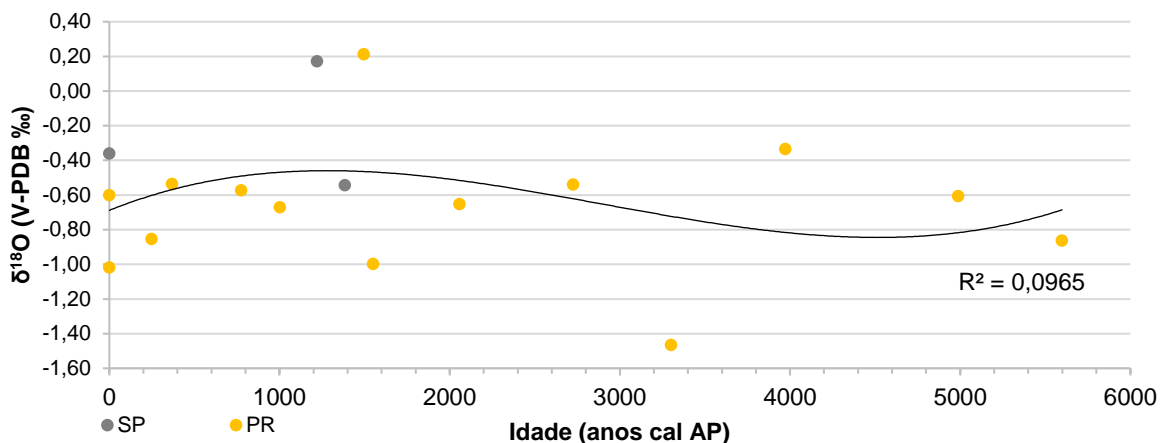


Figura 62 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 14 amostras do Paraná e três da Ilha do Cardoso (SP), com ajuste polinomial de 3º grau.

Em SFS, a regressão linear entre $\delta^{18}\text{O}$ e idade mostra queda suave dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 4,0 a 0,8 ka cal AP (Figura 63). No entanto, a ausência de resultados obtidos entre 3,5 e 2,5 ka cal AP e no período posterior a 0,8 ka cal AP inviabiliza extrapolar este comportamento como tendência contínua ao longo de todo o Holoceno superior. Há que se ressaltar, ilustrativo disso, que no período com maior densidade de dados, entre 2,5 e 0,8 ka cal AP, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam-se muito variáveis, sem tendência geral clara.

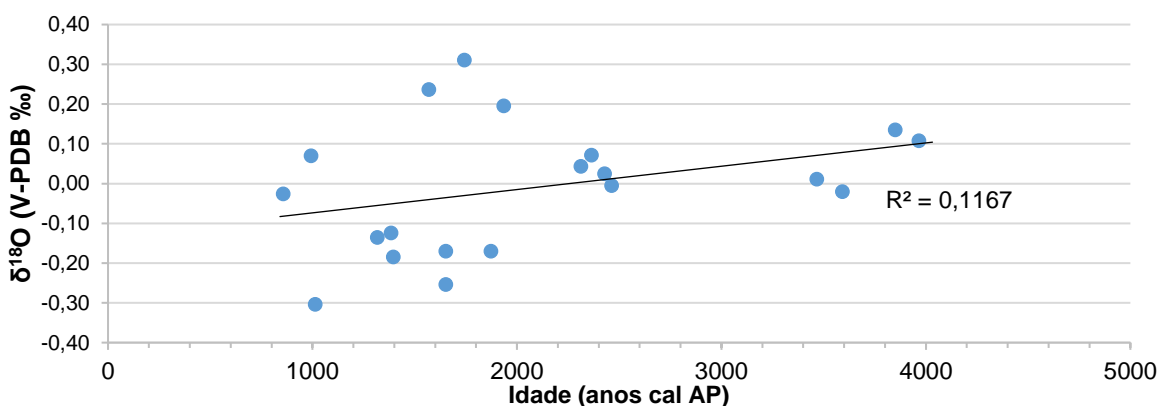


Figura 63 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para 20 amostras de SFS (SC), com regressão linear (erro l = 0,025).

O gráfico de dispersão dos nove resultados do $\delta^{18}\text{O}$ do litoral central catarinense (Figura 64) não mostra tendência clara de variação ao longo do tempo. A regressão linear indica, assim como em SFS, correlação positiva entre as variáveis, no entanto com baixo valor de R^2 (0,09).

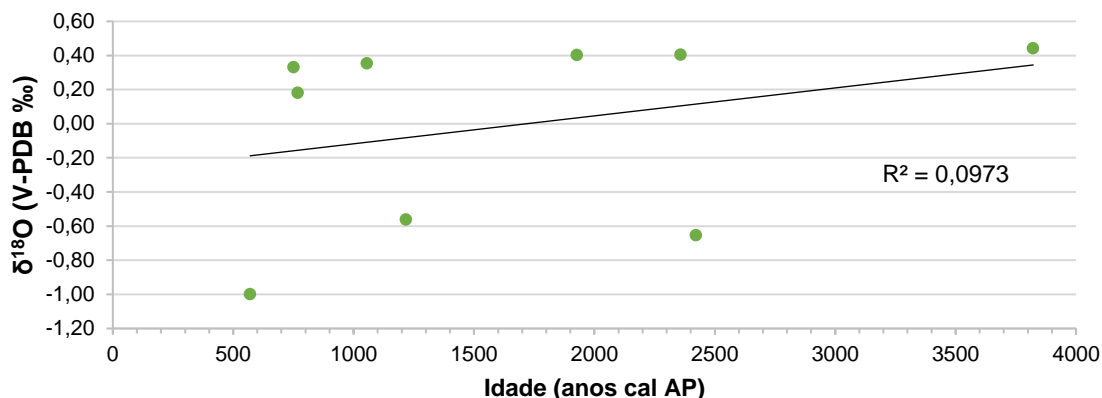


Figura 64 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e idade para nove amostras do litoral central de Santa Catarina (Bombinhas, Florianópolis e Palhoça), com regressão linear (erro $l = 0,3$).

5.5.2 $\delta^{13}\text{C}$

Os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ das conchas de vermetídeo analisadas apresentam valor máximo de 2,62‰ e mínimo de -0,27‰, com média de 1,34‰ e desvio padrão de 0,59‰. Os maiores valores médios, em localidades com mais de 2 amostras, foram encontrados no centro de Santa Catarina (2,15‰), em Barreta (1,97‰) e em Guarapari (1,46‰) (Tabela 4). Também é possível observar essas diferenças regionais no *boxplot* dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ em cada local de coleta ao longo do litoral continental (Figura 65), onde se evidenciam intervalos interquartis com valores mais elevados em Barreta e no centro de Santa Catarina.

Tabela 4 - Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ das conchas de vermetídeos em cada região estudada. P: *Petaloconchus varians*, D: *Dendropoma irregulare*, T: *Thylaeodus sp.*

| Localidade | Valores médios $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB ‰) | Número de amostras (espécie) |
|--------------------------------------|------------------------------------------------|------------------------------|
| Barreta (RN) | 1,97 | 5 (P) |
| Gaibu (PE) | 1,21 | 2 (P) |
| Maceió (AL) | 1,13 | 1 (P) |
| Praia do Forte (BA) | 2,42 | 1 (P) |
| Guarapari (ES) | 1,46 | 32 (P) |
| Arraial de Búzios (RJ) | 1,17 | 1 (P) |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | 1,30 | 4 (P) |
| Litoral paranaense | 1,02 | 14 (P) |
| SFS (SC) | 1,02 | 20 (P) |
| Centro de SC | 2,15 | 9 (P) |
| AFN | 1,12 | 2 (P,D) |
| ASPSP | 1,81 | 2 (T?) |
| Ilha de Trindade | 0,93 | 2 (D) |

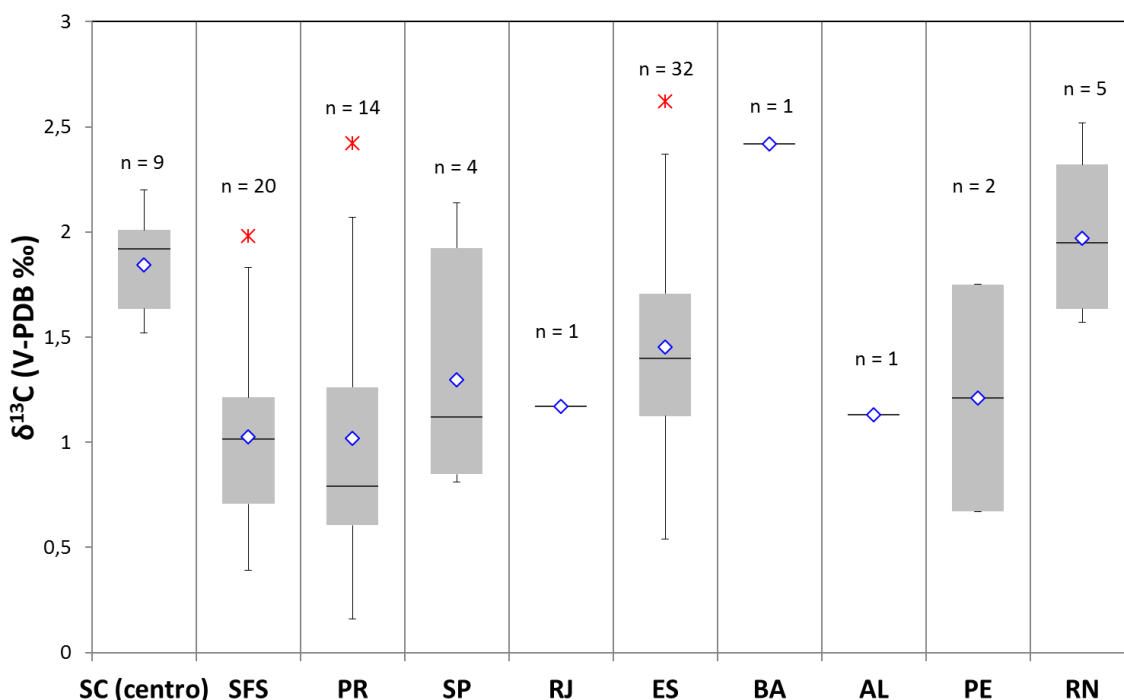


Figura 65 – Boxplots de valores de $\delta^{13}\text{C}$ de todas as amostras de *P. varians* de cada localidade do litoral continental estudada. Caixa cinza representa o intervalo interquartis, traço interno, a mediana, diamante representa a média e asterisco, *outlier*.

O gráfico de dispersão dos resultados de $\delta^{13}\text{C}$ dos vermetídeos de Guarapari com ajuste polinomial de 3º grau (Figura 66) sugere tendência de queda entre 6,6 e 5,0 ka cal AP, de modo semelhante ao observado com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 60). Após 5,0 ka cal AP há, aparentemente, tendência de aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ até aproximadamente 2,0 ka cal AP, com possível nova queda a partir daí, quando, todavia, a baixa quantidade de dados não permite consistência estatística.

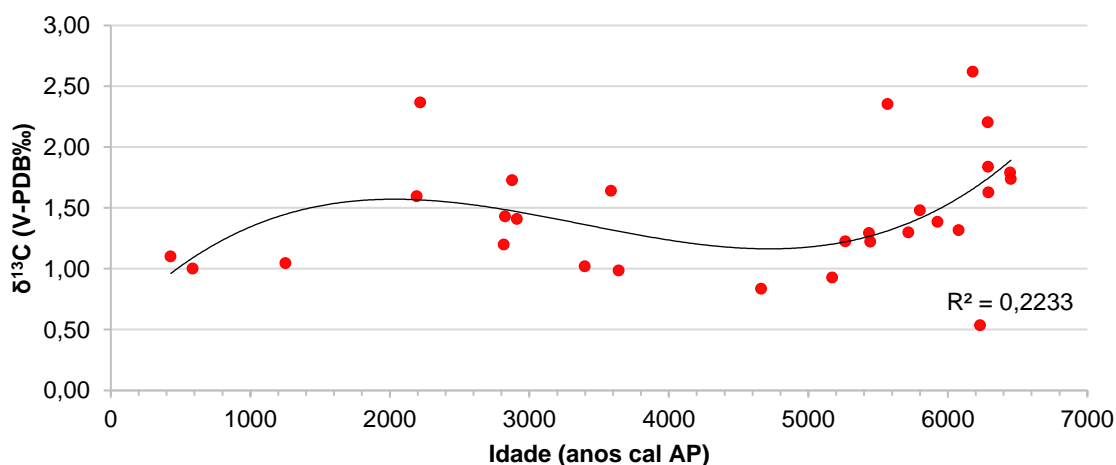


Figura 66 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para 32 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com ajuste polinomial de 3º grau.

O gráfico de dispersão dos resultados de $\delta^{13}\text{C}$ para 12 amostras do litoral paranaense e três da Ilha do Cardoso (sul de SP) não permite identificar tendência clara de variação (Figura 67).

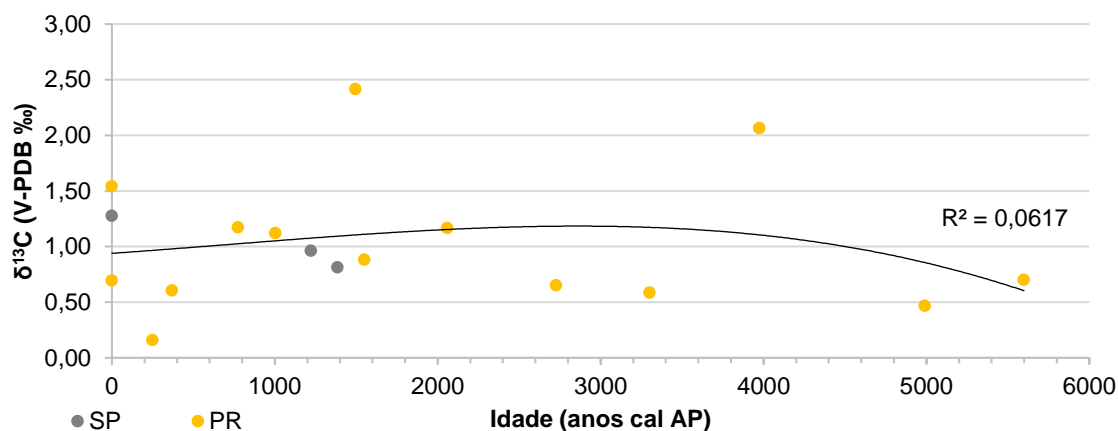


Figura 67 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para 14 amostras do Paraná e três da Ilha do Cardoso (SP) com ajuste polinomial de 3º grau.

Em SFS, o gráfico de dispersão permite sugerir tendência geral de queda suave ou estabilidade dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no decorrer do tempo (Figura 68). No entanto, além de o coeficiente de determinação e o nível de confiança estatísticos serem muito baixos, tem-se o problema das duas lacunas de dados, entre 3,5 e 2,5 ka cal AP e após 0,8 ka cal AP, o que inviabiliza qualquer avaliação precisa sobre tendência contínua ao longo do Holoceno superior. No período com maior densidade de dados, entre 2,5 e 0,8 ka cal AP, os resultados de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam-se muito variáveis, sem tendência geral clara.

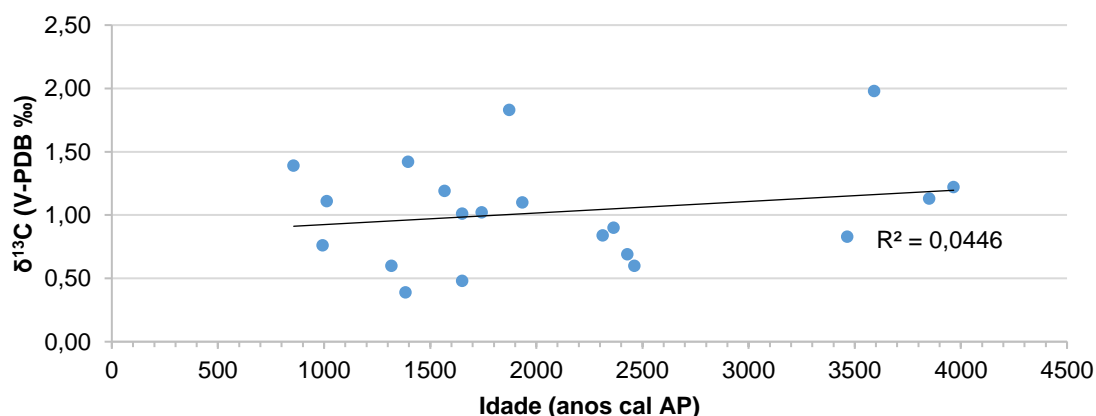


Figura 68 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para 20 amostras de SFS (SC), com regressão linear (erro I = 0,3).

O gráfico de dispersão dos nove resultados de $\delta^{13}\text{C}$ do litoral central catarinense (Figura 69) sugere tendência de estabilização, ou leve queda no decorrer do tempo, dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do período abrangido (3,8 a 0,6 ka cal AP).

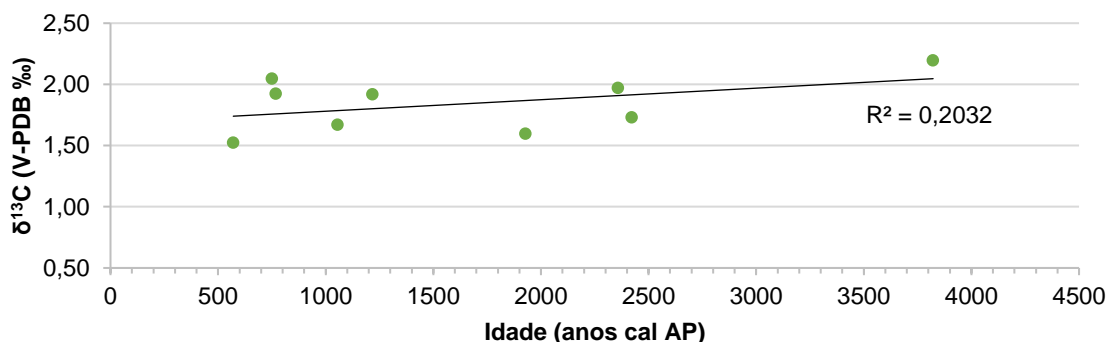


Figura 69 – Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade para nove amostras da porção central do litoral de Santa Catarina (Bombinhas, Florianópolis e Palhoça), com regressão linear (erro I = 0,1).

5.6 Análise química

5.6.1 Mg/Ca

Os resultados de razão Mg/Ca das conchas de vermetídeo analisadas variam de 184 mmol/mol (excetuando-se o valor discrepante de 245 mmol/mol, encontrado em uma amostra do ASPSP) até 0,85 mmol/mol, com valor médio de 36,44 e desvio padrão de 41,93 mmol/mol. A maior média dentre as localidades estudadas é de 51,3 mmol/mol, com desvio padrão de 39,7 mmol/mol, observada em Guarapari (ES) (Tabela 5). No *boxplot* dos dados de Mg/Ca em cada localidade do litoral continental (Figura 71), observa-se que além do maior valor médio, Guarapari (ES) apresenta valores mais elevados de mediana e quartis superior e inferior.

Tabela 5 – Valores médios de Mg/Ca das conchas de vermetídeos, por região estudada. P: *Petaloconchus varians*, D: *Dendropoma irregulare*, T: *Thylaeodus sp.*

| Localidade | Valores médios de Mg/Ca (mmol/mol) | Número de amostras (espécie) |
|--------------------------------------|------------------------------------|------------------------------|
| Barreta (RN) | 8,1 | 5 (P) |
| Gaibu (PE) | 18,7 | 2 (P) |
| Maceió (AL) | 2,4 | 1 (P) |
| Praia do Forte (BA) | 0,8 | 1 (P) |
| Guarapari (ES) | 51,3 | 33 (P) |
| Arraial de Búzios (RJ) | 6,6 | 1 (P) |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | 11,6 | 4 (P) |
| Litoral paranaense | 22,3 | 14 (P) |
| SFS (SC) | 36,6 | 23 (P) |
| Centro de SC | 31,3 | 9 (P) |
| AFN | 9,8 | 2 (P, D) |
| ASPSP | 64,2 | 2 (T?) |
| Ilha de Trindade | 17,0 | 2 (D) |

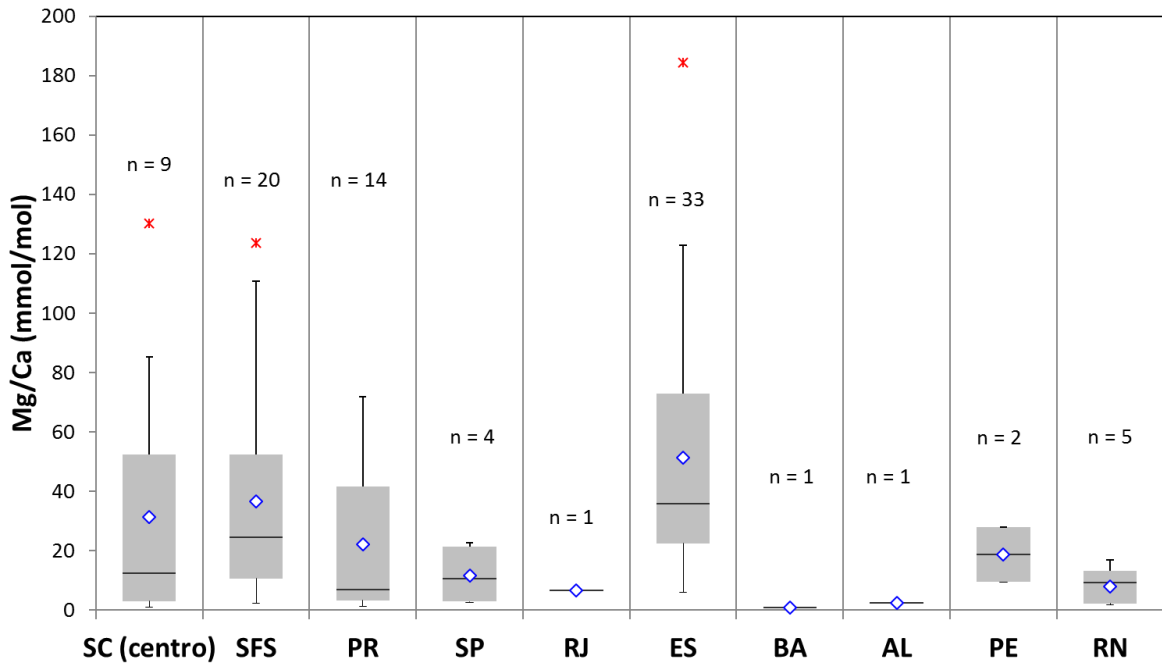


Figura 70 – Boxplots de valores de Mg/Ca de todas as amostras de *P. varians* de diferentes localidades do litoral continental brasileiro. Caixa cinza representa o intervalo interquartil, traço interno, a mediana, diamante representa a média e asterisco, outlier.

No gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idades medianas das amostras do litoral nordestino, destaca-se a forte correlação linear positiva ($R^2 = 0,77$ com erro $I < 0,005$) obtida entre as cinco amostras de Barreta (RN) ao longo dos últimos 2,2 ka cal AP, aproximadamente (Figura 71).

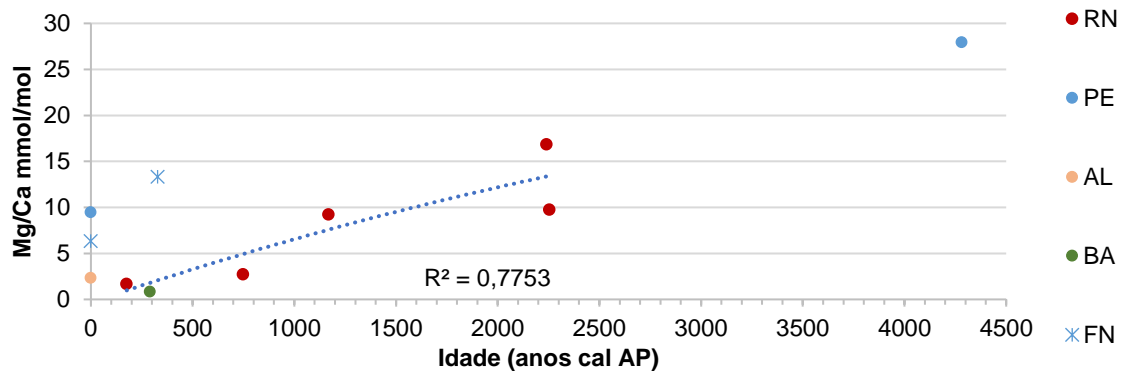


Figura 71 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de vermetídeos do litoral nordestino (desconsiderando o ASPSP, cujos valores são discrepantes nesse conjunto de dados), com a regressão linear dos dados de Barreta (RN) (erro $I < 0,005$).

No gráfico de variação dos resultados de Mg/Ca das regiões Sul e Sudeste, onde há maior densidade de amostra analisadas (Figura 72), a tendência geral é de queda no decorrer do tempo, com aumento da dispersão de dados nas amostras mais antigas. Enquanto as 33 amostras entre 1,8 e 0 ka cal AP possuem média de 9,81 mmol/mol e desvio padrão de 10,38 mmol/mol, as 51 anteriores a 1,8 ka apresentam média de 56 mmol/mol e desvio padrão de 37,45 mmol/mol.

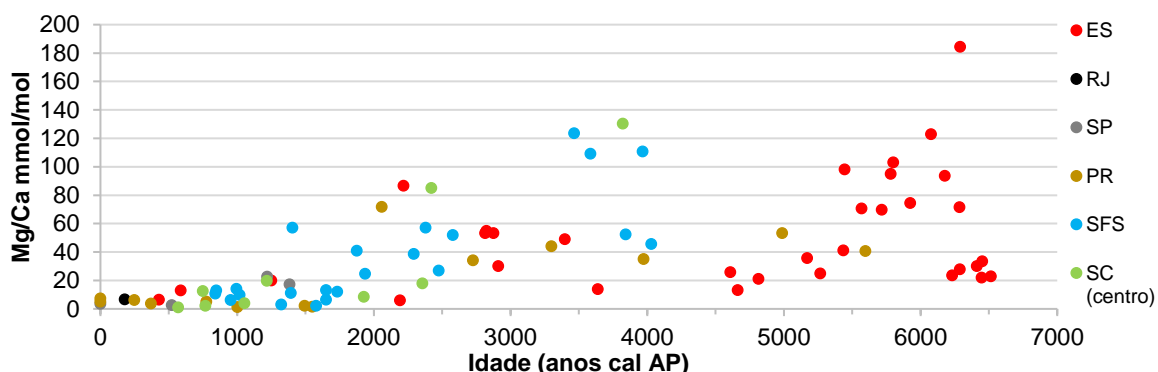


Figura 72 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de vermetídeos do Sul / Sudeste brasileiro.

O gráfico de dispersão dos resultados de Mg/Ca de Guarapari, com ajuste polinomial de 6º grau (Figura 73), sugere oscilações nos valores desde o Holoceno médio, com possível aumento entre 6,6 e 6,0 ka cal AP e queda acentuada entre 6,0 e 4,6 ka cal AP. Após o período sem amostras de 4,6 a 3,6 ka cal AP, há novamente tendência de aumento dos valores de Mg/Ca até cerca de 2,5 ka cal AP, com possível nova queda a partir daí, quando, todavia, a baixa quantidade de dados não permite consistência estatística.

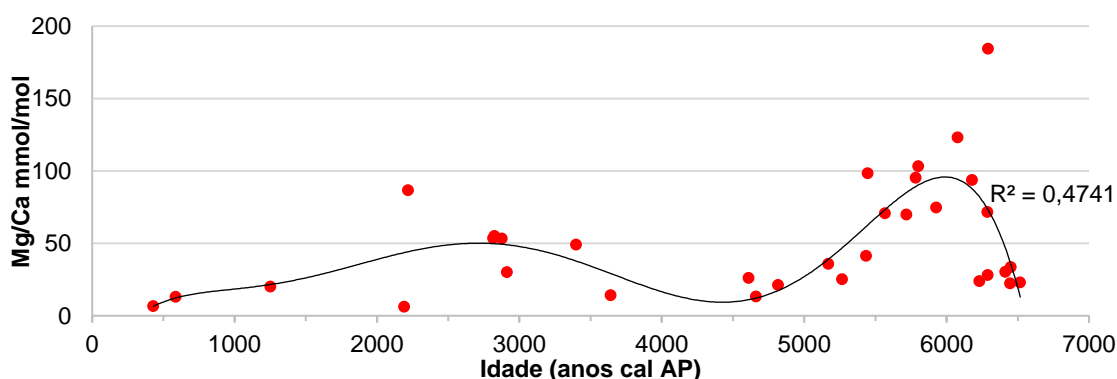


Figura 73 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 33 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com ajuste polinomial de 6º grau.

O gráfico de variação no tempo dos resultados de Mg/Ca referentes às 14 amostras do litoral paranaense mais três da Ilha do Cardoso (SP), com ajuste polinomial de 3º grau (Figura 74), revela tendência de queda no período entre cerca de 4,0 e 1,0 ka cal AP. Nos últimos 1,0 ka cal AP, os dados do litoral paranaense apresentam tendência de estabilização ou leve aumento (Figura 75).

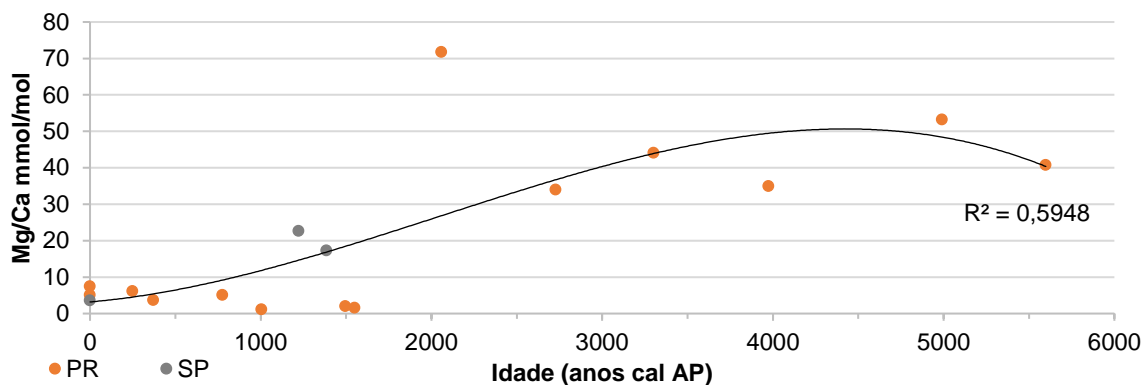


Figura 74 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 14 amostras do Paraná e três da Ilha do Cardoso (SP), com ajuste polinomial de 3º grau ($R^2 = 0,5948$, erro I < 0,005).

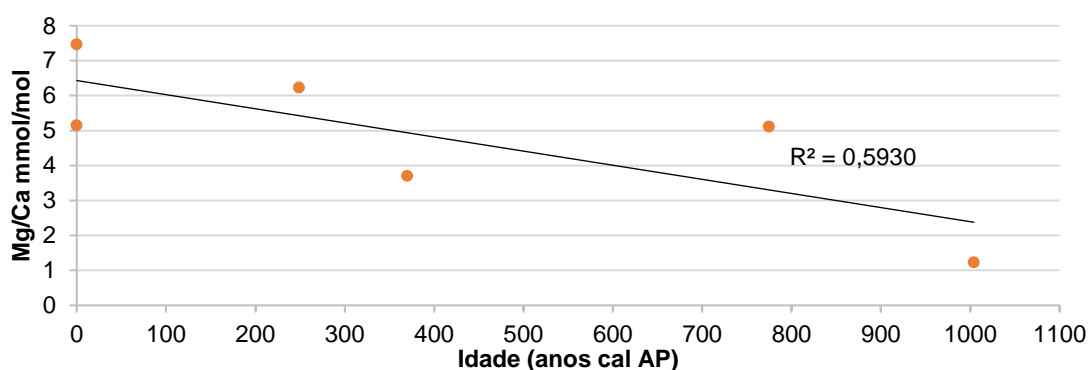


Figura 75 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para as cinco amostras mais recentes do Paraná, com regressão linear (erro I = 0,05).

Em SFS, o gráfico de dispersão com ajuste polinomial de 3º grau sugere tendência de queda acentuada dos valores de Mg/Ca no período entre 4,0 e 1,5 ka cal AP, aproximadamente (Figura 76).

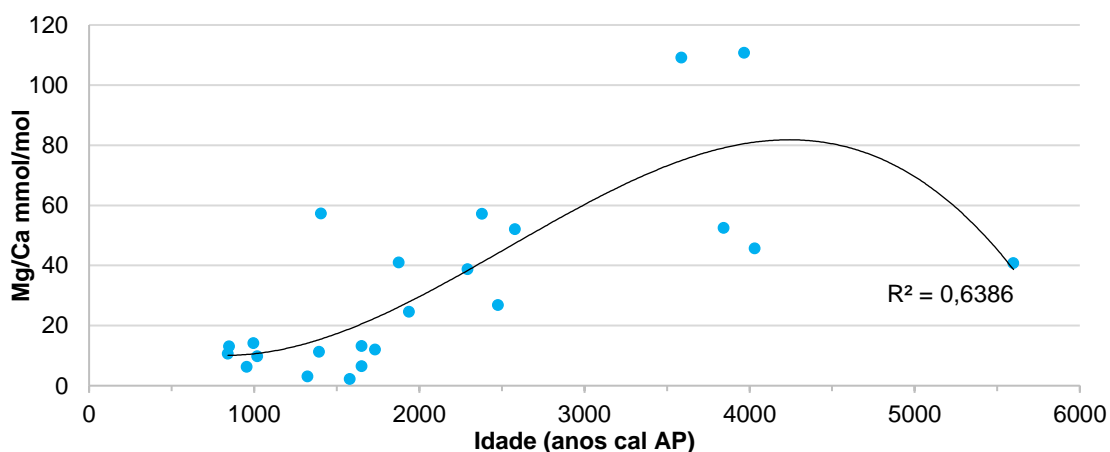


Figura 76 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 23 amostras de SFS (SC), com ajuste polinomial de 3º grau.

O gráfico de dispersão dos nove resultados de Mg/Ca do setor central do litoral catarinense (Figura 77) revelou forte correlação no ajuste polinomial de 2º grau, com

tendência de queda dos valores de Mg/Ca em todo o período abrangido (3,8 - 0,6 ka cal AP).

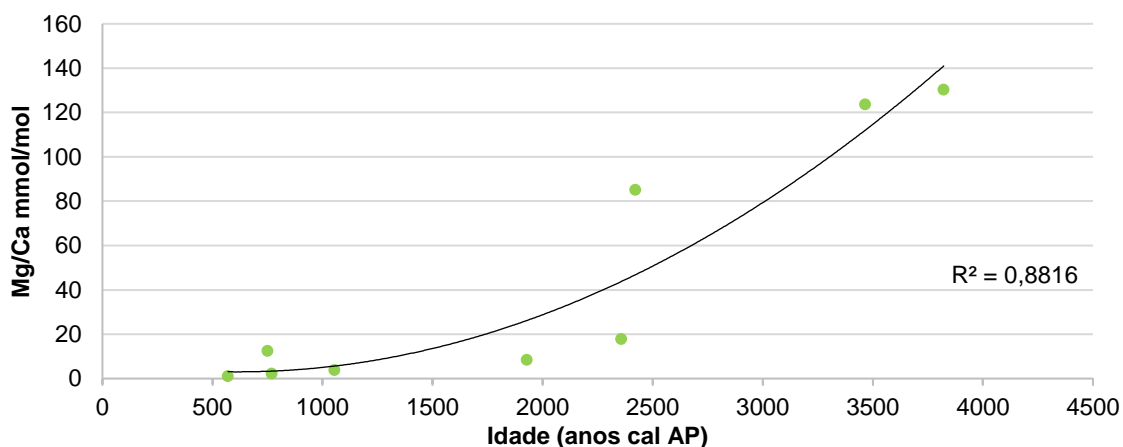


Figura 77 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para nove amostras do litoral central de Santa Catarina (Bombinhas, Florianópolis e Palhoça), com ajuste polinomial de 2º grau.

5.6.2 Sr/Ca

A razão Sr/Ca das conchas de vermetídeo analisadas varia de 5,56 mmol/mol até 1,60 mmol/mol, com valor médio de 2,50 mmol/mol e desvio padrão de 0,68 mmol/mol. Os maiores valores médios foram encontrados em SFS (2,7 mmol/mol, com desvio padrão de 0,70 mmol/mol) e Guarapari (2,7 mmol/mol, com desvio padrão de 0,93 mmol/mol) (Tabela 6). O *boxplot* dos dados de Sr/Ca em cada localidade do litoral continental (Figura 78) evidencia também que, além da média ser ligeiramente maior em Guarapari e SFS, os intervalos interquartis ficam todos compreendidos entre 2 e 3 mmol/mol, aproximadamente.

Tabela 6 – Valores médios de Sr/Ca das conchas de vermetídeos, por região estudada. P: *Petalocochus varians*, D: *Dendropoma irregulare*, T: *Thylaeodus sp.*

| Localidade | Valores médios de Sr/Ca (mmol/mol) | Número de amostras (espécie) |
|--------------------------------------|------------------------------------|------------------------------|
| Barreta (RN) | 2,1 | 5 (P) |
| Gaibu (PE) | 2,5 | 2 (P) |
| Maceió (AL) | 1,7 | 1 (P) |
| Praia do Forte (BA) | 2,2 | 1 (P) |
| Guarapari (ES) | 2,7 | 33 (P) |
| Arraial de Búzios (RJ) | 1,9 | 1 (P) |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | 2,3 | 4 (P) |
| Litoral paranaense | 2,4 | 14 (P) |
| SFS (SC) | 2,7 | 23 (P) |
| Centro de SC | 2,3 | 9 (P) |
| AFN | 2,2 | 2 (P, D) |
| ASPSP | 2,5 | 2 (T?) |
| Ilha de Trindade | 1,9 | 2 (D) |

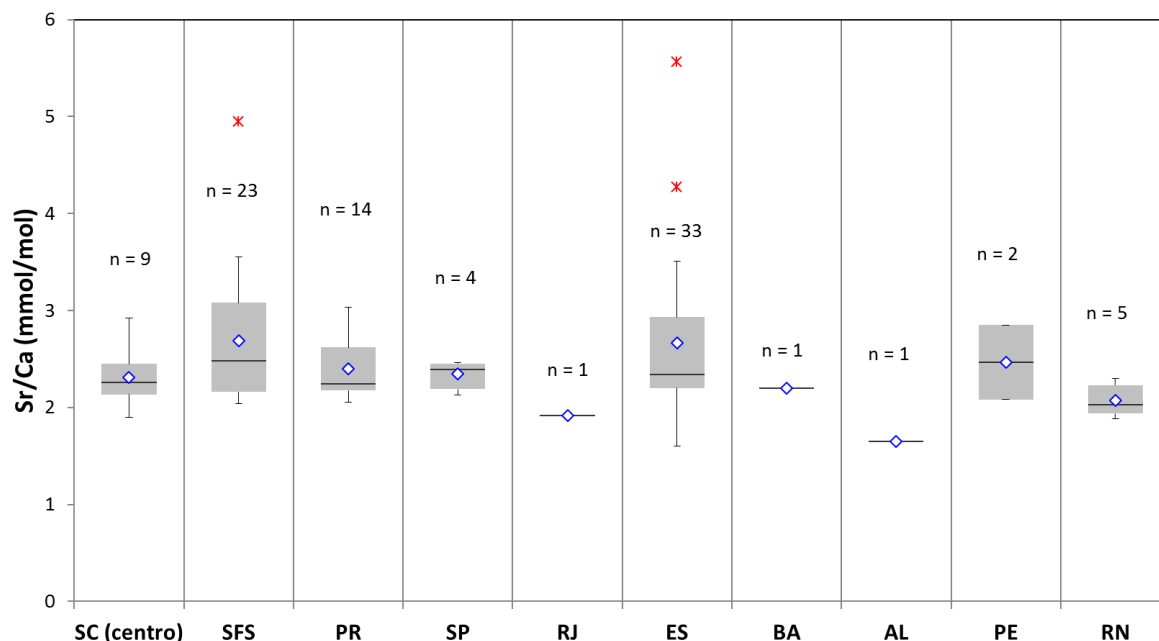


Figura 78 – Boxplots de valores de Sr/Ca de todas as amostras de *P. varians* de diferentes localidades do litoral continental brasileiro. Caixa cinza representa o intervalo interquartil, traço interno, a mediana, diamante representa a média e asterisco, outlier.

No gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idades medianas das amostras do litoral nordestino, destaca-se a boa correlação (ajuste polinomial de 2º grau com $R^2 = 0,77$) obtida nos dados de Barreta (RN), a qual sugere tendência de queda entre cerca de 2,2 e 1,2 ka cal AP, com possível aumento suave após 1,2 ka cal AP (Figura 79).

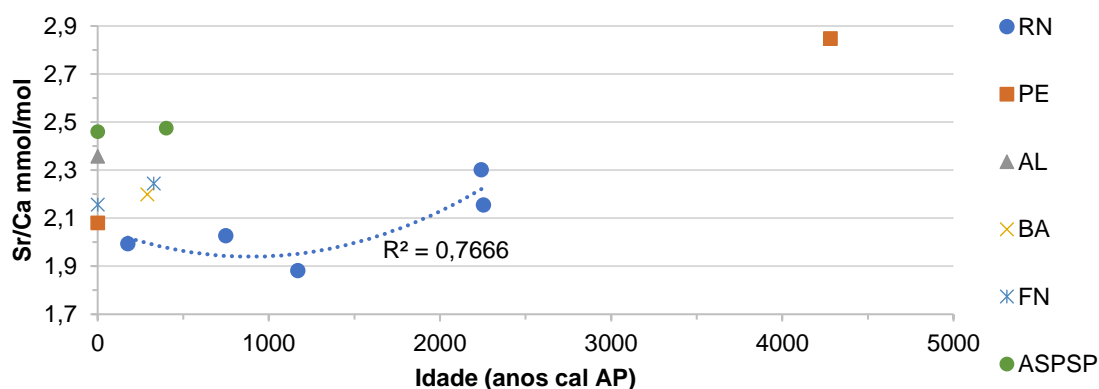


Figura 79 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idades ^{14}C AMS das amostras de vermetídeos do litoral nordestino, com ajuste polinomial dos dados de Barreta (RN).

No gráfico de variação no tempo da razão Sr/Ca para as regiões Sul e Sudeste (Figura 80), não é possível observar tendência clara, exceto que, semelhantemente ao que ocorre com os valores de Mg/Ca, o valor médio e a dispersão são maiores entre as amostras mais antigas. Entre 0 e 1,8 ka cal AP há 33 amostras com média de 2,29 mmol/mol e desvio padrão de 0,24 mmol/mol, enquanto que no período mais antigo, entre 5,5 e 6,5 ka cal AP, têm-se 16 amostras, com média de 2,69 mmol/mol e desvio padrão de 1,00 mmol/mol.

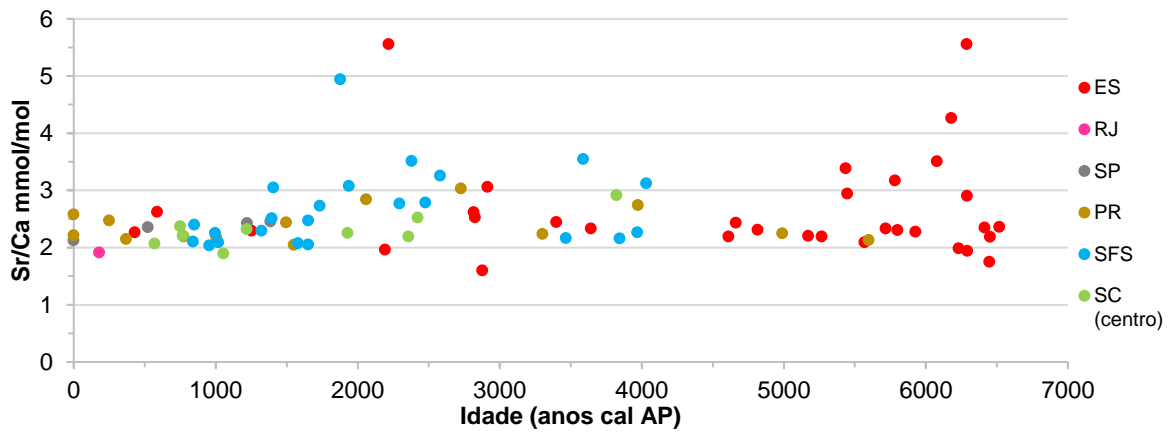


Figura 80 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de vermetídeos do Sul / Sudeste brasileiro.

O gráfico de dispersão dos resultados de Sr/Ca em função das idades medianas dos vermetídeos de Guarapari com ajuste polinomial de 3º grau (Figura 81) não mostra tendência de variação.

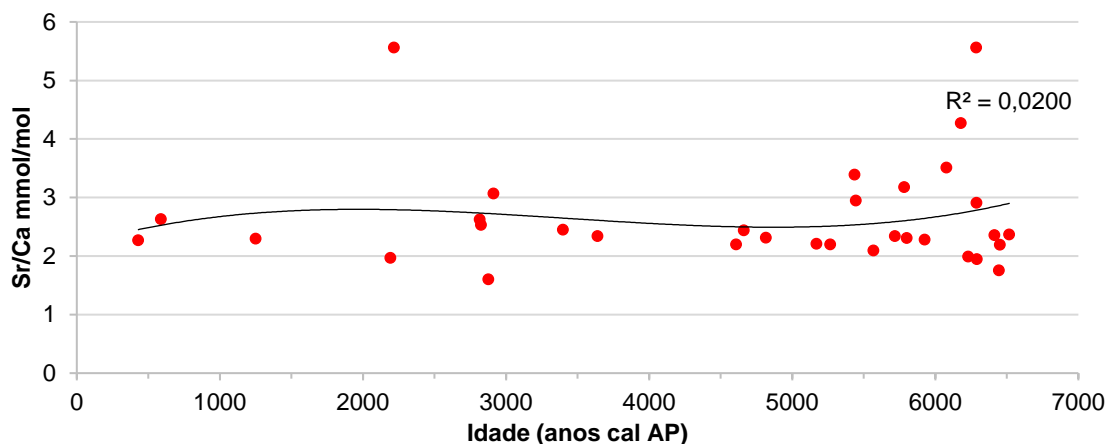


Figura 81 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para 33 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com ajuste polinomial de 3º grau.

O gráfico de variação no tempo da razão Sr/Ca do litoral paranaense e da Ilha do Cardoso (SP) com ajuste polinomial de 3º grau indica tendência de aumento entre cerca de 5,6 e 3,5 ka cal AP, seguida de suave queda até aproximadamente 0,5 ka cal AP, com leve aumento após essa data (Figura 82).

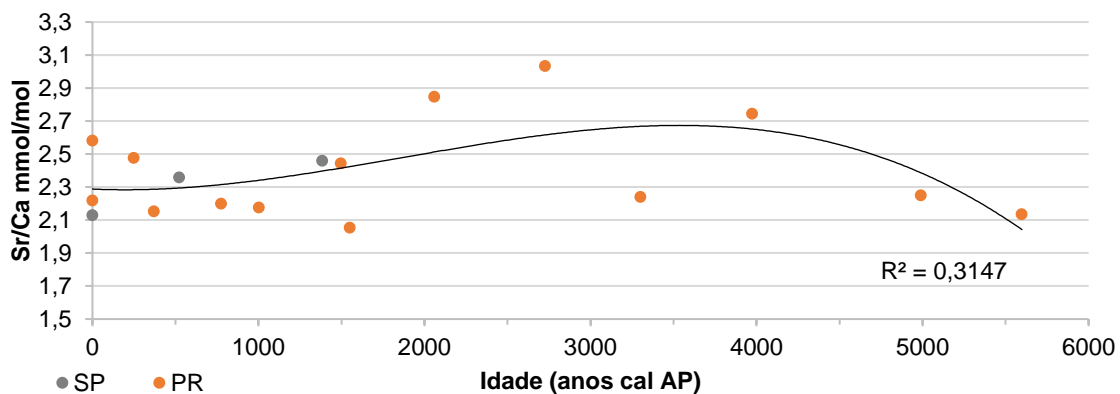


Figura 82 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para 14 amostras do Paraná e três da Ilha do Cardoso (SP), com ajuste polinomial de 3º grau.

Em SFS, o gráfico de dispersão com ajuste polinomial de 3º grau aponta para tendência de declínio suave dos valores de Sr/Ca entre cerca de 2,5 e 0,8 ka cal AP (Figura 83).

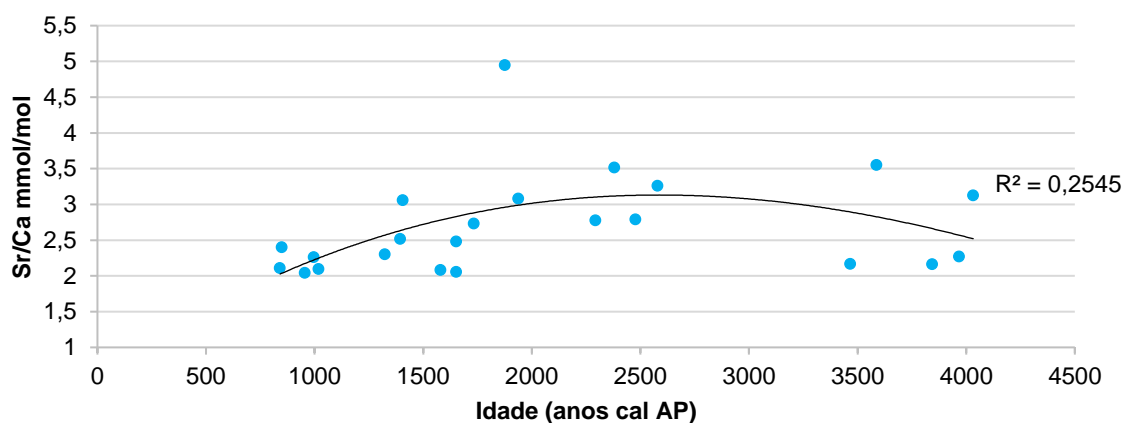


Figura 83 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para 23 amostras de SFS (SC), com ajuste polinomial de 3º grau.

Para os nove dados de Sr/Ca do litoral central catarinense, o gráfico de variação no tempo com ajuste polinomial de 2º grau (Figura 84) revelou tendência de queda dos valores no período entre cerca de 3,8 e 1,2 ka cal AP, seguida de aparente estabilidade entre 1,2 e 0,6 ka cal AP.

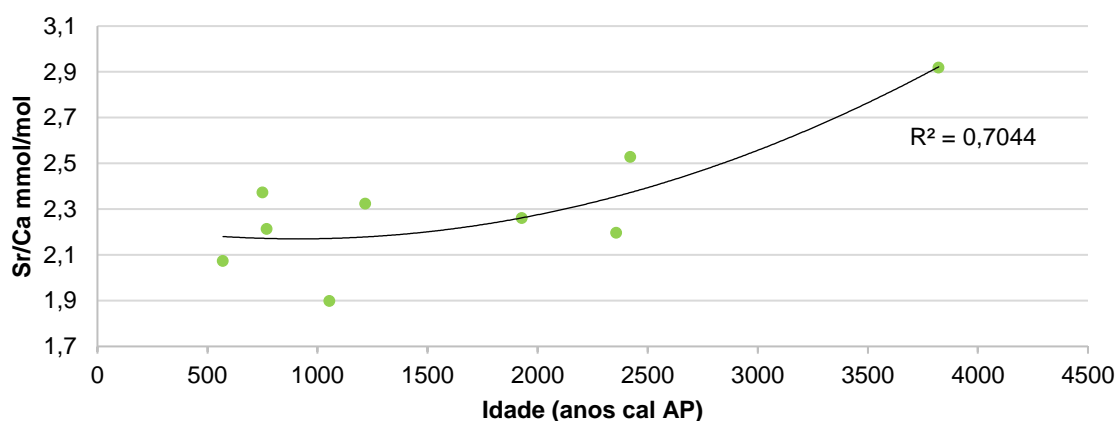


Figura 84 – Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idade para nove amostras do litoral central de Santa Catarina (Bombinhas, Florianópolis e Palhoça), com ajuste polinomial de 2º grau.

5.6.3 Ba/Ca

Os resultados de Ba/Ca das conchas de vermetídeo analisadas variam de $2,9 \times 10^{-4}$ mmol/mol até $3,4 \times 10^{-5}$ mmol/mol. Nas amostras de Guarapari e do litoral continental nordestino, não se obteve a razão Ba/Ca, devido ao fato de a concentração de Ba nestas amostras ser inferior ao limite de detecção do método, isto é, de aproximadamente 0,1 ppm (em massa) (Tabela 7). Os resultados apresentam valor médio de $8,12 \times 10^{-5}$ mmol/mol e desvio padrão de $6,7 \times 10^{-5}$ mmol/mol. Os maiores valores médios e de intervalo interquartis foram encontrados em Santa Catarina: em SFS ($9,3 \times 10^{-5}$ mmol/mol com desvio padrão de $7,6 \times 10^{-5}$ mmol/mol) e no litoral central do estado ($9,3 \times 10^{-5}$ mmol/mol com desvio padrão de $4,4 \times 10^{-5}$ mmol/mol) (Figura 85).

Tabela 7 – Valores médios de Ba/Ca das conchas de vermetídeos, por região estudada. Amostras com valores “traço” são aquelas cuja concentração de Ba é inferior a 0,1 ppm, limite de detecção do método. P: *Petalocochus varians*, D: *Dendropoma irregulare*, T: *Thylaeodus sp.*

| Localidade | Valores médios de Ba/Ca (mmol/mol) | Número de amostras (espécie) |
|--------------------------------------|------------------------------------|------------------------------|
| Barreta (RN) | - | 5 (P) |
| Gaibu (PE) | - | 2 (P) |
| Maceió (AL) | - | 1 (P) |
| Praia do Forte (BA) | - | 1 (P) |
| Guarapari (ES) | - | 33 (P) |
| Arraial de Búzios (RJ) | 0,0000526 | 1 (P) |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | 0,0000445 | 4 (P) |
| Litoral paranaense | 0,0000474 | 14 (P) |
| SFS (SC) | 0,0000935 | 23 (P) |
| Centro de SC | 0,0000935 | 9 (P) |
| AFN | - | 2 (P, D) |
| ASPSP | 0,0001699 | 2 (T?) |
| Ilha de Trindade | 0,0001202 | 2 (D) |

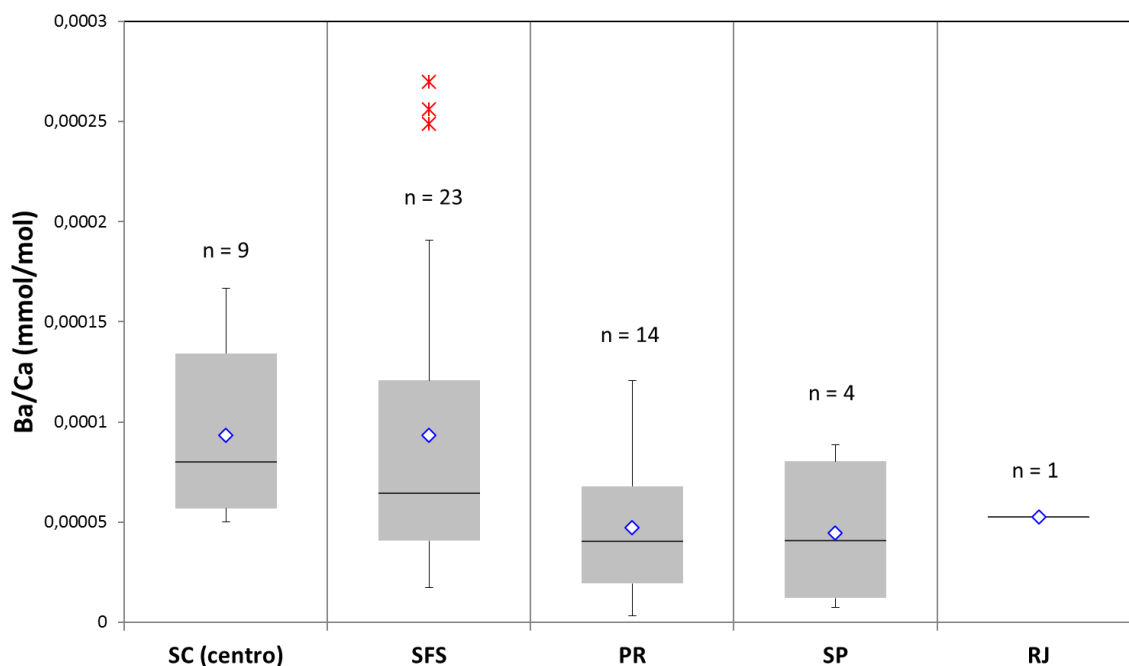


Figura 85 – Boxplots de valores de Ba/Ca de todas as amostras de *P. varians* de diferentes localidades do Sul / Sudeste brasileiro. Nas amostras de Guarapari (ES) e do Nordeste não foi detectado Ba, por isso não estão representadas no gráfico. Caixa cinza representa o intervalo interquartis, traço interno, a mediana, diamante representa a média e asterisco, *outlier*.

No gráfico de dispersão dos resultados de Ba/Ca em função do tempo para as regiões Sul e Sudeste (Figura 86), a tendência é de diminuição tanto da média como do desvio padrão no decorrer dos últimos 4,0 ka cal AP. As 19 amostras com idades entre 4,0 e 1,8 ka cal AP apresentam média de $1,2 \times 10^{-4}$ mmol/mol e desvio padrão de $7,50 \times 10^{-5}$ mmol/mol, enquanto que para as 30 amostras de 1,8 a 0 ka cal AP a média é de $4,6 \times 10^{-5}$ mmol/mol e o desvio padrão, de $2,77 \times 10^{-5}$ mmol/mol.

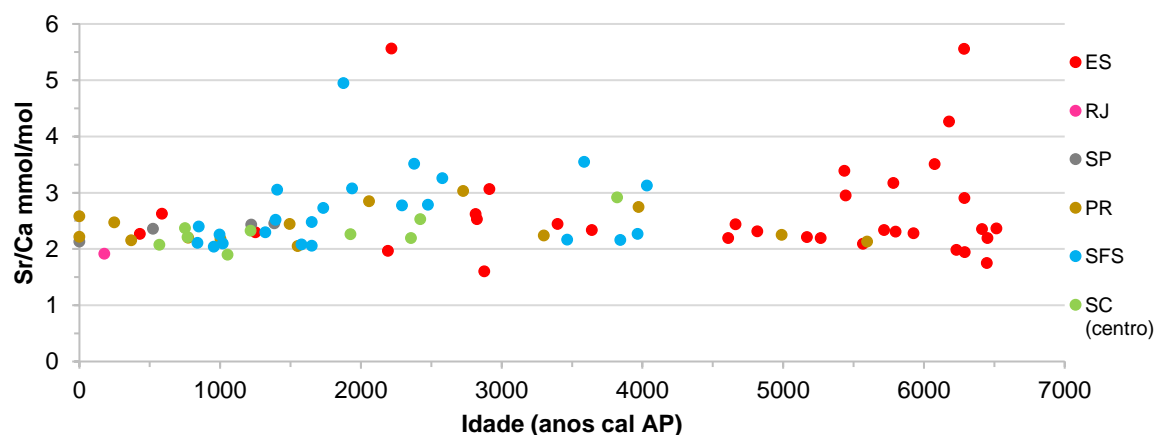


Figura 86 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade ^{14}C AMS das amostras de vermetídeos do Sul / Sudeste brasileiro.

O gráfico de dispersão em função da idade dos resultados de Ba/Ca do litoral paranaense e da Ilha do Cardoso (SP), com ajuste polinomial de 3º grau, indica tendência geral de diminuição dos valores de Ba/Ca (Figura 87), sendo esta mais acentuada até cerca

de 2,5 ka cal AP. Quando considerados apenas os últimos 1,6 ka cal AP, os resultados do litoral paranaense apresentam tendência de aumento no tempo (Figura 88).

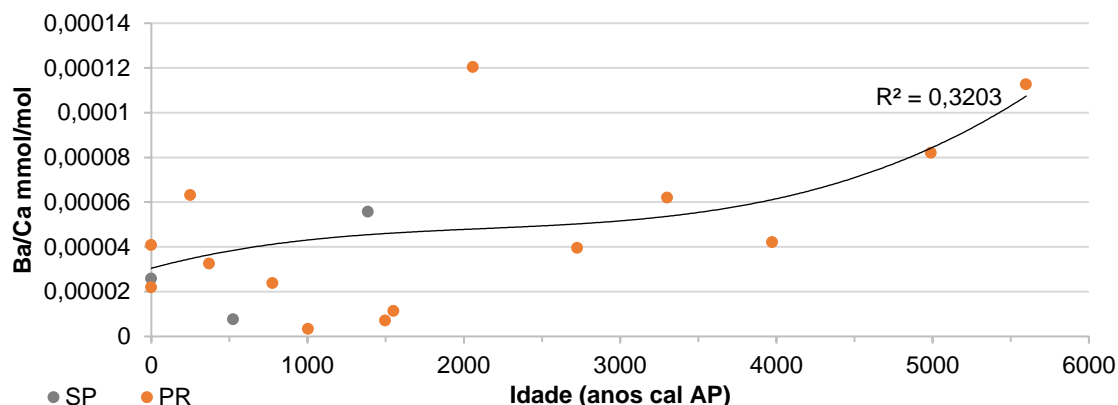


Figura 87 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para 14 amostras do Paraná e três da Ilha do Cardoso (SP), com ajuste polinomial de 3º grau.

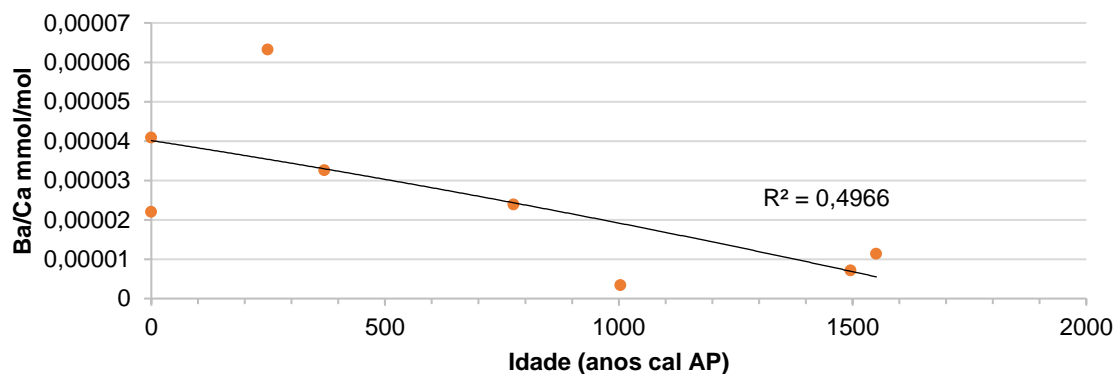


Figura 88 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para as oito amostras mais recentes do Paraná, com ajuste polinomial de 2º grau.

Em SFS, a razão Ba/Ca mostra tendência geral, com ajuste polinomial de 3º grau, de diminuição dos valores ao longo de todo o período abrangido (4,0 a 0,8 ka cal AP), sendo essa queda mais acentuada entre cerca de 4,0 e 1,8 ka cal AP. Entre 1,8 e 0,8 ka cal AP, a razão oscila entre $1,7 \times 10^{-5}$ e 10×10^{-5} mmol/mol, sem clara tendência média (Figura 89).

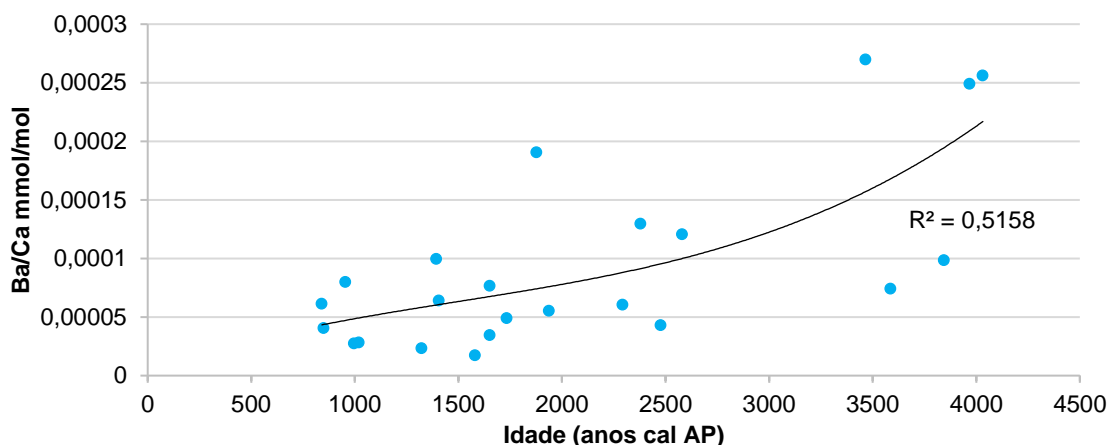


Figura 89 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para 23 amostras de SFS (SC), com ajuste polinomial de 3º grau.

Para as nove amostras do litoral central catarinense, a razão Ba/Ca apresenta tendência de queda, com ajuste polinomial de 3º grau (Figura 90), ao longo de todo o período abrangido (entre cerca de 3,8 e 0,6 ka cal AP).

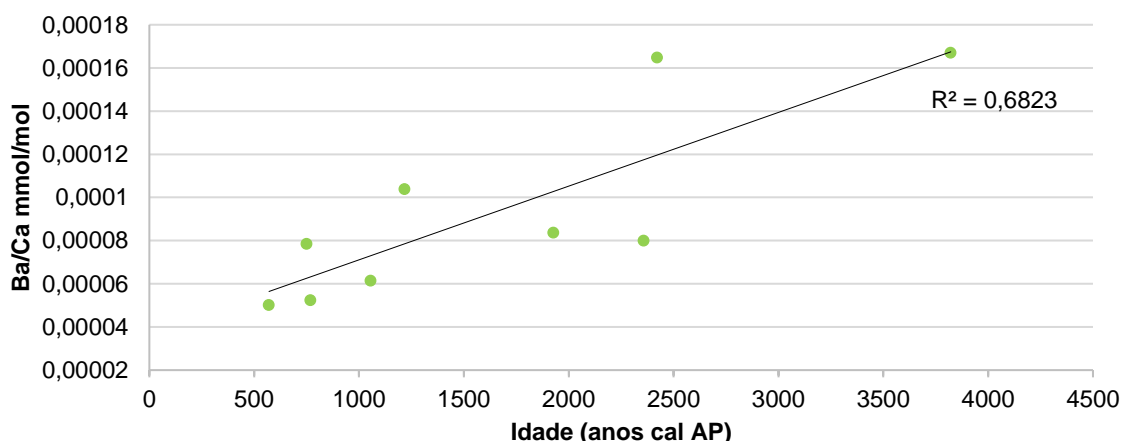


Figura 90 – Gráfico de dispersão entre valores de Ba/Ca e idade para nove amostras do litoral central de Santa Catarina (Bombinhas, Florianópolis e Palhoça), com regressão linear (erro I < 0,005).

6. DISCUSSÃO

6.1 Distribuição dos vermetídeos e outros organismos a eles associados

Os resultados apontam para uma tendência de segregação geográfica entre as duas principais espécies de vermetídeos coloniais na área de estudo, sendo *Petalconchus varians* mais comum no litoral continental e *Dendropoma irregulare* identificado apenas nas ilhas oceânicas.

A diferença de espécie entre as duas amostras do AFN, vermetídeo fóssil e vivente, vão ao encontro da observação de Laborel & Kempf (1966) segundo a qual, nesta localidade, os espécimes fósseis pertencem ao gênero *Petalconchus*, enquanto os atuais, ao gênero *Dendropoma*. Não é clara a causa dessa recente mudança ecológica, talvez

ligada à simples competição entre as espécies (Laborel 1979). Em busca de possíveis fatores ambientais que tenham favorecido *D. irregulare* em detrimento do *P. varians* numa eventual competição entre ambos, discutem-se, a seguir, algumas das diferenças entre os dois táxons e suas implicações adaptativas.

Morton (1965) sugeriu que, dentre as duas estratégias de alimentação existentes dentre os vermetídeos (filtração e secreção de redes de muco, conforme item 3.2), a filtração seria predominante naqueles que habitam águas mais agitadas, uma vez que, nessas condições, ficaria hipoteticamente mais difícil expelir os filamentos de muco. O autor relata que indivíduos de *P. nigricans* usam principalmente o muco como estratégia de alimentação, enquanto que os de *D. irregulare* usam na mesma medida as duas estratégias (Morton 1965). Neste caso, o gênero *Dendropoma* estaria em vantagem sobre o *Petaloconchus* em condições de alta energia hidrodinâmica. Importante ressaltar, no entanto, que nem a relação entre cada forma de alimentação e diferentes condições hidrodinâmicas é amplamente aceita (Gould 1994), nem se dispõe de informações precisas sobre a estratégia de alimentação adotada pelo *P. varians* (Schiaparelli *et al.* 2006).

De acordo com Kempf & Laborel (1966), também podem haver diferenças entre as duas espécies quanto à fase larval, isto é, as larvas de *P. varians* possuiriam tempo de vida livre mais longo do que as de *D. irregulare*. Estudos detalhados sobre as larvas das duas espécies são escassos, mas se houver essa diferença, é possível aventar que condições de alta energia do meio, por exemplo, dificultassem a fixação das larvas de *P. varians* e favorecessem as de *D. irregulare*.

Vescogni *et al.* (2008) sugerem que o hábito semiendolítico e o opérculo mais largo e espesso do *Dendropoma*, capaz de proteger o animal da prolongada exposição subaérea típica da região intermarés, tornam-no mais adaptado a condições hidrodinâmicas extremas em comparação com o *Petaloconchus*.

Assim sendo, aumento da energia hidrodinâmica local, causada, por exemplo, pela elevação da frequência e da amplitude das ondulações (*swells*), ou da erosão do banco recifal que protege a zona costeira dessas ondulações, poderia exercer uma pressão ambiental que favorecesse *D. irregulare*, numa competição com *P. varians*. Ressalta-se, contudo, que não foram encontrados na literatura relatos de indícios sedimentológicos de mudança desse tipo no Holoceno superior, no AFN.

Ostras e cracas, bem como bivalves dos gêneros *Litophaga* e *Brachidontes*, são comumente encontrados, com evidências de ação bioerosiva, sobre as bioconstruções de vermetídeos, de modo geral. Esses organismos são típicos da zona mediolitoral (Laborel

1979). Assim, o fato de ocorrerem em sucessão à bioconstrução de vermetídeo, que é do topo da zona infralitoral, indica sua instalação durante fase de declínio de NRM.

Algas vermelhas e briozoários foram encontrados apenas nas amostras a norte de Guarapari (22°S), tanto no litoral continental como nas ilhas oceânicas, em bioconstruções de *P. varians* e de *D. irregulare*, sendo que os dois tipos de organismo ocorrem como bioconstrutores contemporâneos aos vermetídeos, conforme evidenciado por suas relações de trama. Tanto algas como briozoários aparecem envolvendo conchas de vermetídeos, na forma de moldes em torno delas, o que distingue essas ocorrências *in situ* dos bioclastos desses mesmos organismos. Associação entre vermetídeos e algas calcárias também é registrada no Rio de Janeiro (Spotorno *et al.* 2012). O motivo de não se ter encontrado esses dois tipos de associações nos vermetídeos aqui estudados provenientes de áreas mais a sul (litoral paulista e da Região Sul) permanece não plenamente esclarecido.

A associação de vermetídeos coloniais e algas calcárias é amplamente documentada (Morton 1965, Laborel 1986, Angulo *et al.* 2015) e facilmente compreendida, tendo em vista que ambos os organismos ocupam a mesma biozona (Laborel 1979). Apesar de haver menos informações sobre a associação de vermetídeos com briozoários, ela também já foi relatada na Califórnia, por Osman (1987), no Mar Mediterrâneo, por Vescogni *et al.* (2008), e nos recifes do AFN, por Angulo *et al.* (2013b).

No caso das algas vermelhas, Laborel (1986) defende que a sua proporção em relação aos vermetídeos varia de acordo com a exposição às ondas, sendo que vermetídeos predominam em zonas onde essa exposição é moderada, sob presença de águas claras, e algas predominam em regiões mais expostas à ação das ondas. No entanto, é pouco provável que o fator exposição hidrodinâmica explique a diferença regional aqui detectada, uma vez que não se encontra, na literatura, dados que suportem que o litoral sul seja menos exposto ao batimento de ondas do que o litoral do Espírito Santo e do Nordeste.

É mais provável que essa distribuição das algas vermelhas nas bioconstruções de vermetídeos ao longo da área de estudo esteja relacionada a diferenças na fisiografia da plataforma. Desde o Cabo de São Tomé (22°S) até a foz do rio Parnaíba (3°S), a plataforma continental é caracterizada por larguras médias relativamente pequenas, entre 20 e 90 km. A largura reduzida e o declive íngreme aumentam o trânsito direto (*by-pass*) de sedimentos fluviais para o talude, com reduzida retenção de material terrígeno na plataforma (Dominguez 2009). Com isso, a sua cobertura sedimentar é predominantemente carbonática, marcada, inclusive, pela ocorrência de extensos bancos recifais nas

proximidades de Abrolhos (17,9°S) (Marques *et al.* 2004). A sul de 22°S, a largura média da plataforma é maior (80 - 230 km) e sua cobertura passa a ser progressivamente dominada por sedimentos terrígenos (Marques *et al.* 2004). As condições favoráveis às bioconstruções recifais nos setores litorâneos Leste e Nordeste, relacionadas tanto à menor retenção de aporte terrígeno na plataforma, quanto às maiores temperaturas médias anuais (Locarnini *et al.* 2010), podem também ter favorecido as bioconstruções de algas vermelhas nas zonas costeiras em que vivem os vermetídeos.

D. irregulare ocorre comumente sobre substrato carbonático e em associação com algas vermelhas (Laborel 1986). Este fato permite aventar ainda que as condições fisiográficas da plataforma nos setores litorâneos Sul e Sudeste, que desfavorecem as bioconstruções de alga vermelha, desfavoreçam também *D. irregulare*, o que explicaria a ausência dessa espécie nestes setores.

Tubos de *Phragmatopoma* foram encontrados em seção delgada de quatro bioconstruções de *P. varians* de Gaibu (PE), Guarapari (ES) e SFS (SC). As seções delgadas das bioconstruções de Guarapari, em particular, permitiram observar maiores porcentagens de grãos siliciclásticos (>15%) nas amostras mais recentes (com menos de 3,0 ka cal AP), o que possivelmente reflete a influência crescente desse poliqueta na mesma biozona dos vermetídeos, ao longo dos últimos milhares de anos. Em paralelo, em Guarapari e nos demais locais de coleta de São Paulo até Santa Catarina, não foram encontradas colônias de *P. varians* viventes, mas apenas de *P. caudata*, o que permite aventar a hipótese de “substituição ecológica”. Na etapa de trabalho de campo em Guarapari, observou-se também que colônias de *Phragmatopoma* e de *P. varians* ocorrem com frequência pareadas nas colônias fósseis de cotas mais baixas (Ribeiro 2011), o que pode ser mais um indício de que as bioconstruções desse poliqueta se tornaram mais frequentes nos últimos séculos / milhares de anos. Mas também não se pode descartar a hipótese de que a ausência das bioconstruções de *Phragmatopoma* nas cotas mais elevadas seja devida à sua baixa resistência à erosão.

Considerando que *P. varians* e *P. caudata* ocupam aproximadamente a mesma biozona (Angulo *et al.* 1999) e se alimentam de material em suspensão, é possível que elas tenham entrado em competição tanto por comida como por espaço; e, nesta eventual competição, alguma mudança ambiental poderia ter favorecido *P. caudata*. Por exemplo, o aumento da pluviosidade (Wang *et al.* 2007) e da PLP (Gyllencreutz *et al.* 2010) no Holoceno superior pode ter elevado a quantidade de terrígenos nas águas costeiras, o que em tese favorece *P. caudata*, uma vez que aumenta o suprimento de material para suas

bioconstruções, e prejudica *P. varians*, que, de acordo com Kempf & Laborel (1966), não se adapta a condições de alta turbidez da água.

6.2 Variação do nível relativo do mar

Os dados de paleonível marinho obtidos a partir de vermetídeos fósseis de Guarapari (ES), Ilha do Cardoso (SP), Paraná e Santa Catarina revelam que o NRM variou de modo muito semelhante em todas essas localidades, o que justifica a construção de uma única curva de variação do NRM para toda essa região, a qual revela que o NRM atingiu valor máximo de $3,3 \pm 1,0$ m em torno de 5,5 ka cal AP, diminuindo constantemente desde então, com velocidade média de aproximadamente 6 cm/século.

Os dados de nivelamento e datação de vermetídeos compilados por Angulo *et al.* (2006) permitiram aos autores construir curva de variação do NRM ligeiramente diferente entre o sul de Santa Catarina (Laguna-Imbituba) e a região que se estende do norte do mesmo estado até Pernambuco, Assim, na região mais setentrional, o NRM segundo os autores atingiu valor máximo de $3,2 \pm 1,0$ m em torno de 5,5 ka cal AP, passando a diminuir desde então; já no sul de Santa Catarina, a curva do NRM de Angulo *et al.* (2006) tem sempre valores de paleonível inferiores, com nível máximo de 2,2 m atingido em 5,7 ka cal AP e queda a partir de 4,5 ka cal AP.

Os dados apresentados nesta Dissertação não compreendem o litoral sul catarinense; e a curva aqui obtida para a região que se estende do centro de Santa Catarina até o Espírito Santo mostra comportamento intermediário entre as duas curvas regionais propostas por Angulo *et al.* (2006): concorda melhor com a curva referente à região a norte de Santa Catarina, antes de cerca de 3,0 ka cal AP, e com a curva do sul de Santa Catarina, após essa idade aproximada (Figura 91).

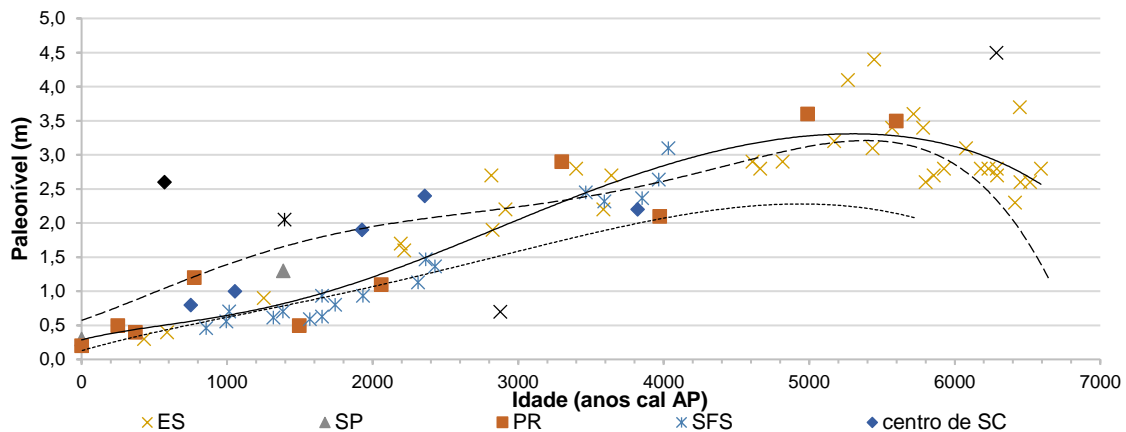


Figura 91 – Dados de paleonível das amostras estudadas nesta Dissertação em função da idade ^{14}C AMS calibrada mediana. Linha cheia: curva de variação (polinômio de 6º grau) obtida para o setor entre o centro de Santa Catarina (SC) e Guarapari (ES). Linha tracejada: curva obtida para o setor do norte de Santa Catarina até Pernambuco. Linha pontilhada: curva obtida para o sul de Santa Catarina. As curvas tracejada e pontilhada foram obtidas por polinômio de 5º grau a partir dos dados utilizados por Angulo *et al.* (2006). Em preto, valores considerados discrepantes, não utilizados na construção desta curva.

A curva de variação de paleonível marinho aqui apresentada (Figura 91), além de se destacar pela densidade de dados, também revela quantidade inédita de amostras representativas da fase de subida do NRM anterior a 5,5 ka cal AP: são 18 dados (17 de Guarapari), contra apenas quatro na curva compilada de Angulo *et al.* (2006). Isto permite discutir, com maior propriedade, o comportamento do NRM durante a fase de subida, entre 6,6 e 5,5 ka cal AP. É justamente nesta fase que a curva de NRM aqui apresentada mostra diferenças consideráveis em relação às curvas de Angulo *et al.* (2006). A curva obtida por Angulo *et al.* (2006) para o setor do norte de Santa Catarina até Pernambuco é muito mais inclinada, com velocidade de subida do NRM de aproximadamente 18 cm/século, em contraste aos cerca de 6 cm/século obtidos, para o mesmo período, nesta Dissertação.

Se no período anterior a 6,6 ka cal AP a curva obtida nesta dissertação manteve essa tendência a paleoníveis mais elevados e velocidades menores que os apresentados pela curva de Angulo *et al.* (2006), é possível aventar que o NRM tenha cruzado o nível atual antes dos 7,0 ka cal AP, que é o valor aproximado sugerido pelos dados de Angulo *et al.* (2006).

O atingimento de um NRM máximo holocênico de poucos metros acima do atual e sua subsequente queda, indicados neste trabalho, concordam com diversos estudos realizados em diferentes setores tanto do litoral brasileiro (Ireland 1988, Angulo *et al.* 2006) como de outras localidades do Hemisfério Sul (Lambeck 1989, Isla 1989), baseados em indicadores biológicos e/ou sedimentológicos.

De acordo com Milne *et al.* (2005), em localidades tectonicamente estáveis e distantes das grandes geleiras, a variação do NRM é caracterizada por uma fase de aumento (da ordem de 120 m) desde o fim do último máximo glacial (em torno de 20 ka cal

AP) até o Holoceno médio, quando foi atingido nível máximo, e uma fase de diminuição até o presente, o que explica a semelhança observada entre as curvas de variação do NRM em lugares tão distantes entre si quanto Brasil, Austrália, Ilhas Fiji e Angola (Figura 92) (Angulo *et al.* 2006). A fase de subida do NRM é dominada pelo sinal eustático, relacionado ao rápido derretimento das geleiras, tendo sido atingido o NRM máximo quando o derretimento diminuiu. De acordo com Peltier (2002), a velocidade do degelo global diminuiu entre 7,0 e 4,0 ka cal AP, não havendo considerável derretimento global a partir de então. A queda do NRM desde o Holoceno médio até o presente é devida a processos não eustáticos, como o carregamento hidroisostático, que é, de modo simplificado, o afundamento do assoalho oceânico devido ao carregamento gravitacional causado pela adição da água de degelo aos oceanos, processo que continua em andamento mesmo após o fim do período de degelo (Mitrovica & Milne 2002).

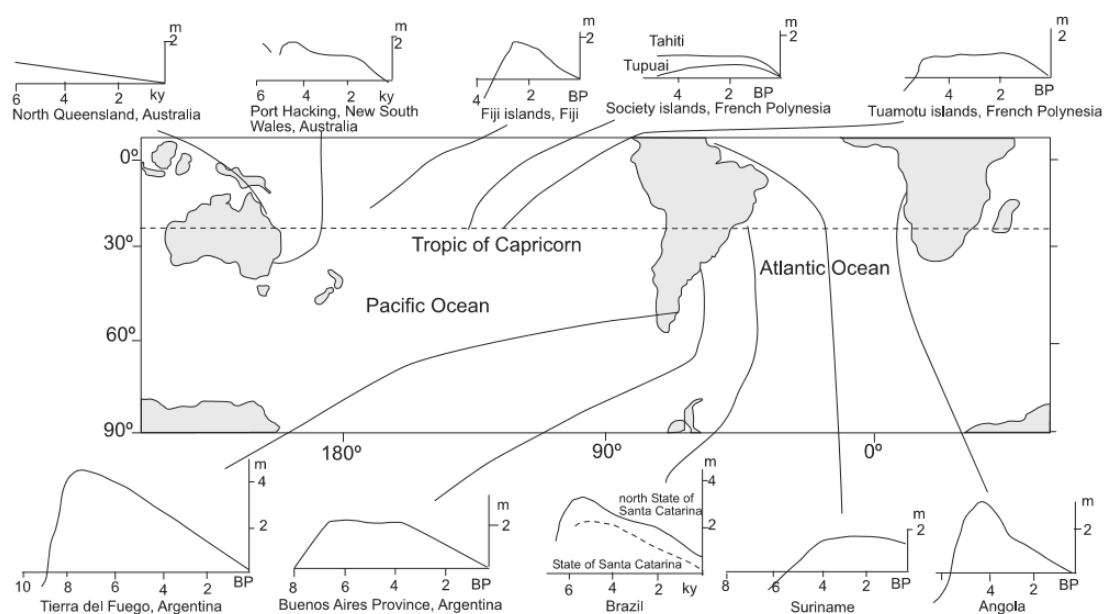


Figura 92 – Curvas de variação do NRM em diferentes localidades do Hemisfério Sul (Angulo *et al.* 2006 e referências ali contidas).

Os resultados desta Dissertação apresentam registro de paleoníveis com grande cobertura temporal nos últimos 6,6 ka cal AP, com mais de uma amostra por século, na média, e não evidenciam nenhuma oscilação do NRM de maior frequência nesse período, nos moldes do defendido por Suguio *et al.* (1985), isto é, com NRM abaixo do atual em torno de 4,0 e 2,5 ka cal AP (ver discussão em Angulo *et al.* 2006).

6.3 Mudanças paleoambientais

Os valores isotópicos mais elevados, na média, tanto de $\delta^{18}\text{O}$ como de $\delta^{13}\text{C}$, foram encontrados em Guarapari (ES). A segunda região com maiores médias de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foi o litoral catarinense. O valor médio do $\delta^{18}\text{O}$ dos vermetídeos de Laguna-Imbituba, -0,02 ‰,

obtido a partir dos dados de Angulo *et al.* (1999), é muito semelhante ao obtido nesse trabalho para o restante do mesmo estado. O valor médio do $\delta^{13}\text{C}$ calculado na região de Laguna-Imbituba a partir dos dados dos mesmos autores é maior do que o calculado aqui para as demais localidades do Sul / Sudeste brasileiro (Tabela 8).

Tabela 8 – Conteúdo isotópico das conchas de *P. varians* em cada localidade do litoral sul e sudeste estudada nesta Dissertação e no sul de Santa Catarina (Laguna-Imbituba) por Angulo *et al.* (1999).

| Localidade | Valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) ‰ | Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) ‰ | Número de amostras |
|---------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------|
| Guarapari (ES) | 0,56 | 1,46 | 33 |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | -0,23 | 1,30 | 4 |
| Litoral paranaense | -0,68 | 1,02 | 14 |
| São Francisco do Sul (SC) | -0,01 | 1,02 | 23 |
| Centro de SC | -0,01 | 1,84 | 9 |
| Sul de SC (Angulo <i>et al.</i> 1999) | -0,02 | 2,28 | 23 |

Uma vez que tanto o litoral catarinense como Guarapari (ES) se encontram sob a influência de fenômenos de ressurgência costeira (item 3.1.3), é possível que este seja o fator responsável, em parte pelo menos, pela diferença regional dos conteúdos isotópicos dos vermetídeos. A diminuição da temperatura da água e o aumento da produtividade primária nesses locais, relacionados à subida de águas frias e ricas em nutrientes por intermédio deste tipo de fenômeno, podem ajudar a explicar os valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ dos vermetídeos, admitida a possível influência da redução da temperatura e do elevação da produtividade primária da água, respectivamente, no aumento do $\delta^{18}\text{O}$ e do $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato formado nesse meio (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

Também é possível que a tendência a valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ observada desde o litoral de Santa Catarina até São Paulo em comparação com o litoral do Espírito Santo (Tabela 8) seja devida ainda à influência da PLP e da CCB, que agem, segundo Souza & Robinson (2004), até o litoral de São Paulo.

Dentre os resultados químicos, encontrou-se padrão de variação regional apenas nas razões Ba/Ca, que, no litoral continental, apresentam média mais elevada em Santa Catarina, seguida de Paraná e São Paulo (Tabela 9). Nas amostras de Guarapari e do Nordeste, a concentração de Ba foi menor que o limite de detecção do método (0,1 ppm). Se estiver correta a hipótese de que esta razão elementar indique influência fluvial, este padrão de variação do Ba/Ca nos vermetídeos seria mais um indício do aporte da PLP, que ocorre até o litoral paulista.

Tabela 9 – Valores médios de Ba/Ca das conchas de vermetídeos em cada localidade do litoral sul e sudeste.

| Localidade | Valores médios de Ba/Ca (mmol/mol) | Número de amostras |
|--------------------------------------|------------------------------------|--------------------|
| Guarapari (ES) | - | 33 |
| São Sebastião e Ilha do Cardoso (SP) | 0,0000445 | 4 |
| Litoral paranaense | 0,0000474 | 14 |
| São Francisco do Sul (SC) | 0,0000935 | 23 |
| Centro de SC | 0,0000935 | 9 |

Os resultados de Mg/Ca apresentaram valores muito elevados (Figura 72) em comparação com os valores máximos encontrados na literatura para bivalves aragoníticos (20 mmol/mol, cf. Freitas *et al.* 2006), o que sugere que grande quantidade do Mg presente nessas amostras esteja em outras formas que não na estrutura da aragonita, como por exemplo, adsorvidos na superfície dos cristais, em compostos orgânicos ou em outros minerais, como Mg-calcita e certos argilominerais. Esses minerais, em especial a Mgcalcita, são detectados na DRX em quase todas as amostras, porém com baixas concentrações estimadas opticamente (em torno de 5% em volume) nas de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio Grande do Norte, e quase sempre com concentrações mais altas (até 30%) em Guarapari. Essa diferença pode explicar o porquê de o maior valor médio de Mg/Ca ter sido registrado nesta última região.

A razão Mg/Ca apresentou tendência linear de diminuição em Barreta (RN), nos últimos 2,2 ka cal AP ($R^2 = 0,77$, erro I < 0,005), no litoral de Santa Catarina, entre cerca de 4,0 e 0,5 ka cal AP ($R^2 = 0,65$, erro I = 0,05), no litoral do Paraná e de São Paulo, nos últimos 4,0 ka cal AP ($R^2 = 0,53$, erro I < 0,005), e também, embora com menor coeficiente de correlação, em Guarapari ($R^2 = 0,27$, erro I = 0,1), nos últimos 6,0 ka cal AP.

Essa tendência consistente de diminuição da razão Mg/Ca com o passar do tempo no Holoceno médio a superior, nas mais diferentes localidades, leva a indagar primeiramente se não haveria controle desse padrão de variação por algum fator diagenético, como por exemplo, a maior cimentação por argilominerais magnesianos e Mg-calcita nas amostras mais antigas.

Nas amostras de SC, PR, SP e RN, não se observou maior quantidade desses minerais nas amostras mais antigas, portanto não parece ser este o fator que explica a tendência de diminuição do Mg/Ca no tempo nessas regiões. Em Guarapari, no entanto, a análise petrográfica revela aumento do grau de cimentação com a idade, o que leva a aventar que esse fator tenha influência, em parte pelo menos, na tendência de diminuição do Mg/Ca observada ali.

Outro efeito diagenético que poderia alterar a razão Mg/Ca ao longo do tempo é a dissolução das conchas. Barker *et al.* (2005) observaram que, em foraminíferos planctônicos, a dissolução pós-deposicional das testas calcíticas acarreta diminuição das razões Mg/Ca, e poderia ser levantada a hipótese de que efeito semelhante pudesse ocorrer nos vermetídeos estudados. No entanto, não se observaram na petrografia feições de dissolução; além disso, se o mesmo efeito ocorresse, teria resultado contrário ao observado, i.e., menores valores nas amostras mais antigas, que teriam ficado mais tempo sujeitas à dissolução pós-deposicional.

Ainda que seja possível também que fatores ontogenéticos (isto é, a diminuição da taxa metabólica ao longo do ciclo de vida do organismo) influenciem os teores de Mg/Ca em moluscos (Poulain *et al.* 2015), é pouco provável que estes fatores sejam o responsável pela consistente tendência milenar de diminuição da razão Mg/Ca, uma vez que se procurou coletar conchas bem formadas, supostamente de indivíduos adultos, em todas as amostras; além disso, para que tais efeitos gerassem o resultado observado, teriam que ter sido coletadas preferencialmente conchas de um determinado estágio de desenvolvimento nas amostras mais recentes e de outro estágio nas amostras mais antigas, o que parece muito improvável.

Assim sendo, permanece mais plausível a hipótese de que fatores ambientais, ainda que não se saiba exatamente quais, sejam os principais responsáveis pelas tendências de queda nas razões Mg/Ca, de modo geral. Dentre os fatores ambientais capazes de explicar a diminuição no Mg/Ca em moluscos estão a diminuição da temperatura e/ou o aumento da influência de águas continentais (Klein *et al.* 1996, Poulain *et al.* 2015).

No caso de a diminuição do Mg/Ca dos vermetídeos estar essencialmente relacionada pela queda da temperatura da água costeira, nas regiões de Guarapari (ES) e litoral sul de Santa Catarina esse resfriamento pode ser causado pela intensificação e maior permanência, nos meses de verão, de fenômenos de ressurgência no sistema de vórtices de Vitória (ES) - Cabo de São Tomé - Cabo Frio (RJ) (Schmid *et al.* 1995, Campos *et al.* 1999), o qual abarca o litoral sul do Espírito Santo, e no cabo de Santa Marta (Laguna, SC) (Möller *et al.* 2008). Essa possibilidade já foi aventada no Holoceno superior na região de Cabo Frio com base em evidências bio-oceanográficas e sedimentológicas (Mahiques *et al.* 2005, Nagai *et al.* 2009, Andrade *et al.* 2015).

No litoral da Região Sul e de São Paulo, essa possível tendência de resfriamento pode ser relacionada à intensificação e maior permanência nos meses de inverno da CCB, que traz águas mais frias de regiões mais meridionais, associada aos ventos de sul e às

frentes frias. Indícios de intensificação das frentes frias no Holoceno superior são apresentados por Zular *et al.* (2014) na região de SFS, interpretados com base em mudanças morfodinâmicas e de proveniência sedimentar. Intensificação da CCB é aventada também, no mesmo período, com base em análises sedimentológicas, em testemunhos marinhos da plataforma continental média e interna coletados entre 25°S e 27°S (Nagai *et al.* 2014 e Gyllencreutz *et al.* 2010).

Nas proximidades de Barreta (RN), no entanto, não há registro de fenômenos capazes de gerar resfriamento regional, como ressurgência costeira ou correntes oriundas de baixas latitudes. Teoricamente, é possível que diminuição da intensidade da CNB cause menos transporte de águas quentes para a região, mas tampouco há registro de outros indicadores bio-geo-oceanográficos que apontem para essa interpretação.

No caso de a diminuição do Mg/Ca refletir aumento da influência de massas de água continentais, ela pode ser resultado da elevação da vazão de rios próximos ou pode também estar de alguma forma relacionada com a queda do NRM. Aumento da influência de massas de água continentais também é sugerido no litoral paranaense pelo aumento da razão Ba/Ca dos vermetídeos ao longo dos últimos 1,6 ka cal AP.

Nas regiões Sul e Sudeste, elevações da vazão dos rios poderiam ser explicadas por aumento da pluviosidade nas suas respectivas bacias de captação, associada à intensificação do Sistema de Monções e da ZCAS, hipótese que já foi levantada para a região no Holoceno médio / superior (Cruz *et al.* 2005, Wang *et al.* 2007). Além da influência de rios locais, no litoral sul e de São Paulo também pode ter havido aumento da influência da PLP, trazida pela CCB (Souza & Robinson 2004). Aumento do volume da pluma ao longo do Holoceno superior já foi sugerido por Gyllencreutz *et al.* (2010), com base no aumento de sedimentos finos em testemunho coletado em 24°S, e por Chiessi *et al.* (2010), indicado pela elevação da razão Al/Si em sedimentos de testemunho coletado em 34°S.

É teoricamente admissível também que esse possível aumento da influência de massas de água continentais no decorrer da segunda metade do Holoceno tenha relação com a queda do NRM durante o período. Diminuição do nível de base de erosão, no caso relacionada à queda do NRM, pode intensificar a erosão e o transporte ao longo do curso de um rio até que ele atinja novamente condição de equilíbrio (Grotzinger & Jordan 2013). Uma vez que há queda do NRM em praticamente toda a porção do litoral estudada, nos últimos 5,5 ka cal AP, essa hipótese poderia explicar, em parte, pelo menos, as tendências de queda do Mg/Ca nos vermetídeos de diversas localidades dos setores litorâneos sul, sudeste, leste e nordeste.

Não se descarta que mais de uma das hipóteses de mudanças ambientais descritas anteriormente para explicar as tendências de diminuição da razão Mg/Ca seja válida, uma vez que não há contradição entre nenhuma delas e é possível, inclusive, que elas estejam relacionadas entre si.

Ainda na linha das hipóteses de mudanças oceanográficas / climáticas e de sua ação combinada, Haug *et al.* (2001), analisando porcentagens de Fe, Ti e Ca de testemunho na bacia de Cariaco, interpretam que nos últimos 5,4 ka cal AP, há tendência geral de migração para sul da zona de convergência intertropical (ZCIT), e intensificação dos eventos ENOS. Os eventos El Niño têm sido associados com aumento da pluviosidade da Região Sudeste (Wang *et al.* 2007), aumento da descarga do rio de La Plata (Campos *et al.* 1999) e intensificação dos ventos de ENE, da CB e da ressurgência costeira na região de Cabo Frio (Martin *et al.* 1988, Sylvestre *et al.* 2005). Eventos La Niña, em contraste, são associados com avanço das frentes frias e da CCB (Campos *et al.* 1999, Nagai *et al.* 2014). Outra possibilidade ainda é que a migração para sul da ZCIT, por diminuir o gradiente térmico entre Atlântico norte e sul, leve à diminuição do transporte rumo norte da CNB, o que já foi aventado em períodos anteriores por Arz *et al.* (1999).

A relação destes fenômenos locais com eventos ENOS pode explicar também a grande dispersão de valores de Mg/Ca e Ba/Ca nos vermetídeos do Sul / Sudeste no período entre aproximadamente 4,0 e 2,0 ka cal AP em comparação com os últimos 2,0 ka cal AP (Figura 93). Caso essa dispersão de valores reflita uma maior variabilidade nos parâmetros ambientais, ela pode estar relacionada com o período de grande frequência e amplitude de eventos ENOS entre 3,8 e 2,4 ka cal AP, com predomínio de eventos El Niño mais intensos, sugerida por Haug *et al.* (2001).

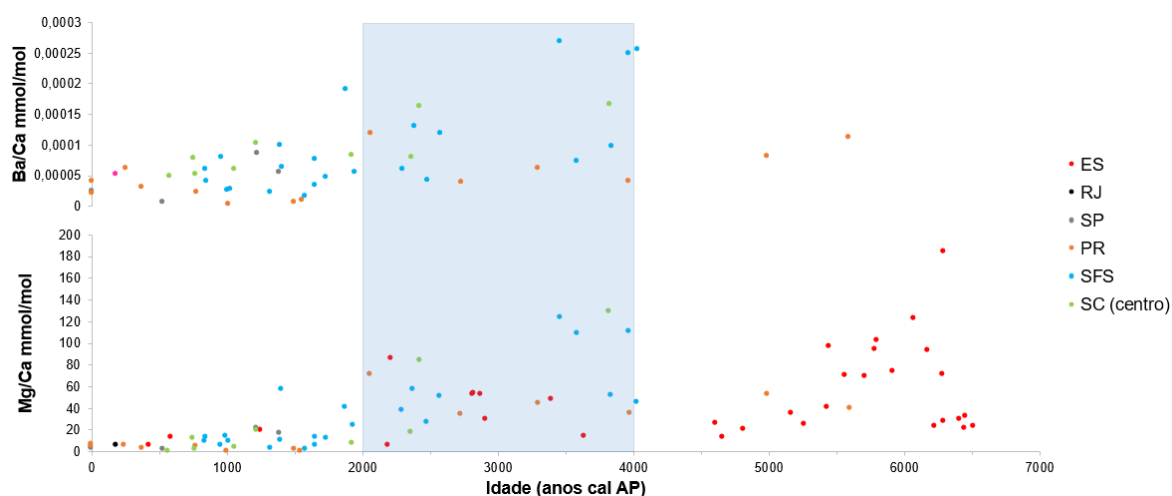


Figura 93 – Razões Mg/Ca e Ba/Ca de conchas de vermetídeos do Sul / Sudeste brasileiro em função da idade calibrada mediana. Retângulo azul representa período de maior dispersão dos dados, entre 4,0 e 2,0 ka cal AP, possivelmente relacionado com fase de alta frequência e amplitude dos eventos ENOS identificado por Haug *et al.* (2001) entre 3,8 e 2,4 ka cal AP.

Baker *et al.* (2001) observaram nos dados de Angulo *et al.* (1999) período de ausência de vermetídeos na região de Laguna - Imbituba (SC) entre 3,8 e 2,6 ka cal AP, que eles interpretaram como de crise populacional devido possivelmente à diminuição da temperatura. Os dados aqui apresentados, do centro e do norte do mesmo estado, também revelam ausência de amostras de vermetídeos em intervalo semelhante: entre 3,5 e 2,5 ka cal AP. Na ausência de hipóteses alternativas (relacionadas a processos tafonômicos ou ao procedimento da coleta, por exemplo) que possam explicar a ausência de amostras nesse intervalo, é muito provável que ela reflita uma drástica redução na população de vermetídeos nesse período. No caso do período anterior a 4,0 ka cal AP, a escassez de amostras pode ser devida à menor preservação das bioconstruções, que estiveram mais tempo expostas à erosão. Baker *et al.* (2001) também sugeriram que nos últimos 0,7 ka cal AP os vermetídeos do sul de Santa Catarina sofreram redução populacional, provavelmente devido a resfriamento regional, baseando esta interpretação no reduzido número de amostras desse período e também na tendência dessas amostras apresentarem valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$, compatíveis com águas mais frias. Os dados do centro e do norte de Santa Catarina contêm uma única amostra nesse intervalo mais recente, o que fortalece a hipótese de redução populacional nesse período, sendo que a extinção atual do *P. varians* na região pode ser resultado desse longo processo de crise populacional (Figura 94). Pode-se aventar também que a crise populacional dos vermetídeos nesses dois intervalos de tempo (entre 3,8 e 2,6 ka cal AP e 0,7 e 0 ka cal AP, cf. Baker *et al.* 2001) tenha relação com os períodos de alta frequência de eventos El Niño sugeridos por Haug *et al.* (2001), entre 3,8 e 2,4 ka cal AP e entre 0,4 e 0,18 ka cal AP, este último período associado com a Pequena Idade do Gelo (Figura 95).

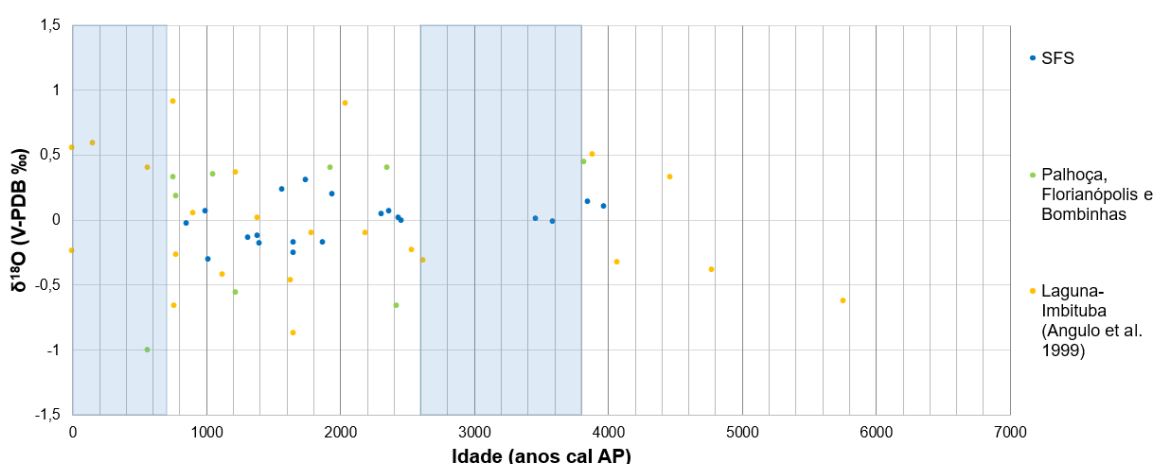


Figura 94 – $\delta^{18}\text{O}$ das conchas de vermetídeo do sul (em amarelo, dados de Angulo *et al.* 1999), do centro (verde) e do norte (azul) de Santa Catarina em função da idade calibrada mediana. Intervalos de tempo demarcados em azul correspondem aos períodos de crise populacional dos vermetídeos e de possível resfriamento, entre 3,8 e 2,6 ka cal AP e 0,7 e 0 ka cal AP, sugeridos por Baker *et al.* (2001).

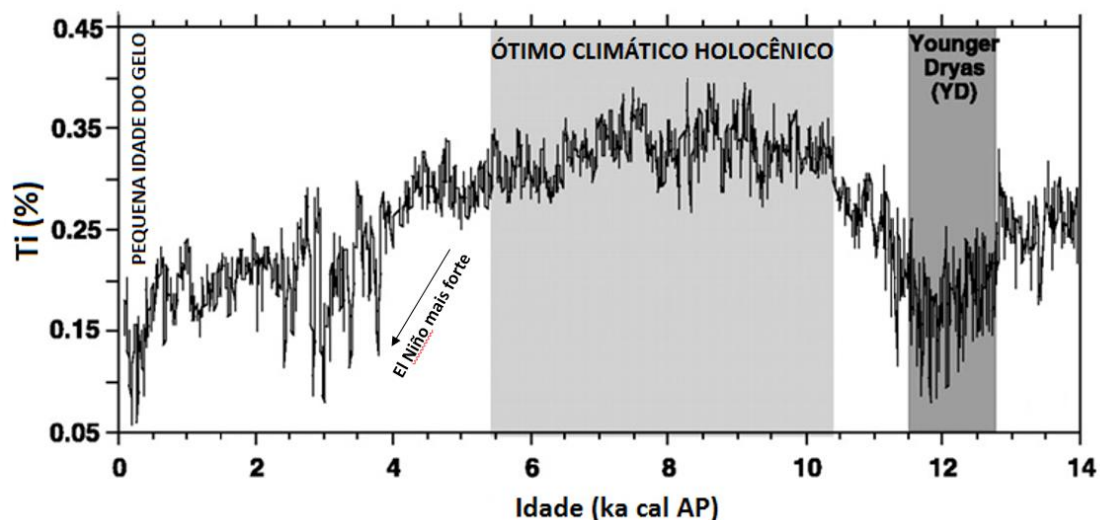


Figura 95 – Porcentagem em massa de Ti em função da idade em sedimentos da bacia de Cariaco. Maiores porcentagens de Ti refletem, nesta escala de tempo, maior aporte de terrígenos e são interpretadas como índice de maior precipitação e posicionamento mais a norte da ZCIT (Haug *et al.* 2001).

Em Guarapari, não foram encontrados vermetídeos fósseis no período entre 4,6 e 3,6 ka cal AP, o qual é antecedido de fase com tendência de queda acentuada dos valores de Mg/Ca, a partir de 6,0 ka cal AP. Outro possível período de crise populacional dos vermetídeos, por apresentar apenas três ocorrências de bioconstruções (8% do total deste setor costeiro), é a partir de 2,0 ka cal AP, e que provavelmente culminou na extinção atual dos vermetídeos na região. Nesse período mais recente, apesar da pequena quantidade de dados, também há, aparentemente, tendência de diminuição do Mg/Ca (Figura 96). Se tanto a redução populacional quanto a razão Mg/Ca estiverem relacionadas com diminuição da temperatura, estes dois períodos podem representar momentos de intensificação do efeito da ressurgência sobre a costa.

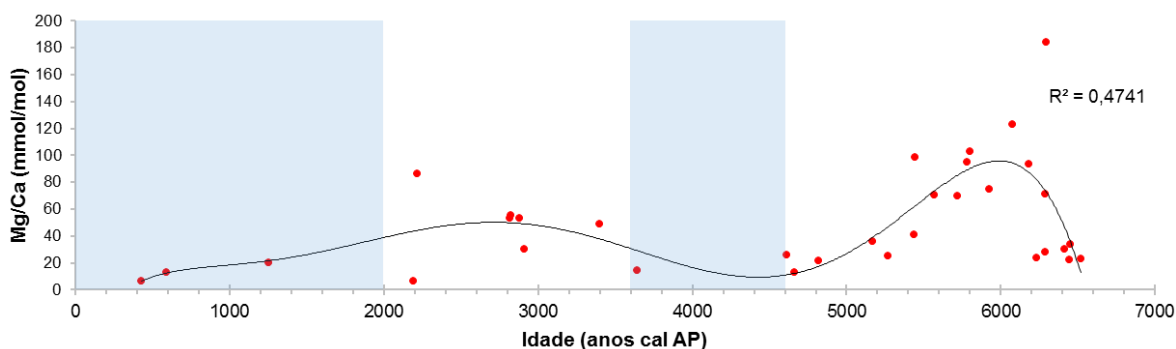


Figura 96 – Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idade para 33 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com ajuste polinomial de 6º grau. Em azul, períodos de possível redução populacional, entre cerca de 2,0 e 0 ka cal AP e entre 4,6 e 3,6 ka cal AP.

Em Angra dos Reis (latitude 23,1°S), são relatadas ocorrências de *P. varians* vivos, o que é atribuído ao aquecimento da água do mar pelas usinas nucleares em atividade na região desde os anos 1980 (Teixeira 2009), o que reforça a hipótese, já levantada por

Laborel & Laborel-Deguen (1996), de que a extinção populacional dos vermetídeos esteja ligada ao fator temperatura.

CONCLUSÕES

Na área de estudo desta Dissertação, observou-se tendência de segregação geográfica entre *P. varians* e *D. irregulare*, o primeiro encontrado no litoral continental e em uma amostra fóssil do AFN e o segundo apenas nos arquipélagos oceânicos.

A diferença de espécie observada entre a bioconstrução fóssil (*P. varians*) e a vivente (*D. irregulare*) no AFN vai ao encontro das informações encontradas na literatura. Apesar de haver possíveis diferenças ecológicas entre *P. varians* e *D. irregulare*, em particular quanto à preferência por distintas condições hidrodinâmicas, não foram encontrados indícios de mudanças ambientais ao longo do tempo nessa localidade que pudessem explicar a substituição de espécie nas bioconstruções de vermetídeos, permanecendo essa discussão em aberto.

Os principais organismos encontrados em meio às bioconstruções de vermetídeos são algas vermelhas, briozoários e poliquetas, os dois primeiros, porém, não identificados nas amostras de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. No caso das algas vermelhas, que se mostraram muito frequentes em Guarapari (ES) e no Nordeste, é provável que essa distribuição geográfica desigual seja reflexo da maior abundância desses organismos na plataforma interna e na costa a norte de 22°S, por sua vez devida a condições ambientais a eles favoráveis, i.e., maior temperatura da água e mais baixos aporte e/ou retenção de sedimentos terrígenos na plataforma. Também é possível que as condições desfavoráveis às bioconstruções de algas vermelhas nas zonas costeiras do Sul / Sudeste explique porque não são registrados vermetídeos do gênero *Dendropoma* nessas regiões, tendo em vista que eles ocorrem associados a algas vermelhas em todas as bioconstruções estudadas aqui e que também a literatura se refere à associação preferencial de algas vermelhas com este vermetídeo.

Tubos atribuídos ao poliqueta *Prhagmatopoma caudata* foram observados em associação com os vermetídeos fósseis em Santa Catarina, Espírito Santo e Pernambuco, o que está de acordo com a informação encontrada na literatura de que ambos os organismos ocupam aproximadamente a mesma biozona ao longo do litoral brasileiro. Uma vez que há considerável volume de terrígenos (entre 9 e 33%) nessas amostras, é possível também que, de uma maneira geral, a quantidade de terrígenos nas bioconstruções de vermetídeos seja influenciada pela ação desse poliqueta. Se assim for, a tendência de aumento da quantidade de grãos siliciclásticos nas bioconstruções de *P. varians* de Guarapari (ES) pode refletir a influência crescente do *P. caudata* na mesma biozona, que atualmente é encontrado vivo em todas as regiões em que o *P. varians* não ocorre mais.

As curvas de variação do NRM obtidas em Guarapari, no litoral do Paraná e sul de São Paulo e em SFS apresentam comportamento muito semelhante, com NRM máximo de $3,3 \pm 1,0$ m em torno de 5,5 ka cal AP e queda constante desde então à velocidade média de 6 cm/século. Os dados de Guarapari também registram fase de subida do NRM entre 6,6 e 5,5 ka cal AP, com taxa semelhante. Em suas linhas mais gerais, estas tendências de variação estão de acordo com trabalhos prévios baseados em vermetídeos e também com simulações geofísicas sobre a variação do NRM na região no período abrangido (últimos 6,6 ka cal AP).

Os valores médios mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ encontrados em Guarapari e no centro-sul de Santa Catarina podem estar relacionados com o fenômeno de ressurgência costeira que ocorre nesses dois estados. A tendência de diminuição da razão Ba/Ca com a diminuição da latitude, observada entre Santa Catarina e Guarapari, possivelmente reflete a influência da PLP sobre as águas costeiras, que é maior na Região Sul e se estende até São Paulo.

A tendência geral de diminuição da razão Mg/Ca com a idade provavelmente reflete mudanças ambientais, ainda que sejam necessários estudos de calibração para saber como os parâmetros ambientais influenciam a composição das conchas de vermetídeos. Se essa tendência for causada por resfriamento das águas costeiras, ela pode ser explicada no Sul / Sudeste pela intensificação da ressurgência nas áreas sujeitas a esse fenômeno como o litoral do Espírito Santo, a região de Cabo de São Tomé – Cabo Frio e o Cabo de Santa Marta e/ou pela intensificação da CCB. Se ela for causada pelo aumento da influência de águas continentais nas regiões costeiras pode ser explicada pela diminuição do NRM e/ou pelo aumento da vazão de rios locais e da PLP relacionado a maiores índices pluviométricos e, no caso da PLP, também com a possível intensificação da CCB.

A drástica redução populacional do *P. varians* no Sul / Sudeste, tanto no presente como em períodos passados, i.e., entre 3,5 e 2,5 ka cal AP em Santa Catarina e entre 4,6 e 3,6 ka cal AP em Guarapari (ES), também é um indício de possíveis variações nas condições oceanográficas regionais, como, por exemplo, intensificação da CCB e/ou da ressurgência costeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, A.L.; CIRANO, M.; PEREIRA, J.; MARTA-ALMEIDA, M. 2014. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos–Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*, **85**: 42-59.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2): 135-150.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. IGG*, **41**: 169-263.
- ALVARES, C.A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P.C.; DE MORAES, G.; LEONARDO, J.; SPAROVEK, G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, **22**(6): 711-728.
- ALVES, J.H.G.M.; MELO, E. 2001. Measurement and modeling of wind waves at the northern coast of Santa Catarina, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, **49**: 13-28.
- AMIEL, A.J.; FRIEDMAN, G.M.; MILLER, D.S. 1973. Distribution and nature of incorporation of trace elements in modern aragonitic corals. *Sedimentology*, **20**: 47-64.
- ANDRADE, H.A.A.; GIANNINI, P.C.F.; RODRIGUES, F.C.G.; PEREIRA, C.S.; GUEDES, C. C.F.; SOUZA, L.N.P.; MINELI, T.D. 2015. Evolução sedimentar e cronologia da barreira costeira quaternária de Maçambaba: a influência de ventos de rumos opostos e seu possível significado paleoclimático. In: XV CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO - Abequa, Imbé-Tramandaí, RS. Anais do XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - Abequa.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, **159**: 323-339.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review*, **25**: 486-506.
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; CAMPOS, T.F.C.; BEZERRA, F.H.R.; FERNANDES, L.A.; GIANNINI, P.C.F.; VEIGA, F.A.; PITOMBO, F.B. 2013a. Evidence of late Quaternary episodic uplift of São Pedro and São Paulo Archipelago – Equatorial Atlantic. *Quaternary International*, **317**: 102 – 111.
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; FERNANDES L.A.; DISARÓ, S.T. 2013b. Quaternary sea-level changes and aeolianites in the Fernando de Noronha Archipelago, northeastern Brazil. *Quaternary International*, **305**: 15–30.
- ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; FERNANDES, L.A.; DISARÓ, S.T. 2015. Quaternary sea-level changes and aeolianites in the Fernando de Noronha archipelago, northeastern Brazil. *Quaternary International*, **305**: 15-30.
- ARAI, M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geol. USP, Sér. Cient.*, São Paulo, **6**(2) 1-6.
- ARZ, H.W.; PATZOLD, J.; WEFER, G. 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **167**: 105-117.
- BAKER, R.G.V.; HAWORTH, R.J.; FLOOD, P.G. 2001. Warmer or cooler late Holocene marine palaeoenvironments?: interpreting southeast Australian and Brazilian sea-level changes using fixed biological indicators and their ¹⁸O composition. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **168**: 249-272.
- BARKER, S.; CACHO, I.; BENWAY, H.; TACHIKAWA, K. 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **24**: 821-834.

- BECK, J.W.; EDWARDS, R.L.; ITO, E.; TAYLOR, F.W.; RECY, J.; ROUGERIE, F.; JOANNOT, P.; HENIN, C. 1992. Sea-surface temperature from coral skeletal strontium calcium ratios. *Science*, **257**: 644-647.
- CAMPOS, E.J.D.; LENTINI, C.A.D.; MILLER, J.L.; PIOLA, A.R. 1999. Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophysical Research Letters*, **26**: 2061-2064.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, **17**: 88-108.
- CASTELÃO, R.M. & BARTH, J.A.C. 2006. Upwelling conditions around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, **33**(L03062), doi: 10.1029/2005GL025182.
- CASTRO, B.M.; MIRANDA, L.B.; MIYAO, S.Y. 1987. Condições hidrográficas na plataforma continental de Ubatuba: variações sazonais e de média escala. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, **35**: 135-151.
- CHAN, L.-H.; DRUMMOND, D.; EDMOND, J.M.; GRANT, B. 1977. On the barium data from the GEOSECS expedition. *Deep-Sea Research*, **24**: 613-649.
- CHANTON, J.P. & LEWIS, F.G. 1999. Plankton and Dissolved Inorganic Carbon Isotopic Composition in a River-Dominated Estuary: Apalachicola Bay, Florida. *Estuaries*, **22**: 575-583.
- CHAVE, K.E. 1954. Aspects of the Biogeochemistry of Magnesium. *The Journal of Geology*, **62**: 587-599.
- CHIESSI, C. M., MULITZA, S., PÄTZOLD, J., & WEFER, G. (2010). How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 9, No. 1, p. 012007). IOP Publishing.
- CHIESSI, C.M.; MULITZA, S.; GROENEVELD, J.; SILVA, J.B.; CAMPOSA, M.C.; GURGEL, M.H.C. 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415**: 28-36.
- COFFEY, M.; DEHAIRS, F.; COLLETTE, O.; LUTHER, G.; CHURCH, T.; JICKELLS, T. 1997. The behaviour of dissolved Barium in estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **45**: 113-121.
- CORREIA, M.D.; COELHO, C.A.; SOVIERZOSKI, H.H. 2015. Polyplacophora (Mollusca) from reef ecosystems and associations with macroalgae on the Coast of Alagoas, Northeastern Brazil. *Zoologia (Curitiba)*, **32**(4): 289-295.
- CRUZ, F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A.O.; FERRARI, J.A.; SILVA DIAS, P.L.; VIANA JR., O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, **434**: 63-66.
- CRUZ, O.; COUTINHO, P.N.; DUARTE, G.M.; GOMES, A.M.B.; MUEHE, D. 1985. Brazil. In: Bird ECF and Schwartz ML (Eds.), *The World's Coastline*. New York: Van Nostrand Reinhold, pp 85-91.
- D'ORBIGNY, A. 1846 (1834-1847). Voyage dans l'Amérique Méridionale, volume 5: Mollusques. 758 pp, 82 pls. Paris: Ministre de l'instruction Publique. Disponível em: <<http://www.biodiversitylibrary.org/bibliography/85973>>
- D'ORBIGNY, A.D. 1841 (1841-1853). Mollusques. In: Sagra. Histoire Physique, Politique et Naturelle de l'île de Cuba. 2 volumes e atlas. Parcialmente disponível em: <<http://www.biodiversitylibrary.org/bibliography/51128#/summary>>
- DA SILVEIRA, I.C.A.; DE MIRANDA, L.B.; BROWN, W.S. 1994. On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, **99**(C11): 22501-22512.

- DA SILVEIRA, I.C.A.; SCMDIT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D.; GODOI, S.S.; IKEDA, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Rev. Bras. Oceanografia*, **48**: 171-183.
- DEHAIRS, F.; CHESSELET, R.; JEDWAB, J. 1980. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **49**: 528- 550.
- DEINES, P.; LANGMUIR, D.; HARMON, R.S. 1974. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwaters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 1147-1164.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; HESP, P.A.; ROSA, M.L.C.C.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; DENHARDT, B.A.; MIOT DA SILVA, G. (*in prep.*). Evolution and potential signatures of climate and oceanographic changes expressed on the morphology of a complex regressive coastal barrier at Pinheira, SC, southern Brazil.
- DOCTOR, D.H.; KENDALL, C.; SEBESTYEN, S.D.; SHANLEY, J.B.; OHTE, N.; BOYER, E.W. 2008. Carbon isotope fractionation of dissolved inorganic carbon (DIC) due to outgassing of carbon dioxide from a headwater stream. *Hydrological Processes*, **22**: 2410-2423.
- DODD, J.R. 1967 Magnesium and Strontium in Calcareous Skeletons: A Review. *Journal of Paleontology*, **41**: 1313-1329.
- DOMINGUEZ, J.M. 2009. The coastal zone of Brazil. In: DILLENBURG, S.R., & HESP, P.A. *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 17-51.
- FISHER, R.A.; YATES, F. 1938. *Statistical tables for biological, agricultural and medical research* (3rd ed.). London: Oliver & Boyd. pp. 26–27.
- FLEMING, K.; JOHNSTONE, P.; ZWARTZ, D.; YOKOYAMA, Y.; LAMBECK, K.; CHAPPELL, J. 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**: 327-342.
- FOLK, R.L. 1964. A Review of Grain Size Parameters. *Sedimentology*, **6**: 63-93.
- FOLK, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Research*, **44**: 40-53.
- FREITAS, P.S.; CLARKE, L.J.; KENNEDY, H.; RICHARDSON, C.A.; ABRANTES, F. 2006. Environmental and biological controls on elemental (Mg/Ca, Sr/Ca and Mn/Ca) ratios in shells of the king scallop *Pecten maximus*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**(20): 5119-5133.
- FRÝDA, J. 2007. *Gastropods*. In: LEWIS, D.N & TAYLOR, P. *Fossil Invertebrates*. Harvard University Press, UK, 204 pp.
- GIANNINI, P.C.F. 2002. Complexo lagunar centro-sul catarinense. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. eds. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM, SIGEP – Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos, p.213-222. Edição eletrônica em www.unb/br/ig/sigep.
- GIANNINI, P.C.F.; RIBEIRO, P.C.; NASCIMENTO JR, D.R.; PESSENDA, L.C.R. 2013. Os vermetídeos fósseis de Guarapari, ES: novos dados para a discussão do nível relativo do mar e da circulação costeira no Holoceno. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 14, Natal, RN. Boletim de Resumos... Natal, Abequa.
- GILLIKIN, D.; DEHAIRS, F.; LORRAIN, A.; STEENMANS, D.; BAEYENS, W.; ANDRÉ, L. 2006. Barium uptake into the shells of the common mussel (*Mytilus edulis*) and the potential for estuarine paleo-chemistry reconstruction. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**: 395-407.

- GILLIKIN, D.P.; LORRAIN, A.; NAVEZ, J.; TAYLOR, J.; LUC, A.; KEPPENS, E.; BAEYENS, W.; DEHAIRS, F. 2005. Strong biological controls on Sr/Ca ratios in aragonitic marine bivalve shells. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**: 1-15.
- GODWIN, H. 1962, Radiocarbon dating. *Nature*, **195**: 943-945.
- GOULD, S.J. 1994. *Petalocochus sculpturatus alaminatus*, a new Pliocene subspecies of vermetid gastropods lacking its defining generic character, with comments on vermetid systematics in general. *Journal of Paleontology*, **68**: 1025-1036.
- GROSSMAN, E.L. & KU, T.L. 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, **59**: 59-74.
- GROTZINGER, J. & JORDAN, T. 2013. *Para Entender a Terra*. Cap. 18: Transporte fluvial das montanhas para o oceano. Bookman Editora. 6ª Edição. Porto Alegre. 653 pp.
- GYLLENCREUTZ, R.; MAHIQUES, M.M.; ALVES, D.V.P.; WAINER, I.K.C. 2010. Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene*, **20**: 863-875.
- HALL, J. M. 2002. *Barium and Lithium in Foraminifera: Glacial-Interglacial Changes in the North Atlantic*. PhD. Thesis, Louisiana State University, 131 pp.
- HALL, J.M. & CHAN, L-H. 2004. Ba/Ca in benthic foraminifera: Thermocline and middepth circulation in the North Atlantic during the last glaciation. *Paleoceanography*, **19**, PA4018.
- HATCH, M.B.A.; SCHELLENBERG, S.A.; CARTER, M.L. 2013. Ba/Ca variations in the modern intertidal bean clam *Donax gouldii*: an upwelling proxy? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **373**: 98-107.
- HAUG, G.H.; HUGHEN, K.A.; SIGMAN, D.M.; PETERSON, L.C.; RÖHL, U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, **293**: 1304-1308.
- HEM, J.D. 1992. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper. 3ª edição. Alexandria, VA. United States Government Printing Office. 263 p.
- INGRAM, B.L.; DE DECKKER, P.; CHIVAS, A.R.; CONRAD, M.E.; BYRNE, A.R. 1998. Stable isotopes, Sr/Ca, and Mg/Ca in biogenic carbonates from Petaluma Marsh, northern California, USA. *Geochim Cosmochim Acta*, **62**: 3229-3237.
- IRELAND, S. 1988. Holocene coastal changes in Rio de Janeiro State, Brazil. Ph.D. Thesis, University of Durham, Durham, UK. 241 pp.
- ISLA, F.I. 1989. Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, **8**: 359-368.
- JOHNS, W.E.; LEE, T.N.; BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; CASTRO, B. 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **28**: 103-128.
- JONES, B. & HUNTER, I.G. 1995. Vermetid buildups from Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Coastal Research*, **11**: 973-983.
- KEEN, A.M. 1961. A proposed reclassification of the gastropod family vermetidae. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Zoology*, **7**: 183-213.
- KING, L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geografia*, **18**(2):147-265.
- KINSMAN, D.J.J. & HOLLAND, H.D. 1969. The co-precipitation of cations with CaCO₃. *Geochim Cosmochim Acta*, **33**: 1-17.
- KIRTLEY, D.W. 1994. A review and taxonomic revision of the family Sabellariidae Johnston, 1865 (Annelida; Polychaeta). Sabecon Press, Vero Beach, FL. 223 p.

- KLEIN, R.T.; LOHMANN, K.C.; THAYER, C.W. 1996. Bivalve skeletons record sea–surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ via Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. *Geology*, **24**: 415-418.
- KNOPPERS, B.; EKAU, W.; FIGUEIREDO, A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Letters*, **19**: 171-178.
- KROOPNICK, P. 1980. The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **49**(2): 469-484.
- LABOREL, J & KEMPF, M. 1966. Formações de Vermetos e Algas Calcárias nas costas do Brasil. *Trab. Inst. Oceanogr. Univ. Fed. Pe.* **7/8**: 33-50.
- LABOREL, J. & LABOREL-DEGUEN, F. 1996. Biological indicators of Holocene sea level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions. *Quaternary International*, **31**: 53-60.
- LABOREL, J. 1977. Are reef building vermetid disappearing in the South Atlantic? Proceedings of the International coral Reef Symposium, v. 3, pp. 233-237.
- LABOREL, J. 1979. Fixed marine organisms as biological indicator for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. Proc. Int. Symp. On: Coastal evolution in the Quaternary, São Paulo, 1978. Proceedings, São Paulo, IGCP/Project 61, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 193-211.
- LABOREL, J. 1986. Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: Van de Plaasche, O. (ed.). SeaLevel Research, a Manual for the Collection and Evaluation of Data, Geo Books, Norwich, v.12, pp. 281-310.
- LAMBECK, K.; NAKADA, M. 1990. Late Pleistocene and Holocene sea level change along the Australian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeogeography*, **89**: 143-176.
- LEA, D.W.; MASHIOTTA, T.A.; SPERO, H.J. 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**: 2369-2379.
- LEA, H. C. 1843. Description of some new fossil shells, from the Tertiary of Petersburg, Virginia. *Transactions of the American Philosophical Society*, **9**: 229-274. Disponível em: <<http://www.biodiversitylibrary.org/bibliography/28107#/summary>>
- LEGRANDE, A.N. & SCHMIDT, G.A. 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysics Research Letter*, **33**: L12604, doi:10.1029/2006GL026011.
- LIBBY, W.F.; ANDERSON, E.C.; ARNOLD, J.R. 1949. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, **109**: 227–228.
- LIN, G. & EHLERINGER, J.R. 1997. carbon isotopic fractionation does not occur during dark respiration in C3 and C4 plants. *Plant Physiology*, **114**: 391-394.
- LINSLEY, B.K.; WELLINGTON, G.M.; SCHRAG, D.P. 2000. Decadal sea surface temperature variability in the subtropical South Pacific from 1726 to 1997 AD. *Science*, **290**: 1145-1148.
- LIVINGSTONE, D.A. 1963. Chemical composition of rivers and lakes. Chapter G. *Data of Geochemistry*. 6ª edição. Prof. Pap. U.S. Geol. Surv. 64 pp.
- LOCARNINI, R.A.; MISHONOV, A.V.; ANTONOV, J.I.; BOYER, T.P.; GARCIA, H.E.; BARANOVA, O.K.; ZWENG, M.M.; JOHNSON, D.R. 2010. World ocean atlas 2009, volume 1: temperature. In: LEVITUS, S. (Ed) NOAA atlas NESDIS 68, U.S. government printing Office, Washington, D.C. 184 pp.
- LORENS, R.B.; BENDER, M.L. 1980. The impact of solution chemistry on *Mytilus edulis* calcite and aragonite. *Geochim Cosmochim Acta*, **44**: 1265-1278.

- MAHIQUES, M.M.; BÍCEGO, M.C.; SILVEIRA, I.C.A.; SOUSA, S.H.M.; LOURENÇO, R.A.; FUKUMOTO, M.M. 2005. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77(3)**: 535-548.
- MANGERUD, J. 1972. Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. *Boreas*, **1**: 143-172.
- MARQUES, M.; KNOPPERS, B.; LANNA, A.E.; ABDALLAH, P.R.; POLETTE, M. 2004. Brazil Current: GIWA Regional Assessment 39. Kalmar. United Nations Environmental Program UNEP/GEF. 180p.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**: 101-124.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VALENTIN, J.L. 1988. Influence du phénomène océanique pacifique "El Niño", sur l'"upwelling" et le climat de la région du Cabo Frio, sur la côte brésilienne de l'État de Rio de Janeiro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **307(11)**: 1101-1105.
- MCCULLOCH, M.; FALLON, S.; WYNDHAM, T.; HENDY, E.; LOUGH, J.; BARNES, D. 2003. Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since European settlement. *Nature*, **421**: 727-730.
- MILNE, G.A.; LONG, A.J.; BASSET, E. 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1183-1202.
- MITROVICA, J.X. & MILNE, G.A. 2002. On the origin of ocean syphoning. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 2179-2190.
- MÖLLER, O.O.; PIOLA, A.R.; FREITAS, A.C.; CAMPOS, E.J.D. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, **28**: 1607-1624.
- MOOK, W. G.; BOMMERSON, J. C.; STAVERMAN, W. H. 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**: 169-176.
- MOOK, W.G. 1971. Paleotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotopes in shell carbonate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, **9**:245–264.
- MORTON, J.E. 1965. Form and function in the evolution of the Vermetidae. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Zoology)*, **11**: 585-630.
- MOYSÉS D.N.; JUNQUEIRA A.O.R.; LAVRADO H.P.; SILVA S.H.G. 2007. Method for monitoring intertidal communities in a steep rocky shore: a combination of digital image technology and field operational strategy. *Brazilian Journal of Oceanography*, **55**: 19-27.
- NAGAI, R.H., FERREIRA, P.A.L., MULKHERJEE, S., MARTINS, V.M., FIGUEIRA, R.C.L., SOUSA, S.H.M., MAHIQUES, M.M. 2014. Hydrodynamic controls over the mineralogy and natural and artificial radionuclides distribution in the Brazilian continental shelf surface sediments between the Frio Cap (23°S) and La Plata River mouth (38°S). *Continental Shelf Research*, **89**: 51-60.
- NAGAI, R.H.; SOUSA, S.H.M.; BURONE, L.; MAHIQUES, M.M. 2009. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. *Quaternary International*, **206**: 62-71.
- OSMAN, R. W. 1987. Interactions between the vermetid *Serpulorbis squamigerus* (Carpenter) and several species of encrusting bryozoans. *Journal of experimental marine biology and ecology*, **111(3)**: 267-284.
- PARK, R.; EPSTEIN, S. 1961. Metabolic fractionation of ¹³C and ¹²C in plants. *Plant Physiol.* **36**: 133–138.

- PELTIER, W.R. 2002. On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **21**(1): 377-396.
- PETTIJOHN, F.J.; PORTER, P.E.; SIEVER, R. 1987. Sand and Sandstone, 2nd. ed.: New York, Springer-Verlag, 553 pp.
- PISERA, A. 1996. Miocene reefs of the Parathetys: a review. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C.; ROUCHY, J. (Eds.). Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region. Concepts in Sedimentology and Paleontology, vol. 5 Tusla, pp. 97-104.
- POULAIN, C.; GILLIKIN, D.P.; THEBAULT, J.; MUNARON, J-M.; BOHN, M.; ROBERT, R.; PAULET, Y-M.; LORRAIN, A. 2015. An evaluation of Mg/Ca, Sr/Ca, and Ba/Ca ratios as environmental proxies in aragonite bivalve shells. *Chemical Geology*, **396**: 42-50.
- POWERS, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**: 117-119.
- RAVELO, A. C. & HILLAIRE-MARCEL, C. 2007. Chapter Eighteen: the use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in Paleoceanography. *Developments in Marine Geology*, **1**: 735-764.
- REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BLACKWELL, P.G.; BRONK RAMSEY, C.; BUCK, C.E.; BURR, G.S. EDWARDS, R.L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P.M.; GUILDERSON, T.P.; HAJDAS, I.; HEATON, T.J.; HOGG, A.G.; HUGHEN, K.A.; KAISER, K.F.; KROMER, B.; MCCORMAC, F.G.; MANNING, S.W.; REIMER, R.W.; RICHARDS, D.A.; SOUTHON, J.R.; TALAMO, S.; TURNEY, C.S.M.; VAN DER PLICHT, J. AND WEYHENMEYER, C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**(4): 1111-1150.. doi: 10.1017/S0033822200034202.
- RIBEIRO, P.C. 2011. Vermetídeos em Costões Rochosos de Guarapari, ES: Contribuição para o Estudo do Nível Relativo do Mar e da Circulação Marinha no Holoceno. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo. 83 pp.
- RIOS, E.C. 1994. Seashells of Brazil. Editora Furg, Rio Grande do Sul, 328 pp.
- ROSENTHAL, Y.; BOYLE, E.A.; SLOWEY, N. 1997. Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine and cádmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochim Cosmochim Acta*, **61**: 3633-3643.
- ROSENTHAL, Y., & LINSLEY, B. 2006. Mg/Ca and Sr/Ca paleothermometry from calcareous marine fossils. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier. Disponível em: <http://www.atmos.albany.edu/geology/webpages/Rosenthal_and_Linsley_QuaterSciRev06.pdf>
- SALMINEN, R.; BATISTA, M. J.; BIDOVEC, M.; DEMETRIADES, A.; DE VIVO, B.; DE VOS, W., HEITZMANN, P. 2005. Geochemical atlas of Europe, part 1, background information, methodology and maps. Geological Survey of Finland.
- SAVAZZI, E. 1996. Adaptations of Vermetid and Siliquariid Gastropods. *Paleontology* **39**: 157-177.
- SCHIAPARELLI, S.; ALBERTELLI, G.; CATTANEO-VIETTI, R. 2006. Phenotypic plasticity of Vermetidae suspension feeding: a potential bias in their use as biological sea-level indicators. *Marine Ecology*, **27**: 44-53.
- SCHMID, C.; SCHAFFER, H.; PODESTÁ, G.; ZENK, W. 1995. The Vitória Eddy and Its Relation to Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **25**: 2532-2546.
- SCHOLLE, P. A. 1978. *A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements, and Porosities*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 27, 241 p.

- SCHÖNE, B.R.; ZHAN, Z.; RADERMACHER, P.; THÉBAULT, J.; JACOB, D.E.; NUNN, E.V.; MURER, A-F. 2011. Sr/Ca and Mg/Ca ratios of ontogenetically old, long-lived bivalve shells (*Artica islandica*) and their function as paleotemperature proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **302**: 52-64.
- SCHOTT, F.; FISCHER, J.; REPPIN, J.; SEND, U. 1993. On mean and seasonal currents and transports at the western boundary of the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **98**: 353-368.
- SCUDERI, D. 2012. A new species of *Petalococonchus* Lea, 1843 from the Mediterranean Sea (Mollusca, Gastropoda, Vermetidae). *Biodiversity Journal*, **3**(2): 123-128.
- SMITH, S.V.; BUDDEMEIER, R.W.; DEDALJE, R.C.; HOUCK, J.E. 1979. Strontium-calcium thermometry in coral skeletons. *Science*, **204**: 404-407.
- SOSDIAN, S.; GENTRY, D.K.; LEAR, C.H.; GROSSMAN, E.L.; HICKS, D. ROSENTHAL, Y. 2006. Strontium to calcium ratios in the marine gastropod *Conusermineus*: Growth rate effects and temperature calibration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7**: Q11023, doi:10.1029/2005GC001233.
- SOUZA, R.B. & ROBINSON, I.S. 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, **24**: 241-262.
- SPOTORNO, P. & SIMONE, L.R.L. 2013. First record of *Thylaeodus* (Gastropoda: Vermetidae) from the Equatorial Atlantic Ocean, with the description of a new species. *Zoology*, **30**: 88-96.
- SPOTORNO, P.; TÂMEGA, F.T.S.; BEMVENUTI, C.E. 2012. An overview of the recent vermetids (Gastropoda: Vermetidae) from Brazil. *Strombus*, **19**: 1-8
- STRAMMA, L. & ENGLAND, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **104**: 863-883.
- Suess, H.E. 1970. "Bristlecone-pine calibration of the radiocarbon time-scale 5200 B.C. to the present". In Olsson, Ingrid U. *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*. New York: John Wiley & Sons. pp. 303–311.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15** (4): 273-286.
- SYLVESTRE, F.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; GIL, I.; ALBQUERQUE, A.L.; LALLIER-VERGÉS, E.; ABRÃO, J. 2005. Hydrological changes related to the variability of tropical South American climate from the Cabo Frio lagoonal system (Brazil) during the last 5000 years. *Holocene*, **15**: 625-630.
- TAKESUE, R.K.; BACON, C.R.; THOMPSON, J.K. 2008. Influences of organic matter and calcification rate on trace elements in aragonitic estuarine bivalve shells. *Geochim Cosmochim. Acta*, **72**: 5431-5445.
- TAYLOR, R.E. & BAR-YOSEF, O. 2014. *Radiocarbon Dating: An Archaeological Perspective*. 2nd edition. Walnut Creek: Left Coast Press. 404 pp.
- TEIXEIRA, T.P. 2009. Avaliação do impacto do sistema de resfriamento da usina nuclear de Angra dos Reis na comunidade de peixes de costões rochosos e na estrutura do habitat. Dissertação de mestrado, UFRRJ. 70 pp.
- TONIOLO, T.F. 2014. Uso de vermetídeos fósseis de São Francisco do Sul (SC) como indicadores de variação do nível relativo do mar e para a discussão da circulação costeira no Holoceno. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo. 50 pp.
- ULLMAN, C.V.; BOHM, F.; RICKABY, R.E.M.; KORTE, C. 2013. The Giant Pacific Oyster (*Crassostrea gigas*) as a modern analog for fossil ostreoids: Isotopic (Ca, O, C) and elemental (Mg/Ca, Sr/Ca, Mn/Ca) proxies. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **14**: 4109–4120.

- VAN ANDEL, T.H. & LABOREL, J. 1964. Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. *Science*, **145** (3632): 580-581.
- VESCOGNI, A.; BOSELLINI, F.R.; REUTER, M.; BRACHERT, T.C. 2008. Vermetid reefs and their use as palaeobathymetric markers: new insights from the Late Miocene of the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **267**: 89-101.
- VILANO, W.F. & SOUZA, C.R.G. 2013. Primeiro registro da ocorrência de vermetídeos fósseis e vivos no litoral norte do Estado de São Paulo. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 14, Natal, RN. Boletim de Resumos... Natal, Abequa.
- WANAMAKER, A.D.; KREUTZ, K.J.; WILSON, T.; BORNES, H.W.; INTRONE, D.S.; FEINDEL, S. 2008b. Experimentally determined Mg/Ca and Sr/Ca ratios in juvenile bivalve calcite for *Mytilus edulis*: implications for paleotemperature reconstructions. *Geo-Marine Letters*, DOI 10.1007/s00367-008-0112-8.
- WANG, X., AULER, A. S., EDWARDS, R. L., Cheng, H., ITO, E., WANG, Y., ... SOLHEID, M. 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters*, **34**(23), L23701, doi:10.1029/2007GL031149.
- WEBER, J.N. 1973. Incorporation of strontium into reef coral skeletal carbonate. *Geochim Cosmochim Acta*, **37**: 2173-3190.
- WEI, G.; LI, X.; NIE, B.; SUN, M.; LIU, H. 1999. High resolution Porites Mg/Ca thermometer for the north of the South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, **44**: 273-276.
- ZULAR, A., SAWAKUCHI, A. O., GUEDES, C. C., MENDES, V. R., NASCIMENTO, D. R., GIANNINI, P. C., DEWITT, R. (2013). Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. *Marine Geology*, **335**: 64-77.

ANEXO – Idade 14C AMS e paleonível de todas as amostras estudadas neste trabalho, ordenadas de norte para sul.

| Identificação | Localização | Idade (anos cal AP) | Paleonível (m) | Referência bibliográfica |
|----------------------|---------------------------------------|----------------------------|-----------------------|---------------------------------|
| 1102 | ASPSP | 293-508 | 3,3 | Angulo <i>et al.</i> 2013a |
| SPSP-4.1 | ASPSP | 0-0 | 2,1 | |
| 33469 | AFN | 110-546 | 0,0 | Angulo <i>et al.</i> 2013b |
| FN-01 | AFN | 0-0 | 0,0 | |
| 684 | Barreta (RN) | 80-272 | - | |
| 685 | Barreta (RN) | 1083-1255 | - | |
| 687 | Barreta (RN) | 2166-2343 | - | |
| 688 | Barreta (RN) | 2153-2328 | - | |
| 689 | Barreta (RN) | 674-824 | - | |
| 272 | Gaibu (PE) | 0-0 | 1,0 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| PE01 | Gaibu (PE) | 1689-1863 | - | |
| PE-02 | Gaibu (PE) | 4148-4399 | - | |
| MA-01 | Praia do Francês, Maceió (AL) | 0-0 | - | |
| BA-01 | Praia do Forte (BA) | 238-399 | - | |
| TR-20 | Arquipélago de Trindade | 3244-3448 | 1,3-1,4 | Angulo <i>et al.</i> 2015 |
| TR-23 | Arquipélago de Trindade | 322-482 | - | |
| ALD-01 | Praia das Conchas, Guarapari (ES) | 2756-3023 | 0,7 | |
| ALD-05 | Praia das Conchas, Guarapari (ES) | 3444-3730 | 2,2 | |
| DIA-01 | Praia do Diabo, Guarapari (ES) | 5731-5980 | 2,7 | |
| ER-A | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 5089-5444 | 4,1 | |
| ER-B | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 5591-5844 | 3,6 | |
| ER-C | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 5662-5901 | 3,4 | |
| ER-E | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 6186-6393 | 2,8 | |
| ER-G | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 5472-5665 | 3,4 | |
| ER-H | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 6181-6364 | 4,5 | |
| ER-I | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 5322-5569 | 4,4 | |
| ER-K | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 6313-6581 | 3,7 | |
| ER-M | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 2116-2320 | 1,6 | |
| ER-N | Praia do Ermitão, Guarapari (ES) | 3262-3534 | 2,8 | |
| PAD-01 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 522-653 | 0,4 | |
| PAD-02 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 338-521 | 0,3 | |
| PAD-03 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 1171-1332 | 0,9 | |
| PAD-05 | Praia dos Padres, Guaratiba (ES) | 6291-6536 | 2,3 | |
| PAD-06 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 6394-6640 | 2,6 | |
| PAD-07 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 5681-5920 | 2,6 | |
| PAD-08 | Praia dos Padres, Guaratiba (ES) | 6462-6722 | 2,8 | |
| PAD-09 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 6304-6599 | 2,6 | |
| PAD-10 | Praia dos Padres, Guarapari (ES) | 6086-6377 | 2,8 | |
| SETI-02 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 4434-4786 | 2,9 | |
| SETI-04 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 5304-5567 | 3,1 | |
| SETI-05 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 5018-5324 | 3,2 | |
| SETI-06 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 6169-6415 | 2,7 | |
| SETI-07 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 6028-6330 | 2,8 | |
| SETI-08 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 3489-3792 | 2,7 | |
| SETI-09 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 2065-2320 | 1,7 | |
| SETI-10 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 4639-4994 | 2,9 | |
| SETI-11 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 5756-6097 | 2,8 | |
| SETI-12 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 4505-4820 | 2,8 | |
| SETI-13 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 5929-6227 | 3,1 | |
| SETI-14 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 2772-3054 | 2,2 | |
| SETI-15 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 2719-2932 | 1,9 | |
| SETI-16 | Praia de Setiba, Guarapari (ES) | 2712-2921 | 2,7 | |
| AB-01 | Armação dos Búzios (RJ) | 65-266 | - | |
| CENA-135 | Morro da Tapera, Ilha do Cardoso (SP) | 1509-1262 | 1,3 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| CENA-136 | Morro da Tapera, Ilha do Cardoso (SP) | 0-0 | 0,3 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |

| | | | | |
|-----------|----------------------------------------|-------------|-----|-------------------------------------|
| SP-02 | Morro da Tapera, Ilha do Cardoso (SP) | 1152-1283 | 1,1 | |
| SB-01 | São Sebastião (SP) | 478-601 | - | |
| GSC-5251 | Ponta das Conchas, Ilha do Mel (PR) | 515-225 | 0,4 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| GSC-5255 | Ponta das Conchas, Ilha do Mel (PR) | 3455-3147 | 2,9 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| CENA-138 | Ilha dos Currais (PR) | 895-655 | 1,2 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| CENA-137 | Ilha dos Currais (PR) | 0-0 | 0,2 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| CENA-142 | Morro do Farol, Caiobá (PR) | 2253-1865 | 1,1 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| CENA-140 | Morro do Farol, Caiobá (PR) | 5206-4774 | 3,6 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| CENA-141 | Morro do Farol, Caiobá (PR) | 5762-5435 | 3,5 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| PR-01 | Morro das Encantadas, Ilha do Mel (PR) | 1397-1582 | 0,5 | |
| PR-02 | Praia de Fora, Ilha do Mel (PR) | 2660-2808 | - | |
| PR-03 | Ilha do Mel (PR) | 1460-1665 | - | |
| PR-04 | Encantadas, Ilha do Mel (PR) | 922-1092 | - | |
| PR-05 | Ponta das Conchas, Ilha do Mel (PR) | 0-0 | - | |
| PR-O8 | Morro das Encantadas, Ilha do Mel (PR) | 3856-4084 | 2,1 | |
| PR-09 | Morro das Encantadas, Ilha do Mel (PR) | 137-300 | 0,5 | |
| F6.1(2,5) | Morro do Forte – Itaguaçu, SFS (SC) | 3378 - 3554 | 2,5 | |
| F6.2(2,0) | Morro do Forte – Itaguaçu, SFS (SC) | 1315 - 1498 | 2,1 | |
| F6.3(0,9) | Morro do Forte – Itaguaçu, SFS (SC) | 1553 - 1752 | 0,9 | |
| F6.4(0,7) | Morro do Forte – Itaguaçu, SFS (SC) | 1303 - 1485 | 0,7 | |
| F6.5(0,6) | Morro do Forte – Itaguaçu, SFS (SC) | 917 - 1075 | 0,6 | |
| F6.6(0,7) | Morro do Forte – Itaguaçu, SFS (SC) | 930 - 1109 | 0,7 | |
| GX-14060 | Ponta da Enseada, SFS (SC) | 3790 - 4309 | 3,1 | |
| P5(0,5) | Praia (norte), SFS (SC) | 756 - 943 | 0,5 | |
| S1(0,6) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 1478 - 1683 | 0,6 | |
| S2.1(2,6) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 3863 - 4074 | 2,6 | |
| S2.2(2,4) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 3734 - 3954 | 2,4 | |
| S2.3(1,5) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 2297 - 2463 | 1,5 | |
| S2.4(1,4) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 2331-2592 | 1,4 | |
| S2.5(1,1) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 2189 - 2397 | 1,1 | |
| S2.6(0,9) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 1825 - 2051 | 0,9 | |
| S2.7(0,8) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 1634 - 1833 | 0,8 | |
| S2.8(0,6) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 1262 - 1385 | 0,6 | |
| S3(2,3) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 3490 - 3685 | 2,3 | |
| S4(0,6) | Praia da Saudade, SFS (SC) | 1553 - 1752 | 0,6 | |
| SC-02 | Ponta da Enseada, SFS (SC) | 896-1040 | - | |
| SC-03 | Ponta da Enseada, SFS (SC) | 758-915 | - | |
| U7.1 | Ubatuba – Itaguaçu, SFS (SC) | 2342 - 2612 | - | |
| U7.3 | Ubatuba – Itaguaçu, SFS (SC) | 1789 - 1966 | - | |
| GX-14061 | Praia de Armação, Florianópolis (SC) | 677-464 | 2,6 | Angulo <i>et al.</i> 2006 |
| SC-01 | Morro entre Bombas e Bombinha (SC) | 2326-2570 | - | |
| SCP-01 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 2294-2459 | 2,4 | |
| SCP-03 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 690-870 | - | |
| CENA-1005 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 1753-2112 | 1,9 | Dillenburg <i>et al.</i> (in prep.) |
| CENA-1006 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 914-1216 | 1,0 | Dillenburg <i>et al.</i> (in prep.) |
| CENA-1007 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 640-898 | 0,8 | Dillenburg <i>et al.</i> (in prep.) |
| CENA-1008 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 3611-4054 | 2,2 | Dillenburg <i>et al.</i> (in prep.) |
| PI-01 | Praia de Pinheira, Palhoça (SC) | 1145-1281 | - | |