



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS

TESE DE DOUTORADO

DENYS JOSÉ XAVIER FERREIRA

**INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS PARA O NORDESTE DA AMAZÔNIA
ORIENTAL A PARTIR DO ESTUDO DE REGISTROS FÓSSEIS E COMPOSIÇÃO
ISOTÓPICA DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) E OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$) EM ROCHA TOTAL DE
CARBONATOS DA FORMAÇÃO PIRABAS (PA), MIOCENO INFERIOR**

Belém-Pa
NOVEMBRO/2015

DENYS JOSÉ XAVIER FERREIRA

**INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS PARA O NORDESTE DA AMAZÔNIA
ORIENTAL A PARTIR DO ESTUDO DE REGISTROS FÓSSEIS E COMPOSIÇÃO
ISOTÓPICA DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) E OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$) EM ROCHA TOTAL DE
CARBONATOS DA FORMAÇÃO PIRABAS (PA), MIOCENO INFERIOR**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Ciências na área de Ciências Ambientais.

Orientador(a): Prof^a. Dr^a. Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo.

Belém-Pa

NOVEMBRO/2015

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Ferreira, Denys José Xavier, 1979-

Inferências paleoambientais para o Nordeste da Amazônia Oriental a partir do estudo de registros fósseis e composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em rocha total de carbonatos da Formação Pirabas (PA), Mioceno Inferior / Denys José Xavier Ferreira. – 2015.

119 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais em convênio com a EMBRAPA Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 2015.

1. Paleoecologia - Amazônia. 2. Isótopos estáveis. 3. Formação Pirabas. I. Título.

CDD 22. ed. 560.4509811

DENYS JOSÉ XAVIER FERREIRA

**INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS PARA O NORDESTE DA AMAZÔNIA
ORIENTAL A PARTIR DO ESTUDO DE REGISTROS FÓSSEIS E COMPOSIÇÃO
ISOTÓPICA DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) E OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$) EM ROCHA TOTAL DE
CARBONATOS DA FORMAÇÃO PIRABAS (PA), MIOCENO INFERIOR**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Ciências na área de Ciências Ambientais.

Data de aprovação: 03/11/2015

Comitê da Tese:

Prof^ª. Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo – Orientadora
Doutora em Agronomia
Universidade Federal do Pará

Prof^ª. Sue Anne Regina Ferreira da Costa - Avaliador 1 – Externo
Doutora em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

Prof. Marcelo Cancela Lisboa Cohen - Avaliador 2 – Externo
Doutor em Biologia Química
Universidade Federal do Pará.

Prof. Everaldo Barreiros de Souza - Avaliador 3 – Interno
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Peter Mann de Toledo - Avaliador 5 Interno
Doutor em Geologia
(INPE)

Prof^ª. Suzy Eli Marques Gouveia - Suplente Externo
Doutora em Ciências (Energia Nuclear da Agricultura)
Universidade Federal do Pará

Prof^ª. Aline Maria Meiguins de Lima - Suplente Interno
Doutora em Desenvolvimento Sustentável do Trópico Úmido
Universidade Federal do Pará

Dedico esta tese aos meus pais, avó, irmãos e sobrinhos pelo amor incondicional.

À Heloísa Moraes Santos. Minha eterna orientadora.

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Prof^a. Dr^a. Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo pela confiança e paciência.

Ao Prof. Dr. Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior e Prof^a. Dr^a. Sue Anne Regina Ferreira da Costa pelas valiosíssimas idéias e contribuições sobre Formação Pirabas.

À Me. Heloísa Maria Moraes dos Santos pelos conselhos e companheirismo a mim concedidos.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais (PPGCA) e a Fundação Amazônia Paraense de Amparo a Pesquisa (FAPESPA), respectivamente, pela estrutura oferecida e pela bolsa de estudo cedida para o desenvolvimento da minha pesquisa.

Ao corpo docente e demais funcionários do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais (PPGCA) por todo o conhecimento transmitido nesses anos todos, suporte burocrático e paciência.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), pela estrutura oferecida e funcionários.

Ao Prof. Dr. Joaquim Carlos Barbosa Queiroz pelo auxílio nas análises estatísticas.

Ao Prof. Dr. Francisco William da Cruz Junior pelo suporte e pelas importantíssimas análises isotópicas de carbono e oxigênio.

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGEO) do IGc/USP, Universidade de São Paulo.

Ao Prof. Dr. Orangel Antonio Aguilera Socorro pelas orientações.

Ao Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva pelo suporte técnico na preparação das amostras.

À Me. Sauri Machado pelo auxílio nos gráficos e suporte dados nesses últimos meses do doutorado.

Aos meus colegas de trabalho do departamento da Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia (CCTE), pelo apoio dado.

Aos companheiros da MUPA do MPEG.

À minha família pelo apoio incondicional, amor e compreensão comigo em todos os momentos da minha vida.

À Iris Lima, por todo o suporte emocional durante o doutorado.

“Estude o passado se quiseres decifrar o futuro”.
Confúcio (filósofo chinês)

RESUMO

O Mioceno Inferior (~23–16 Ma.) do nordeste da Amazônia Oriental tem despertado interesse da comunidade científica durante décadas, pois pertence a uma Época geológica caracterizada por um período de transição para o mundo moderno, marcado por diversas mudanças climáticas e geológicas que permitiram o estabelecimento de uma rica fauna e flora. Nesse contexto, encontra-se a Formação Pirabas que é uma unidade do Mioceno Inferior caracterizada por grandes deposições de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, e considerada uma das mais significativas unidades paleontológicas do Cenozóico brasileiro. Muitos trabalhos foram realizados na Formação Pirabas nos últimos anos o que permitiu uma maior acurácia nas interpretações e reconstrução do que seria a paisagem miocênica dessa unidade. Embora tenham ocorrido esforços com relação à recuperação de informações paleoambientais para o nordeste da Amazônia Oriental, através da integração entre registros fósseis e dados sedimentológicos, estratigráficos e faciológicos, ainda há uma carência ao que se refere à recuperação de informações paleoambientais mais integradas e refinadas entre a paleocomunidade e o estudo geoquímico. Tal falta de informação, torna a Formação Pirabas uma importante elucidativa para os cenários pretéritos e a evolução dos ambientes da região, sendo de grande relevância para a compreensão dos impactos de eventos miocênicos globais no território brasileiro, em especial na costa norte do Atlântico. O objetivo principal desse trabalho, de caráter multidisciplinar, consiste em refinar as inferências paleoambientais da Formação Pirabas no que se refere à disposição espacial dos paleoambientes e à dinâmica do nível do mar no nordeste do estado do Pará. Para o estudo, três locais foram escolhidos em função da representatividade e logística: Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema). Os métodos utilizados na pesquisa foram análises de diversidade, dominância e similaridade da paleofauna, bem como Análise de Correspondência (AC), a partir de registros fósseis da Formação, para caracterização do paleoambiente; e a composição de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), em rocha total de carbonatos desta unidade, para a compreensão da dinâmica paleoambiental. Os resultados indicaram que: 1) a diversidade da paleofauna registrada para essas áreas da Formação Pirabas está estritamente ligada ao tipo de ambiente deposicional, em que Capanema e Salinópolis mostraram-se mais semelhantes por apresentar ambientes deposicionais mais restritos, como laguna e estuário, em relação à Ilha de Fortaleza que mostra melhor associação a depósito costeiro plataformar; 2) há relações de predominância entre os

paleoambientes de acordo com a representatividade temporal de determinadas fácies dos respectivos ciclos deposicionais em cada área estudada à medida que se aproximava da linha de costa, durante a regressão marinha; 3) a localidade Ponta do Castelo está relacionada a um paleoambiente de predominância marinho/costeiro; praia do Atalaia à laguna com influência de estuário; e Mina B-17 à estuário e fluvial; 4) houve uma tendência ao empobrecimento dos isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) denotando a influência continental no litoral, durante a regressão marinha; 5) e uma inclinação ao enriquecimento dos isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), revelando influências dos efeitos de latitude e continentalização nas áreas, durante o recuo do mar. A partir dos resultados dessa pesquisa foi possível inferir a distribuição espacial dos paleoambientes de predominância (termo sugerindo neste trabalho) no nordeste da Amazônia Oriental, bem como refinar os métodos de inferência paleoambiental para a Formação Pirabas.

Palavras-chave: Paleoambiente, Nordeste da Amazônia Oriental, Formação Pirabas, Análise de Correspondência, Isótopos Estáveis, Diversidade e Similaridade da Paleofauna.

ABSTRACT

The Lower Miocene (~23–16 Ma.) from the Northeastern Eastern Amazon has aroused interest in the scientific community during many decades. It belongs to a geological Epoch characterized by a transition period to the modern world, and marked by many climatic and geological changes, that allowed the establishment of a rich fauna and flora. Within this context, Pirabas Formation is discussed. It is an Lower Miocene unit characterized by great carbonate and silicate sediment deposition, considered one of the most significant paleontological units from Brazilian Cenozoic. Many researches were developed on Pirabas Formation, which allowed the accuracy of reconstruction interpretation of its possible Miocene landscape. Even though there were efforts related to the recuperation of paleoenvironment information from Northeastern Eastern Amazon through the integration among fossil and sediment data, as well as stratigraphic and facies information, there's still a lack in researches related to the recuperation of integrated and refined information in paleoenvironment between paleocommunity and geochemical studies. This gap of studies illustrates Pirabas Formation as an important elucidative unit for past scenarios and regional environment evolution, as well as being of great relevance for the comprehension of impacts from global Miocene events in Brazilian territory, specially in northern Atlantic coast. The main objective of this work, of multidisciplinary approach, is to refine the paleoenvironment interferences in Pirabas Formation, related to space disposition of paleoenvironment and the dynamic of sea level in Northern Pará State. For the study, three areas were chosen due to its importance and logistic: Ponta do Castelo (Fortaleza Island), Atalaia Beach (Salinópolis City) and B-17 Mine (Capanema City). The methods used in this research were diversity analysis, dominance and similarity of paleofauna, as well as Correspondence Analysis (CA), from fossil data from Pirabas Formation in order to characterize the paleoenvironment; and the composition of stable carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$), in carbonate whole rocks from the studied unit, to comprehend the paleoenvironment dynamics. The results indicated: 1) the diversity of the registered paleofauna for the areas in Formação Pirabas is apparently related to the type of depositional environment, in which Capanema and Salinópolis are similar for presenting restricted depositional environment, such as lagoon and estuary, and Fortaleza Island indicated better association to the coastal shelf during marine regression; 2) there are predominancy relations between the paleoenvironment according to the temporal representativeness of some facies from the respective depositional cycles in each studied area, as

the coast line approaches during marine regression. ; 3) Ponta do Castelo is related to a paleoenvironment of marine/coastal predominance; Atalaia Beach to lagoon with estuary influences; and B-17 Mine to estuary and fluvial; 4) there was a tendency to carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) impoverishment, indicating the continental influence in the coast during marine regression; 5) and propensity to oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) enrichment, revealing influences of the latitude and continent formation effects in the areas during sea retrieve. Trough the results of this research it was possible to understand the space distribution of the paleoenvironment of predominancy (suggested term this work) in Northeastern Eastern Amazon, as well as refine the paleoenvironment interference methods to Pirabas Formation.

Key-words: Paleoenvironment, Northeastern Eastern Amazon, Pirabas Formation, Correspondence Analysis, Stable Isotopes, Diversity and Similarity of Paleofauna.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Comportamento isotópico do carbono no ecossistema.....	29
Figura 2- Comportamento isotópico do oxigênio no ecossistema.....	31
Figura 3- Exemplos de invertebrados da Formação Pirabas. A) Esponjas calcárias (Porífero). Escala: 1cm; B) <i>Lunulites pirabicus</i> (Briozoário) Escala: 0,5cm; C) <i>Flabellum wailesi</i> (Cnidário) Escala: 1cm; D) <i>Trachycardium pessoae</i> (Bivalve). Escala: 1cm; E) <i>Turbinella tuberculata</i> (Gastrópode). Escala: 1cm; F) <i>Dentalium paulini</i> (Esfafópode). Escala: 1cm; G) <i>Portunus atecuicivilis</i> (Crustáceo decápode). Escala: 1cm; H) <i>Megabalanus tintinnabulum</i> (Cirrípedes). Escala: 1cm; I) <i>Clypeaster paulinoi</i> (Equinodermo bolacha-da-praia). Escala: 1cm; J) <i>Phyllacanthus priscus</i> (Equinodermo ouriço-do-mar). Escala: 1cm. K) <i>Pullenia quinqueloba</i> (Foraminifero bentônico). Escala: 100µm; L) <i>Globorotalia opima</i> (Foraminifero planctônico). Escala: 100µm; M) <i>Quadracythere brachypigaia</i> (Ostracode). Escala: 100µm; N) <i>Coccolithus miopelagicus</i> (Nanofóssil calcário). Escala: 10µm; O) <i>Coscinodiscus</i> sp. (Diatomácea). Escala: 0,2mm	39
Figura 4- Exemplos de vertebrados da Formação Pirabas. A) <i>Diodon ferreirai</i> (peixe ósseo). Escala: 1cm; B) <i>Carcharhinus ackermanii</i> (Tubarão). Escala: 1cm; C) <i>Myliobatis</i> sp. (Raia. esq.= vista oclusal; dir.= raiz). Escala: 1cm; D) Coprólito de crocodiliano (fezes fossilizadas de réptil). Escala: 1cm; E) Placa periférica de testudines (tartaruga). Escala: 1cm; F) <i>Dioplotherium</i> cf. <i>D.allisoni</i> (Sirênia). Escala: 5cm.	43
Figura 5- Mapa de localização das áreas estudadas: Ilha de Fortaleza, Salinópolis e Capanema..	44
Figura 6- Afloramento da Formação Pirabas na localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza/São João de Pirabas).....	46
Figura 7- Frente de lavra da localidade Mina B-17 (Capanema) da Formação Pirabas.....	47
Figura 8- Afloramento da Formação Pirabas na localidade praia do Atalaia (Salinópolis)	48
Figura 9- Perfis estratigráficos das localidades estudadas com os níveis amostrados. A) Ponta do Castelo (São João de Pirabas) – IFPC 02, IFPC 03, IFPC 04 e IFPC 05; B) Mina B-17 (Capanema) – MB17-06, MB17-07, MB17-08, MB17-11, MB17-16 e MB17-21; e (C) Praia do Atalaia (Salinópolis) – A1 e A7.	53
Figura 10- Distribuição entre táxons não-extintos e extintos da Formação Pirabas, baseado na listagem de Távora, Santos e Araújo (2010)	60

Figura 11- Representação gráfica da Análise de Correspondência (AC) das categorias “loais de coleta” e ambientes de ocorrência “marinho/costeiro”, “lagunar”, “estuário” e “fluvial” dos fósseis da Formação Pirabas em um plano bidimensional, mostrando as relações entre eles.....	61
Figura 12- Modelo de regressão marinha ilustrando a movimentação concomitante dos ambientes deposicionais estudados com a linha de costa, no Mioceno Inferior, no nordeste do estado do Pará.....	65
Figura 13- Comportamento isotópico do carbono ao longo do perfil estratigráfico da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$), à direita.....	68
Figura 14- Comportamento isotópico do carbono ao longo do perfil estratigráfico da localidade praia do Atalaia (Salinópolis). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$), à direita.....	69
Figura 15- Comportamento isotópico do carbono ao longo do perfil estratigráfico da localidade Mina B-17 (Capanema). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$), à direita.....	71
Figura 16- Comportamento isotópico do carbono durante a regressão marinha no nordeste da Amazônia Oriental brasileira. A quantidade crescente e o sentido das setas indicam o enriquecimento e empobrecimento dos carbonos $\delta^{12}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{C}$ no ecossistema.....	76
Figura 17- Comportamento isotópico do oxigênio ao longo do perfil estratigráfico da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$), à direita.....	80
Figura 18- Comportamento isotópico do oxigênio ao longo do perfil estratigráfico da localidade praia do Atalaia (Salinópolis). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$), à direita.....	81
Figura 19- Comportamento isotópico do oxigênio ao longo do perfil estratigráfico da localidade praia do Atalaia (Salinópolis). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$), à direita.....	83
Figura 20- Comportamento isotópico do oxigênio durante a regressão marinha no nordeste da Amazônia Oriental brasileira. A quantidade crescente e o sentido das setas indicam o enriquecimento e empobrecimento dos carbonos $\delta^{16}\text{O}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no ecossistema.....	87

Figura 21- Representação gráfica de distribuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função de $\delta^{13}\text{C}$ para as amostras analisadas a partir de rocha total em calcários da Formação Pirabas. É notável a maior influência continental nas amostras MB-17 (Capanema) em relação às outras, referentes à Ilha de Fortaleza e praia do Atalaia, através da tendência ao empobrecimento isotópico registrada para a localidade..... 89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Tabela de contingência (frequências) com a ocorrência de táxons identificados para cada ambiente estudado da Formação Pirabas nos locais de coleta.	56
Tabela 2- Análise de resíduos da tabela de contingência usada na Análise de Correspondência (AC).	63
Tabela 3- Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) das amostras de cada localidade estudada. As barras azuis são diretamente proporcionais ao enriquecimento isotópico.	66
Tabela 4- Valores isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) das amostras de cada localidade estudada. As barras azuis são diretamente proporcionais ao enriquecimento isotópico.	78

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	19
2.1	Objetivo geral	19
2.2	Objetivos específicos	19
3	REFERENCIAL TEÓRICO	20
3.1	As mudanças ambientais pretéritas na estrutura física da Amazônia Oriental	20
3.2	Caracterização de ambientes pretéritos na amazônia oriental	23
3.3	Definições e aspectos gerais dos isótopos estáveis	26
3.3.1	Comportamento isotópico do carbono	28
3.3.2	Comportamento isotópico do oxigênio	30
4	A FORMAÇÃO PIRABAS	33
4.1	Contexto Tectônico	33
4.2	Caracterização geológica	34
4.3	Caracterização faunística	34
4.3.1	Paleoinvertebrados	34
4.3.2	Paleovertebrados	40
4.4	Localização das áreas de estudo	44
4.4.1	Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza)	45
4.4.2	Mina B-17 (Capanema)	46
4.4.3	Praia do Atalaia (Salinópolis)	47
5	MATERIAIS E MÉTODOS	49
5.1	Coleta e análise de dados para análise de predominância de paleoambiente	49
5.1.1	Tratamento estatístico e matriz de dados	49
5.2	Coleta e análise de dados de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) para inferência paleoambiental	52
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	56
6.1	Análise de diversidade, dominância e similaridade para a paleofauna da formação pirabas	56

6.2	Análise de dados multivariados (análise de correspondência - AC) para inferir a distribuição geográfica dos paleoambientes do mioceno inferior do nordeste da amazônia oriental.....	60
6.3	Análises de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) para interpretações paleoambientais.....	66
6.3.1	Análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em rocha total nas localidades de Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), Praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema).....	66
6.3.2	Análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em rocha total nas localidades de Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), Praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema).....	78
7	CONCLUSÕES.....	91
	REFERÊNCIAS.....	93
	ANEXOS.....	108
	ANEXO A- MATRIZ DE DADOS DOS GRUPOS FUNCIONAIS REGISTRADOS PARA ILHA DE FORTALEZA ORGANIZADA POR GÊNEROS.....	109
	ANEXO B- MATRIZ DE DADOS DOS GRUPOS FUNCIONAIS REGISTRADOS PARA A MINA B-17 (CAPANEMA) ORGANIZADA POR GÊNEROS E UMA FAMÍLIA (CHARACIDAE).....	114
	ANEXO C- MATRIZ DE DADOS DOS GRUPOS FUNCIONAIS REGISTRADOS PARA SALINÓPOLIS ORGANIZADA POR GÊNEROS.....	117

1 INTRODUÇÃO

O Mioceno Inferior (~23–16 Ma.) do nordeste da Amazônia Oriental tem despertado interesse de pesquisadores durante décadas, pois pertence a uma Época geológica caracterizada por um período de transição para o mundo moderno. Os continentes já apresentavam uma configuração semelhante à atual com padrões de circulação atmosférica e oceânica estabelecidas durante esse período (ROSSETTI; GÓES, 2004a).

O início dessa Época foi marcado por mudanças de temperaturas no globo terrestre que ocorreram através de curtas transições climáticas oscilatórias e pelo início da mudança da configuração hídrica na bacia Amazônica (BILLUPS; SCHRAG, 2002; LUNDBERG et al., 1998). Tais mudanças permitiram que a fauna e flora encontrassem ambiente propício para se desenvolverem, refletindo assim em uma grande riqueza e abundância tanto na vida aquática quanto em áreas terrestres (LEITE, 2004; LUNDBERG et al. 1998; ROSSETTI; GÓES, 2004a).

Nesse contexto, encontra-se a Formação Pirabas: uma unidade miocênica que remota das Idades Aquitaniano e Burdigaliano em que ocorreram grandes deposições de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, respectivamente, em episódios predominantemente transgressivo e regressivo com intensa modificação da linha de costa (GÓES et al., 1990). A Formação Pirabas é representada por estratos miocênicos que conferem a ela o título de uma das mais significativas unidades paleontológicas do Cenozóico brasileiro (ROSSETTI; GÓES, 2004b).

Devido a maior representatividade dos depósitos da Formação, em superfície, ocorrer na região litorânea do nordeste do estado do Pará, foram realizados inúmeros estudos geológicos e paleoambientais com acréscimo gradual, inclusive, de controle estratigráfico e faciológico durante os últimos anos, permitindo assim uma maior acurácia nas interpretações e reconstrução do que seria a paisagem miocênica dessa unidade (COSTA, 2011; GÓES et al., 1990; ROSSETTI et al., 2004b). Essa representatividade é, em vista disso, de grande relevância para a compreensão dos impactos de eventos miocênicos globais no território brasileiro, em especial na costa norte do Atlântico.

Entretanto, embora tenham ocorrido esforços com relação à recuperação de informações paleoambientais para o nordeste da Amazônia Oriental, através da integração entre registros fósseis e dados sedimentológicos, estratigráficos e faciológicos (p.e. COSTA, 2011), ainda há uma carência ao que se refere à recuperação de informações paleoambientais mais integradas e

refinadas entre a paleocomunidade e o estudo geoquímico, o que torna, portanto, a Formação Pirabas em uma importante unidade para elucidar os cenários pretéritos e a evolução dos ambientes da região.

Em função do caráter interdisciplinar deste trabalho que discutirá sobre os ambientes, a fim de inferir a sua distribuição no nordeste da Amazônia Oriental, auxiliando na compreensão da atual configuração geográfica e contribuindo com dados para futuras inferências paleoambientais, a utilização do estudo de comunidades e geoquímica isotópica tem sido empregada com sucesso nas últimas décadas para estudos ambientais mais integrados (AGUILERA; PÁES, 2012; AZEVEDO; RODRIGUES; TAKAKI, 1997; COSTA, 2011; MARTINELLI et al., 2009; PEREIRA; BENEDITO, 2007), pois a compreensão visual e numérica gerada pela utilização de cálculos estatísticos a partir de um grande volume de dados somados à utilização de isótopos estáveis, técnica auxiliar que tem se destacado na interpretação de dados ambientais, pode nos fornecer informações valiosas para inferir não somente o ambiente, mas também a dinâmica deste.

Com a finalidade de refinar a compreensão paleoambiental da Formação Pirabas, para este trabalho serão utilizados, além de análises de composição de comunidade e Análise de Correspondência (AC) para inferência de paleoambiente, os isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) como ferramenta acessória para a compreensão da dinâmica costeira. A composição isotópica desses elementos em carbonatos tem sido usada conjuntamente para distinção de calcários depositados em ambiente marinho e em água doce, bem como períodos glaciais e interglaciais, e estudos hidrológicos sobre ciclos eustáticos dos oceanos, fornecendo ainda dados sobre influências continental ou marinha (AZEVEDO; RODRIGUES; TAKAKI, 1997; MARTINELLI et al., 2009; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979; SUGUIO; BERENHOLC; SALATI, 1975).

Portanto, a importância desse estudo reside na utilização de dados de campo e literatura dos locais de ocorrência mais expressivos da Formação Pirabas, no estado do Pará, integrados com análises de estudos de comunidades e geoquímica isotópica, não se resumindo apenas a deduções oriundas a partir de estudos isolados em paleoecologia, paleoambientes e descrições sistemáticas, a fim de um melhor entendimento na dinâmica costeira do nordeste paraense.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Esta pesquisa tem o objetivo principal de refinar as inferências paleoambientais da Formação Pirabas no que se refere à disposição espacial dos ambientes e às variações do nível do mar, através de estudo integrado entre análises estatísticas a partir de registros fósseis da Formação Pirabas e isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em rocha total de carbonatos desta unidade.

2.2 Objetivos específicos

1. Inferir a diversidade faunística nas localidades Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza/São João de Pirabas), praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema), pertencentes à Formação Pirabas, em relação aos tipos de ambientes predominantes presentes na unidade.
2. Inferir a distribuição espacial dos principais paleoambientes da Formação Pirabas.
3. Analisar as composições isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) da unidade miocênica, a fim de compreender a dinâmica da linha de costa no nordeste do Pará, durante o Mioceno Inferior.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

Por se tratar de um trabalho de natureza interdisciplinar faz-se necessária a apresentação das diferentes abordagens norteadoras às análises desse estudo. Este capítulo abordará os fundamentos teóricos necessários para o seguimento do trabalho. *A priori*, há uma breve abordagem sobre as mudanças ambientais que moldaram a Amazônia Oriental, bem como estudos realizados nessa área. Posteriormente, há uma descrição geral sobre a caracterização dos ambientes estudados para a Formação Pirabas, seguido por fundamentos em isótopos estáveis, com descrição de sua nomenclatura e base química da técnica e os fatores que podem influenciar a assinatura destes nos fósseis e sedimentos, bem como a aplicabilidade dos mesmos na inferência paleoambiental.

3.1 As mudanças ambientais pretéritas na estrutura física da Amazônia Oriental

Na literatura especializada, há um consenso que sugere que a Amazônia Oriental durante o Mioceno Inferior era coberta por floresta tropical, em um ambiente quente e úmido, com a presença de manguezais, pântanos, vegetação de restinga, florestas inundáveis e de terra firme, sistemas de lagos e com influência marginal marinha (DUARTE, 2004; LEITE, 1997, 2004).

Durante esta Época da história geológica, a influência da tectônica miocênica foi de suma importância na modelagem do ambiente e na circulação oceânica e atmosférica do mundo, incluindo as zonas costeiras, desencadeando soerguimentos importantes em vários cinturões orogênicos como a Cordilheira dos Andes (Oligo-Mioceno), que dentre outros acontecimentos é responsável pelo o estabelecimento de todo o sistema hidrológico amazônico (LUNDBERG et al., 1998; MONTANARI; ODIN; COCCIONI, 1997; POTTER; SZATMARI, 2009).

Outro fator influenciado pelo tectonismo é o clima, um importante agente no desenvolvimento da paisagem e biodiversidade, pois padrões de chuvas controlam a erosão e sedimentação e estão ligados com a distribuição das florestas tropicais e savanas (VONHOF; KAANDORP, 2010). Tais eventos contribuíram de alguma maneira, durante o Mioceno, na dinâmica da paleogeografia e evolução sedimentar de estratos da América do Sul, inclusive, no nordeste do estado do Pará, o que permitiu, por exemplo, o estabelecimento de quase todos os filos de invertebrados nessa região (TÁVORA et al., 2004) e o desenvolvimento máximo da

paleofauna de mamíferos com a expansão também de vários grupos nos oceanos, favorecendo o estabelecimento de uma paleofauna rica e variada (ROSSETTI; GÓES, 2004a).

No nordeste do estado do Pará, localizam-se os depósitos da Formação Pirabas (MAURY, 1925) que é uma unidade sedimentar ricamente fossilífera e uma das unidades geológicas de maior expressão paleontológica do Cenozóico brasileiro (ROSSETTI; GÓES, 2004a), representando a etapa final da plataforma carbonática do centro-oeste do Atlântico no nordeste da América do Sul que foi diretamente recoberta por sedimentos siliciclásticos deltaicos da Amazônia, Esequivo e Orinoco, seguido conseqüentemente, de uma mudança abrupta da configuração hidrogeográfica que iniciou posteriormente no Mioceno Médio (AGUILERA et al., 2014).

Esta Formação, inicialmente referida por Ferreira Pena (1876), está representada por depósitos calcários aflorantes em toda região costeira do meio norte brasileiro (SHIMABUKURU; ARAI, 1999) e corresponde a estratos do Mioceno Inferior expostos entre os estados do Pará, Maranhão e parte do Piauí (ROSSETTI; GÓES, 2004b; TÁVORA; SANTOS; ARAÚJO, 2010). A maior representatividade em superfície desses depósitos é no litoral nordeste do Estado do Pará, especialmente na zona do Salgado, tendo sua deposição principalmente na Plataforma Bragantina (ROSSETTI; GÓES, 2004a).

Muitos trabalhos têm sido realizados na Formação Pirabas desde a sua descoberta, a maior parte focaliza a descrição paleontológica, em especial, grupos de invertebrados como bivalves, gastrópodes e decápodes (p.e. FERREIRA, 1964; FERREIRA; CUNHA, 1957a; MAURY, 1925; TÁVORA et al., 2002b), incluindo-se microfósseis como foraminíferos e ostracodes (p.e. FERNANDES; TÁVORA, 1990; RAMOS et al., 2004; TÁVORA, 1998); e, menos frequentes, vertebrados como peixes ósseos e cartilagosos, aves, quelônios, crocodilianos e sirênios (p.e. ACKERMANM, 1964; COSTA, 2005, 2011; COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004; SANTOS; TRAVASSOS, 1960; TOLEDO; DOMNING, 1989; TOLEDO et al., 2002).

Esses estudos permitiram o conhecimento da diversidade da paleofauna para a região que foi posteriormente compilada e listada por Távora, Santos e Araújo (2010). O registro da paleofauna associada a estudos de litostratigrafia e biostratigrafia realizadas por Rossetti e Góes (2004a) revelam um sistema deposicional marinho-marginal bastante heterogêneo com diferentes ambientes geneticamente associados que foi reconhecido por Góes et al. (1990) e ratificado por Costa (2011) que propôs cinco litofácies: ante-praia, praia, laguna/planície de maré,

canal de maré e delta de maré; e que estariam inseridos em um sistema estuarino com ondas e influências de maré, marcados por diferentes ciclos deposicionais, relacionados a episódios transgressivos e regressivos do mar.

Quanto ao paleoclima para o nordeste da Amazônia durante o Mioceno Inferior, até o momento, há algumas inferências a partir de estudos palinológicos e geoquímicos. Estes indicam que os sedimentos da Formação Pirabas foram depositados em condições de clima quente e úmido, semelhante ao atual (LEITE, 2004) e a temperatura do mar de Pirabas estaria entre 28°C e 37°C (URDINÍNEA, 1977 apud COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004). Tal clima impulsionou mudanças no nível do mar de média a longa duração (TÁVORA et al., 2004).

Atualmente, o estado do Pará é composto por seis mesorregiões e o nordeste do estado é uma delas. Esta área é formada por cinco microrregiões, a saber: Bragantina, Cametá, Guamá, Salgado e Tomé-açu (IBGE, 1990). As áreas de estudo da Formação Pirabas, nos estado, concentram-se basicamente nas cidades de Capanema (microrregião Bragantina) e São João de Pirabas e Salinópolis (microrregião do Salgado). A vegetação é, predominantemente, composta por floresta tropical com vegetações típicas de terra firme, várzea e mangue, além de vegetação de restinga. Essas características geográficas são semelhantes às ocorridas durante o Mioceno Inferior e sugere que a floresta Amazônica com seus caracteres e clima regional já estavam constituídos, mantendo-se relativamente estáveis (DUARTE, 2004).

A costa nordeste da Amazônia Oriental tem sido modificada durante os milhões de anos, sujeitos aos vários ciclos transgressivos e regressivos do nível do mar, em que inicialmente o ciclo comportava-se de maneira predominantemente transgressiva sendo responsável pela deposição dos sedimentos carbonáticos. Em um segundo momento, houve uma fase predominantemente regressiva no nível do mar em que ocorreu a sobreposição dos sedimentos carbonáticos por sedimentos siliciclásticos oriundos do Rio Amazonas (GÓES et al., 1990; LUNDBERG et al., 1998). Durante esse período, o litoral do nordeste do estado foi intesamente recortado, através dos vários ciclos deposicionais que promoveram mudanças ambientais paulatinas nessa área, influenciando, portanto, na estrutura ambiental e composição isotópica local.

3.2 Caracterização de ambientes pretéritos na Amazônia Oriental

O Mioceno Inferior do nordeste da Amazônia Oriental, representado pela Formação Pirabas, apresenta depósitos carbonáticos e mistos carbonático-siliciclástico que, por sua vez, são atribuídos a ambientes marinho raso restrito e marinho transaccional. Tal dedução ocorreu através das inúmeras informações paleontológicas existentes, como o grande conteúdo fossilífero de invertebrados descritos para a área (FERREIRA, 1966, 1977; PETRI, 1957; ROSSETTI; GÓES, 2004b). Ademais, pesquisas realizadas por Duarte (2004) e Leite (2004), respectivamente, através de estudos da paleoflórula e paleopalínológicos, indicam para a Unidade uma vegetação hileiana, isto é, vegetação típica de floresta amazônica.

O ambiente deposicional da Formação Pirabas tem sido descrito como marinho aberto, de águas quentes, agitadas e rasas, incluindo partes lagunares ou estuarinas e, de modo mais restrito, mangues em suas adjacências, que foram corroboradas através de análises faciológicas (GÓES et al., 1990). Em estudos mais específicos sobre os ambientes deposicionais para a Formação Pirabas, em especial no município de Salinópolis e Capanema e na Baía de Maracanã, foram reconhecidos depósitos atribuídos à plataforma externa, plataforma restrita/laguna, litorâneo e mangue e que foram ratificados posteriormente por Costa (2011).

A deposição ocorreu primeiramente em plataforma marinho rasa e posteriormente em lagunas e mangues, estando ligados a eventos com caráter cíclico de deposição transgressiva e regressiva, sugerindo várias oscilações no nível do mar e litoral bastante recortado durante o Mioceno Inferior do nordeste do estado do Pará. Entretanto, embora o reconhecimento faciológico dos ambientes descritos para a Formação Pirabas, o fato de estes estarem dispostos intensamente interdigitados entre si é o que torna dificultoso a visualização espacial dos ambientes associados e a consequente elaboração do seu sistema deposicional para um modelo paleoambiental (GÓES et al., 1990).

Os depósitos de plataforma externa, atribuídos a ambientes mais costeiros, estão representados pelas margens continentais. Estas margens são uma pequena porção do oceano, perfazendo 8% dos 70% da superfície terrestre coberto por água e somente 0,2% do volume total. Essas faixas estreitas de águas relativamente rasas, quando comparadas com o resto dos oceanos, são áreas produtivas que dão suporte a mais formas de vida que o restante dos mares abertos (WALKER; WOOD, 2005).

De acordo com os autores acima, a alta produtividade desses locais deve-se ao transporte de nutrientes oriundos do solo dos continentes que são carregados pelos afluentes ao longo das margens continentais. Muito desses nutrientes permanecem em águas costeiras rasas, embora correntes mais fortes possam arrastar alguns nutrientes para águas mais profundas, próximo das margens continentais.

Os depósitos de plataforma externa estão representados por biocalciruditos e biocalcarenitos estratificados. Esses depósitos apresentam majoritariamente um registro maior de invertebrados, possuindo uma assembleia faunística tipicamente plataformal, estando representada particularmente por foraminíferos bentônicos e planctônicos. Aliados a isso, a presença de estratificação cruzada *hummocky*, de acamamentos dos tipos *wavy*, *linsen* e *flaser* e de marcas onduladas simétricas, ratificam esse tipo de ambiente plataformal sob influências da ação de ondas de tempestade (GÓES et al., 1990; ROSSETTI; GÓES, 2004b).

A porção mais interna da plataforma (plataforma restrita/laguna), durante a atividade deposicional, teria sido limitada por ilhas de barreira ao longo da costa, favorecendo a formação de lagunas e mangues (GÓES et al., 1990). As lagunas são formadas por águas salobras ou salgadas, com profundidade rasa, localizadas na borda litorânea e separadas do mar adjacente por uma barreira, geralmente arenosa, comunicando-se de maneira permanente ou temporária com o mar através de um ou mais canais de ligação (BARNES, 1980; AREJANO, 2006). São ambientes que se desenvolvem preferencialmente em costas dominadas pela ação de ondas, sendo relativamente de baixa energia, uma vez em que as barreiras arenosas conferem proteção a essa ação de ondas (BARNES, 1980; AREJANO, 2006).

Ambientes lagunares possuem importância ecológica em sistemas costeiros por favorecerem o desenvolvimento de biota através de sua alta produtividade orgânica. Além disso, assim como em ambientes de mangue, possuem importância essencial para muitas espécies que necessitam dessas áreas para passar parte de seu ciclo de vida (AREJANO, op cit.). Os depósitos deste ambiente são representados por margas, calcilutitos, folhelhos, argilitos cinza e verde oliva e biocalcarenitos não estratificados. A assembleia fóssilífera de invertebrados é menor ou ausente em relação à abundância de vertebrados em alguns horizontes estratigráficos (GÓES et al., 1990; ROSSETTI; GÓES, 2004b).

Os ambientes estuarinos estão representados na Formação Pirabas, basicamente, por ilhas barreiras e áreas de mangues que são florestas costeiras de transição entre os ambientes terrestre e

marinho encontradas em estuários cobertos e nas margens dos rios e lagoas nas regiões tropicais e subtropicais e referem-se tanto para o ecossistema quanto para as famílias de plantas que desenvolveram adaptações especializadas para viverem em ambientes de maré (TOMLINSON, 1986). Os mangues protegem a costa da ação de ondas e fornecem refúgio, através de suas raízes submersas e troncos, para espécies de peixes e caranguejos, por exemplo, que ali se protegem de predadores. Além disso, os mangues servem também como berçário para muitas espécies que irão procriar (FAO, 2007; TOMLINSON, 1986).

Os depósitos de mangue estão representados por argilitos negros, maciços ou laminados, e argilitos esverdeados laminados contendo lentes ou camadas de arenito, além disso, apresentam restos vegetais em abundância e localmente pirita. Esses depósitos podem ter se formado atrás das ilhas de barreira ou adjacentes à costa, provavelmente acumulando-se em depressões suaves e descontínuas, inerentes da própria paleotopografia (GÓES et al., 1990; ROSSETTI; GÓES, 2004b). Depósitos de mangue puderam ser confirmados através da presença de grãos de pólen de gêneros pertencentes à flora típica deste ambiente como, por exemplo, *Zonocostites ramonae*, *Psilatricolporites crassus* (LEITE, 1997, 2004). Ambientes estuarinos foram corroborados também tanto pela presença de peixes pertencentes à Família Characidae que são exclusivos de ambientes de água doce quanto de espécies exclusivamente marinhas, como alguns tubarões e raias (COSTA, 2011).

Os sistemas fluviais estão representados basicamente pelos córregos e rios (BATES; JACKSON, 1980; HUDSON-EDWARDS, 2007). Estes ambientes ocorrem em todos os continentes na Terra e em cada zona climática (HUDSON-EDWARDS, 2007), carreando sedimentos fluviais que consistem em materiais transportados, suspensos ou acamados por um córrego (BATES; JACKSON, 1980). Esses sedimentos são importantes fontes de nutrientes e outros materiais sólidos que vão em direção às jusantes, estuários e costa (HUDSON-EDWARDS, 2007).

Um sistema de rio é um sistema de canais de rios conectados em uma bacia de drenagem (captação), contendo um grande número de recursos, em que os dois mais importantes são os seus canais e várzeas (BRIDGE, 2003; HUDSON-EDWARDS, 2007). Os depósitos fluviais são caracterizados por uma grande variedade de acamamentos e estruturas sedimentares, incluindo, por exemplo, *riffles*, *ripples* (ondulações), aglomerados de seixos, estratificação cruzada, planícies de areia (HUDSON-EDWARDS, 2007).

3.3 Definições e aspectos gerais dos isótopos estáveis

Os isótopos estáveis estão presentes nos ecossistemas e sua distribuição natural reflete, de forma integrada, a história dos processos físicos e metabólicos do ambiente (PEREIRA; BENEDITO, 2007). Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que possuem o mesmo número atômico, mas com diferente peso atômico, isto é, possuem o mesmo número de prótons, porém número de nêutrons diferentes (SILVEIRA; SILVA JÚNIOR, 2002). Esses átomos são classificados como estáveis ou instáveis, em que os isótopos estáveis caracterizam-se por possuírem configurações nucleares estáveis com concentrações que não variam com o tempo e não estão sujeitos a decaimentos radioativos como ocorre com os isótopos instáveis ou radioativos (HOEFS, 1973).

O emprego das razões isotópicas em estudos ambientais está baseado na existência de diferenças na composição isotópica entre os compostos que estão envolvidos no processo e que são sensíveis para serem detectados por um espectrômetro de massa, pois a composição isotópica varia de uma forma previsível conforme o percurso do elemento nos diversos níveis do ecossistema (MARTINELLI et al., 2009). Essas diferenças na composição isotópica ocorrem normalmente na natureza, possibilitando a discriminação de um dos isótopos (MARTINELLI et al., 1988). Esse processo de discriminação isotópica é chamado de fracionamento isotópico e é entendido como um enriquecimento ou empobrecimento do isótopo pesado da amostra estudada (produto) em relação a sua fonte (substrato) (LOPES, 2001).

Em suma, quando os isótopos de um mesmo elemento se repartem entre duas substâncias com razões isotópicas distintas, dizemos que ocorreu um fracionamento isotópico (FAURE; MENSING, 2005; HOEFS, 2004). Este pode ser provocado por reações de troca isotópica, processos cinéticos dependentes da velocidade de reação das moléculas ou processos biológicos e físico-químicos (HOEFS, 1973).

Nas trocas isotópicas verificam-se processos de modificações na composição isotópica de um elemento, entre duas substâncias químicas diferentes, sem que haja alteração química no sistema. Para os processos biológicos há os efeitos metabólicos (“efeito vital”), em que pode ser incluída a taxa de calcificação, por exemplo, assim como o fracionamento específico de cada espécie. Ademais, a evaporação, cristalização, difusão, termodifusão, absorção e condensação são exemplos de processos físico-químicos que também produzem fracionamento isotópico (FAURE, 1986; O’NEIL, 1986). Em muitos casos, o fator de fracionamento de um sistema é dependente da

temperatura, significando que o fracionamento isotópico na natureza é influenciado pela temperatura do ambiente (HOEFS, 1973).

Os processos biológicos são bons exemplos de reações isotópicas cinéticas. Por exemplo, muitos organismos utilizam preferencialmente isótopos mais leves devido a suas ligações serem mais fracas, já que necessita de uma menor energia para pra quebrar essas ligações entre moléculas. Esse processo resulta em um maior fracionamento entre o substrato (mais pesado) e o produto (mais leve) (KENDALL; CALDWELL 1998).

A composição isotópica de um elemento em uma determinada amostra é definida pela equação 1:

$$\delta (\text{‰}) = (\delta_{\text{amostra}} - \delta_{\text{padrão}}) / \delta_{\text{padrão}} \times 10^3 \quad (1)$$

onde, δ_{amostra} corresponde à razão isotópica da amostra, $\delta_{\text{padrão}}$ corresponde à razão isotópica do padrão, e o valor resultante (δ) é expresso em partes por mil (‰), a partir da diferença relativa de um padrão arbitrário, isto é, os valores δ correspondem à razão entre isótopos pesados e leves na amostra, por exemplo, ^{13}C e ^{12}C , respectivamente. Aumentos nesses valores denotam incremento do montante de isótopos pesados (PETERSON; FRY, 1987).

Para se calcular as razões isotópicas são utilizados geralmente padrões internacionais como o PDB (*Pee Dee Belemnite*) e o SMOW (Standard Mean Ocean Water). O primeiro é baseado em carbonatos contendo fósseis de belemitas do Cretáceo da Formação Pee Dee, da Carolina do Sul, EUA; e o segundo, corresponde originalmente a uma amostra hipotética de água do mar estabelecida por Craig (1961).

Muitos estudos ambientais têm utilizado isótopos estáveis a fim de elucidar processos biológicos e/ou geoquímicos (PEREIRA; BENEDITO, 2007). Em uma investigação ambiental, diversos são os elementos químicos usados como, por exemplo, carbono, hidrogênio, oxigênio, nitrogênio e enxofre, os quais possuem geralmente, dois ou três isótopos estáveis diferentes, em que os isótopos leves são mais abundantes (menos raros) na Terra em relação aos isótopos pesados (mais raros) (MARTINELLI et al., 2009). A escolha desses elementos varia de acordo com o objetivo do trabalho e, principalmente, às perguntas que se pretende responder (PEREIRA; BENEDITO, 2007).

Portanto, para este trabalho serão utilizados os isótopos de carbono e oxigênio, pois a composição isotópica destes em carbonatos tem sido usada conjuntamente para distinção de

calcários depositados tanto em ambiente marinho quanto em água doce, bem como períodos glaciais e interglaciais, e estudos hidrológicos sobre ciclos eustáticos dos oceanos, fornecendo ainda dados sobre influências continental ou marinha (MARTINELLI et al., 2009; SUGUIO; BERENHOLC; SALATI, 1975).

3.3.1 Comportamento isotópico do carbono

O carbono é, provavelmente, o principal elemento da Terra (MARTINELLI et al., 2009). Segundo os autores, o elemento é importante por compor cerca de 40% a 50% da matéria orgânica viva e por influenciar fortemente o ciclo de outros elementos importantes na natureza como o nitrogênio e o oxigênio. O carbono possui dois isótopos estáveis, a saber: ^{12}C e ^{13}C , com respectivas abundâncias de 98,89% e 1,11%. No ecossistema, sua distribuição isotópica é influenciada por processos biológicos, físicos e químicos ao longo do seu ciclo natural (NIER, 1950).

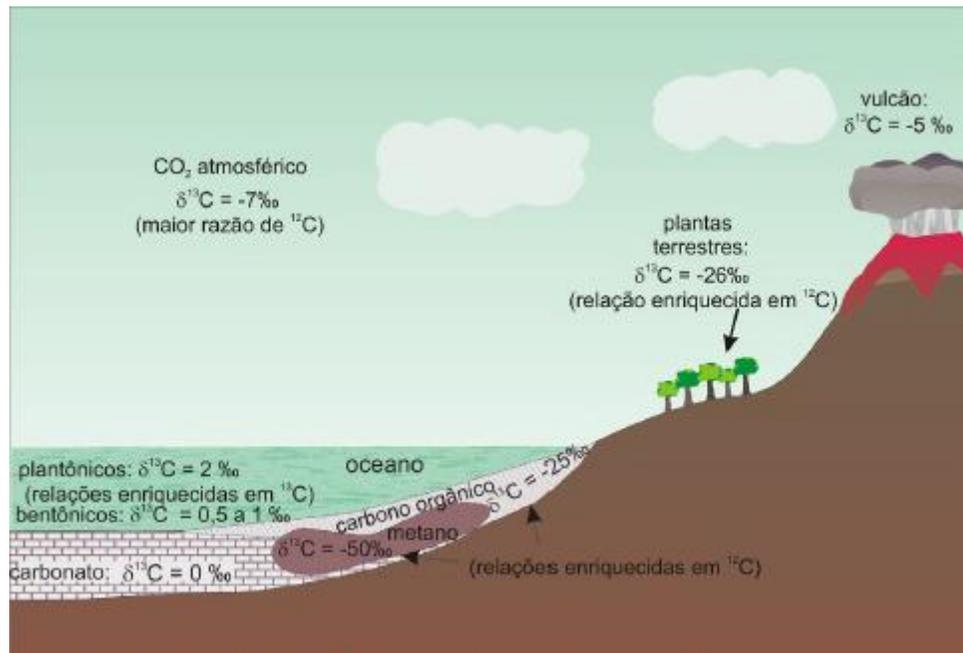
Os principais depósitos de carbono na natureza são a biosfera e os carbonatos (SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979). Na biosfera podemos encontrar os reservatórios de carbono comumente no dióxido de carbono (CO_2) que é utilizado, por exemplo, pelas plantas durante a fotossíntese (MARTINELLI et al., 2009). Nos carbonatos, dois reservatórios contém a maior parte do carbono: a litosfera, onde o carbono apresenta-se principalmente na forma de carbonatos de cálcio [CaCO_3], magnésio [$\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$] e férrico [FeCO_3]; e os oceanos, nas formas dissolvidas de ácido carbônico [H_2CO_3]_(aq), bicarbonato [HCO_3^-] e carbonato [CO_3^{2-}]. O carbono em seu estado reduzido é produzido pela fotossíntese (CH_2O), embora a forma mais reduzida ocorra durante a respiração anaeróbia com a formação do metano (CH_4) (MARTINELLI et al., 2009).

Segundo Silva, Salati e Suguio (1979), há dois tipos de discriminação isotópica que separam o carbono entre a biosfera e os carbonatos. Um deles é o processo de equilíbrio entre o sistema $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CaCO}_3$ do oceano que favorece a permanência do isótopo mais pesado (^{13}C) no bicarbonato, devido o CO_2 portador do ^{13}C necessitar de uma maior energia para o fracionamento e voltar à atmosfera. Desta maneira, a fase oxidada do carbono como o bicarbonato (HCO_3^-) e o carbonato (CO_3^{2-}), por exemplo, se torna enriquecida no isótopo mais pesado (^{13}C).

O outro mecanismo é o efeito cinético durante a fotossíntese (RODRIGUES; FAUTH, 2013; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979). Quando os organismos autótrofos realizam a fixação

do carbono durante o processo fotossintético, a discriminação isotópica do carbono tende a enriquecer a matéria orgânica com o isótopo mais leve (^{12}C) em relação à fonte de carbono (CO_2 atmosférico, HCO_3^- ou CO_2 dissolvido nas águas oceânicas e lacustres), formando assim reservatório de matéria orgânica reduzida (ARMSTRONG; BRASIER, 2005; O'NEIL, 1986). Portanto, o carbono circula entre os diversos níveis do ecossistema através de reações de oxirredução (MARTINELLI et al., 2009). O exposto acima pode ser ilustrado na figura 1.

Figura 1- Comportamento isotópico do carbono no ecossistema.



Fonte: Retirado de Rodrigues e Fauth (2013).

A análise desta distribuição nos diversos reservatórios do elemento fornece informações sobre a origem, processos e condições ambientais que atuaram em sua formação (NIER, 1950). A determinação da composição isotópica do carbono é expressa pelo desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ na amostra com relação à mesma razão medida em um padrão. O desvio é definido de segundo a equação abaixo (BRADLEY, 1985):

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}} - 1 \right) \times 10^3 \quad (2)$$

3.3.2 Comportamento isotópico do oxigênio

O oxigênio é oriundo de três fontes principais, como o gás oxigênio (O_2), dióxido de carbono (CO_2) e água (H_2O) (RODRIGUES; FAUTH, 2013), e no ecossistema apresenta três isótopos: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . Respectivamente, suas abundâncias naturais em estado de equilíbrio são 99,75%, 0,03% e 0,20%, centralizando-se os estudos majoritariamente nos isótopos mais abundantes, no caso, ^{16}O e ^{18}O . Basicamente, a composição isotópica de oxigênio no ecossistema está ligada a três fatores: efeito de latitude, de altitude e de longitude (ou continental), variando de maneira inversamente proporcional com o $\delta^{18}O$, e tendo a temperatura local como modulador do fracionamento (CLAYTON; DEGENS, 1959; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979).

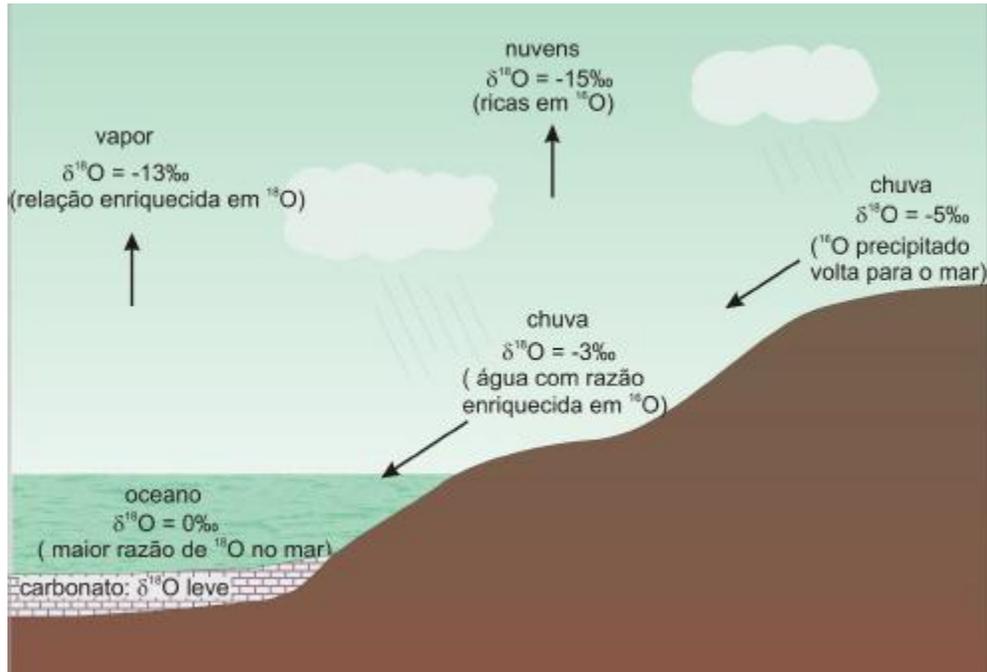
Os valores de $\delta^{18}O$ variam com a precipitação do vapor d'água das nuvens e na chuva, estando ligada à “condensação de Rayleigh”, modelo proposto por Epstein (1956) em que propõe que a condensação ocorre em condições de equilíbrio isotópico (MARTINELLI et al., 2009; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979), ou seja, após a evaporação (fenômeno que normalmente ocorre em condições de não equilíbrio) há uma retomada da proporção natural isotópica entre a razão $^{18}O/^{16}O$ tanto na água do mar quanto no vapor d'água atmosférico (BERGUE, 2006).

Durante a evaporação, o vapor d'água atmosférico não permite que esse fenômeno ocorra em condições de equilíbrio, fazendo com que haja um enriquecimento de $\delta^{18}O$ da fração residual da água não evaporada em relação a um maior empobrecimento de $\delta^{18}O$ do vapor d'água da nuvem e da chuva, isto é, há uma tendência geral da fase líquida remanescente tornar-se isotopicamente mais pesada em comparação à fase vapor, mais leve (MARTIN et al., 1986; MARTINELLI et al., 2009; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979; TORQUATO, 1980).

Quando o ciclo evaporação/condensação ocorre em um período não glacial, a razão de $^{18}O/^{16}O$ é mantida porque a água da chuva, quando cai sobre o continente, retorna rapidamente para os oceanos através dos rios (RODRIGUES; FAUTH, 2013). Durante o período glacial, o processo de evaporação/condensação é o mesmo, porém a mistura atmosférica isotopicamente mais leve não retorna rapidamente aos oceanos, mas migram para altas latitudes, sendo precipitadas nas calotas polares (mais leves isotopicamente), ficando o oceano enriquecido com o isótopo mais pesado ($\delta^{18}O$) até o término desse período, quando então é restabelecida a proporção natural entre os dois isótopos durante a deglaciação (BERGUE, 2006; MARTIN et al., 1986; RODRIGUES; FAUTH, 2013) (Figura 2). O enriquecimento dos isótopos de oxigênio mais

pesado no oceano ocorre porque este isótopo é extraído menos facilmente por meio da evaporação (BERGUE, 2006).

Figura 2- Comportamento isotópico do oxigênio no ecossistema.



Fonte: Retirado de Rodrigues e Fauth (2013).

Águas em regiões equatoriais, onde a evaporação é mais rápida, por exemplo, é enriquecida em isótopos mais pesados. No entanto, águas dissolvidas de geleiras são isotopicamente leves e essencialmente livres de sais. Em águas influenciadas por descargas de rios ou por alta taxa de evaporação, o conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ pode ser também fortemente afetado. Em ambientes de lagos rasos, estão sujeitos a evaporações excessivas como um resultado de mudanças em precipitações efetivas (HOLMES; CHIVAS, 2002).

Devido à diferença de massas e à maior frequência, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é normalmente utilizada em pesquisas paleoclimáticas. A composição isotópica do oxigênio em uma amostra é reportada em termos da diferença entre a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra e um padrão arbitrário, em que o valor resultante (δ) é expresso em partes por mil (‰) de acordo com a equação abaixo (BRADLEY, 1985):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}} \right) \times 10^3 \quad (3)$$

Os valores negativos representam baixa razão na amostra, menos $\delta^{18}\text{O}$ em relação à $\delta^{16}\text{O}$ (isotopicamente mais leve), enquanto valores positivos representam alta razão na amostra, mais $\delta^{18}\text{O}$ do que $\delta^{16}\text{O}$ (isotopicamente mais pesado). Como posto à vista anteriormente, isso ocorre porque o isótopo leve evapora com maior facilidade das águas e também é mais facilmente precipitado em forma de chuva em relação ao isótopo mais pesado (BRADLEY, 1985).

4 A FORMAÇÃO PIRABAS

4.1 Contexto tectônico

A sucessão miocênica do Estado do Pará está localizada principalmente no nordeste do estado, na Plataforma Bragantina. Esta plataforma corresponde a áreas do embasamento que permaneceram relativamente estáveis tectonicamente entre bacias sedimentares (ROSSETTI; GÓES, 2004b). Embora houvesse essa relativa estabilidade, Hasui (1990) ressaltou que o nordeste do Pará, incluindo a Plataforma Bragantina, foi afetado por tectonismo em regime de transcorrência durante o tempo de deposição da Formação Pirabas com continuidade até o Recente.

Tais movimentações, através das estruturas que controlaram a deposição da Formação Pirabas, geraram falhas normais NW-SE, inclinadas para NE, e falhas transcorrentes NE-SW que funcionaram como zonas de transferência, sendo produto da extensão ainda ligada ao processo de separação continental (COSTA et al., 1995; IGREJA, 1992). Entende-se, portanto, que tal fenômeno é decorrente do último episódio de manifestação extensional na margem equatorial brasileira, durante o evento de separação América do Sul – África e que a retomada da sedimentação, inclusive sobre áreas plataformais, tenha ocorrido devido à reativação das falhas pré-existentes (COSTA et al., 1993; ROSSETTI, 2006).

Onde exposto, o embasamento nesta plataforma é registrado por rochas ígneas e metamórficas, bem como arenitos paleozóicos na região de São Miguel do Guamá. A Plataforma Bragantina é bem definida, correspondendo a duas áreas planas localizadas em ambos os lados da Fossa Vigia-Castanhal. O setor leste desta plataforma é o mais extenso, sendo limitado pela Bacia de Bragança-Vizeu, ao leste, e o Arco do Guamá, ao sul. O setor oeste é limitado pela Sub-Bacia do Cametá, ao sul, Plataforma do Pará, ao oeste, e pelo prolongamento da Fossa Vigia-Castanhal, ao norte. A deposição sobre a Plataforma Bragantina consiste exclusivamente de depósitos terciários formados a partir do Oligo-Mioceno, em parte representados pela Formação Pirabas (ROSSETTI; GÓES, 2004b).

4.2 Caracterização geológica

A Formação Pirabas é constituída de calcários, argilitos laminados e, menos frequentemente, arenitos finos e bem selecionados que foram depositados em ambientes de plataforma rasa, planície de maré, lagunas e mangues, estando relacionada com depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras, formando uma sucessão sedimentar que tem sido mais recentemente referenciada de Pirabas/Barreiras Inferior (FERREIRA, 1977; GÓES et al., 1990; ROSSETTI, 2001; ROSSETTI; GÓES, 2004b).

Esta sucessão inclui depósitos de calcários atribuídos a uma plataforma carbonático-siliciclástica que evoluiu para exclusivamente siliciclástica para o topo, tendo sido formados em sistema estuarino de vales incisos que se encaixam ao longo de zonas de falhas (ROSSETTI, 2000, 2001, 2004, 2006; ROSSETTI; SANTOS JR., 2004). Nesta Formação, há um evidente padrão geral progradacional que foi reconhecido através da superposição de fácies de plataforma aberta por fácies progressivamente mais costeiras, associadas a um sistema deposicional contendo ilhas-barreiras (GÓES et al., 1990).

Ainda, como comentado anteriormente, esta Formação é registrada em afloramentos descontínuos que estão expostos ao longo de falésias costeiras no estado do Maranhão e, subordinadamente, no Piauí, a leste da desembocadura do Rio Parnaíba (FERREIRA, 1964). Esta unidade em subsuperfície, geralmente, possui espessuras inferiores a 60m. Entretanto, em superfície, como em minas a céu aberto, atinge alturas aproximadas de 20m (ROSSETTI; GÓES, 2004b).

4.3 Caracterização faunística

4.3.1 Paleoinvertebrados

A paleocomunidade de invertebrados da Formação Pirabas é conhecida por sua abundância e diversidade. A elevada preservação da tanatocenose de invertebrados faz desse grupo um dos mais importantes contribuidores para a reconstituição de eventos miocênicos ocorridos na costa norte brasileira (TÁVORA; FERNANDES; FERREIRA, 2002a; TÁVORA et al., 2002b; TÁVORA et al., 2004; TÁVORA; SANTOS; ARAÚJO, 2010). A sucessão miocênica

está representada por numerosos táxons, dos quais se destacam bivalves e gastrópodes com mais de 300 espécies descritas (TÁVORA et al., 2004).

Registros de Filos como Poríferos, Briozoários e Cnidários são frequentes na Formação Pirabas tanto em subsuperfície quanto em superfície e, apesar da baixa diversidade de espécies, podem ser utilizados como indicadores ambientais (TÁVORA et al., 2004). Os poríferos também conhecidos como esponjas, são animais sésseis e fixos que apresentam o corpo excepcionalmente poroso, podendo ser simétricos ou não; e são especializados na alimentação por filtração (Figura 3A). Esses animais apresentam registros fósseis desde o Período Cambriano e são majoritariamente marinhos e de águas rasas, mas há táxons de água doce e de grandes profundidades (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005; WALKER; WOOD, 2005). São típicos de ambientes marinhos biohermais, em que são responsáveis pela formação destes ambientes, e foram reconhecidos três espécies para a Formação: *Aphrocallistes estevoui*, *Aphrocallistes lobata* e *Manzonia apudina* (FERREIRA; FERNANDES, 1997; TÁVORA et al., 2004).

Os Briozoários (animais-musgo) são animais bentônicos e coloniais (exceto um gênero) em que a maioria das espécies é sésil, estando fixa a substratos duros, embora existam alguns que formam colônias móveis (Figura 3B). A nutrição desses animais é considerada majoritariamente suspensívora, alimentando-se principalmente de pequenos fitoplânctons. O bryozoa mais antigo registrado é uma espécie fóssil questionável do Cambriano Superior. Entretanto, a partir do Ordoviciano há um rico registro fóssil com milhares de espécies descritas (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005). Estes animais, por exemplo, podem caracterizar ambientes marinhos abertos ou restritos, além de fornecer dados sobre taxa de sedimentação, salinidade, tipo de substrato e paleobatimetria (TÁVORA et al., 2004). O Filo teve seus primeiros registros com a descrição da espécie nova *Lunulites pileolus* White, 1887 e do gênero *Cupuladria* (MAURY, 1925).

O Filo Cnidaria é representado por animais que habitam comumente mares rasos e são majoritariamente carnívoros (Figura 3C). O Filo, datado desde o Pré-cambriano, apresentou um rico registro no Período Cambriano e é representado por pólipos, hidras, anêmonas-do-mar, corais e medusas (ou águas-vivas). Quanto ao tipo de ambiente, são em sua maioria marinhos com ínfimos registros em água doce, apresentando maior diversidade nos grupos de corais formando grandes recifes (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005; WALKER; WOOD, 2005). Os cnidários da Formação Pirabas foram primeiramente reportados por Maury (1925), através do

registro dos gêneros *Flabellum* e *Dendrophyllia* em amostras oriundas da Ilha de Fortaleza, estando associados basicamente a ambientes marinhos/costeiros e lagunares. Estudos complementares permitiram o acréscimo de seis táxons já descritos para outras unidades terciárias, além de um novo registro de espécie (FERNANDES, 1979 apud TÁVORA et al., 2004; FERNANDES, 1981).

O Filo Mollusca abrange animais com um rico registro fóssil que remota do Período Cambriano. São representados por várias Famílias, tais como: ostras, mexilhões, caracóis, lesmas, polvos e lulas. Os moluscos são principalmente marinhos, com alguns grupos de bivalves (Figura 3D) e gastrópodes (Figura 3E), viventes em água doce. Entretanto, somente os gastrópodes são encontrados em terra. A nutrição é especialmente ampla com animais micrófagos pastadores, herbívoros, carnívoros, onívoros e detritívoros (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005; WALKER; WOOD, 2005).

A fauna fóssil de moluscos é considerada como dominante entre os invertebrados registrados para o nordeste do estado do Pará. Esse filo foi reportado primeiramente na Formação Pirabas por White (1887), quem descreveu 53 espécies provenientes dos calcários aflorantes da Ilha de Fortaleza. Por serem uma fauna rica, variada e bem preservada, moluscos como bivalves e gastrópodes, constituem-se como uma grande fonte de estudos que tornou possível associação com outras unidades sincrônicas da região caribeanas, além da idade geológica, permitindo assim a distinção das rochas em uma unidade litoestratigráfica específica (Távora et al., 2004), nomeada por Maury (1925) como Formação Pirabas.

Entre os anos da década de 1950 a retomada das pesquisas da paleomalacofauna na unidade permitiu, além da revisão das espécies já descritas, o acréscimo de novos táxons (FERREIRA; CUNHA, 1957abc, 1959). De acordo com Távora et al. (2004), embora os moluscos apresentem riqueza e variedade faunística, os bivalves constituem-se no grupo melhor estudado da Formação Pirabas, ao longo do tempo, em relação aos gastrópodes, dos quais algumas espécies descritas por White (1889) foram efetivamente revisadas, enquanto outras foram confirmadas por Maury (1925). Este fato é devido ao diminuto número de especialistas do grupo no Brasil, o que dificulta o avanço dos estudos em gastrópodes fósseis (TÁVORA et al., 2004). Na Formação Pirabas, alguns gêneros de bivalves, como *Pecten*, apresentam ampla distribuição ambiental, podendo ser encontrados em ambientes marinhos/costeiros até estuarinos (vide Anexos A, B e C). O mesmo ocorre com alguns gêneros de gastrópodes (*Ficus*), embora o

maior registro destes invertebrados seja em ambientes marinhos/costeiros. Ocorrências de táxons de moluscos como cefalópodes e escafópodes (Figura 3F) são raros na Formação Pirabas com apenas uma espécie registrada para cada grupo, a saber, respectivamente: *Aturia ackermanii* (OLIVEIRA, 1958) e *Dentalium paulini* (FERREIRA; CUNHA, 1957b).

Já os primeiros registros de crustáceos decápodes na Formação Pirabas foram realizados por Beurlen (1958a). Os caranguejos podem ser encontrados na maioria dos habitats bentônicos marinhos, existindo ainda poucas espécies de água doce e terrestre (Figura 3G). Apresentam nutrição variável podendo ser, por exemplo, saprófitos e detritívoros (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005). A carcinofauna dessa unidade miocênica paraense tem ocorrência em muitos depósitos sedimentares, apresentando uma maior diversidade na Unidade aqueles atribuídos a depósitos de plataforma restrita/laguna e mangue (TÁVORA et al., 2004).

Gêneros de balanomorfos são também reportados por Beurlen (1958b) para a unidade, assim como Equinóides. Estes foram registrados primeiramente por Santos (1958, 1967) com a descrição de um gênero novo e cinco espécies novas. Os balanomorfos (comumente conhecidos como cracas) são cirrípedes marinhos bentônicos, sésseis, e que remota do Período Jurássico (Figura 3H). Muitas espécies são comensais, sendo sua alimentação suspensívora, alimentando-se de plânctons (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005). Os Equinóides surgiram no Cambriano Inferior e estão representados na Formação Pirabas pelas bolachas-da-praia (Figura 3I) e ouriços-do-mar (Figura 3J). São todos de modo de vida marinho e na maioria bentônicos. Quanto à nutrição, ainda que as algas constituam seu alimento principal, a maioria dos ouriços-do-mar é generalista, alimentando-se tanto de material vegetal quanto de animal em sua dieta (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005). Na Formação Pirabas, a maioria dos equinóides são encontrados em ambientes marinhos/costeiros, apresentando alguns táxons, como *Clypeaster* e *Prionocidaris*, também em ambientes lagunares (vide Anexos A, B e C).

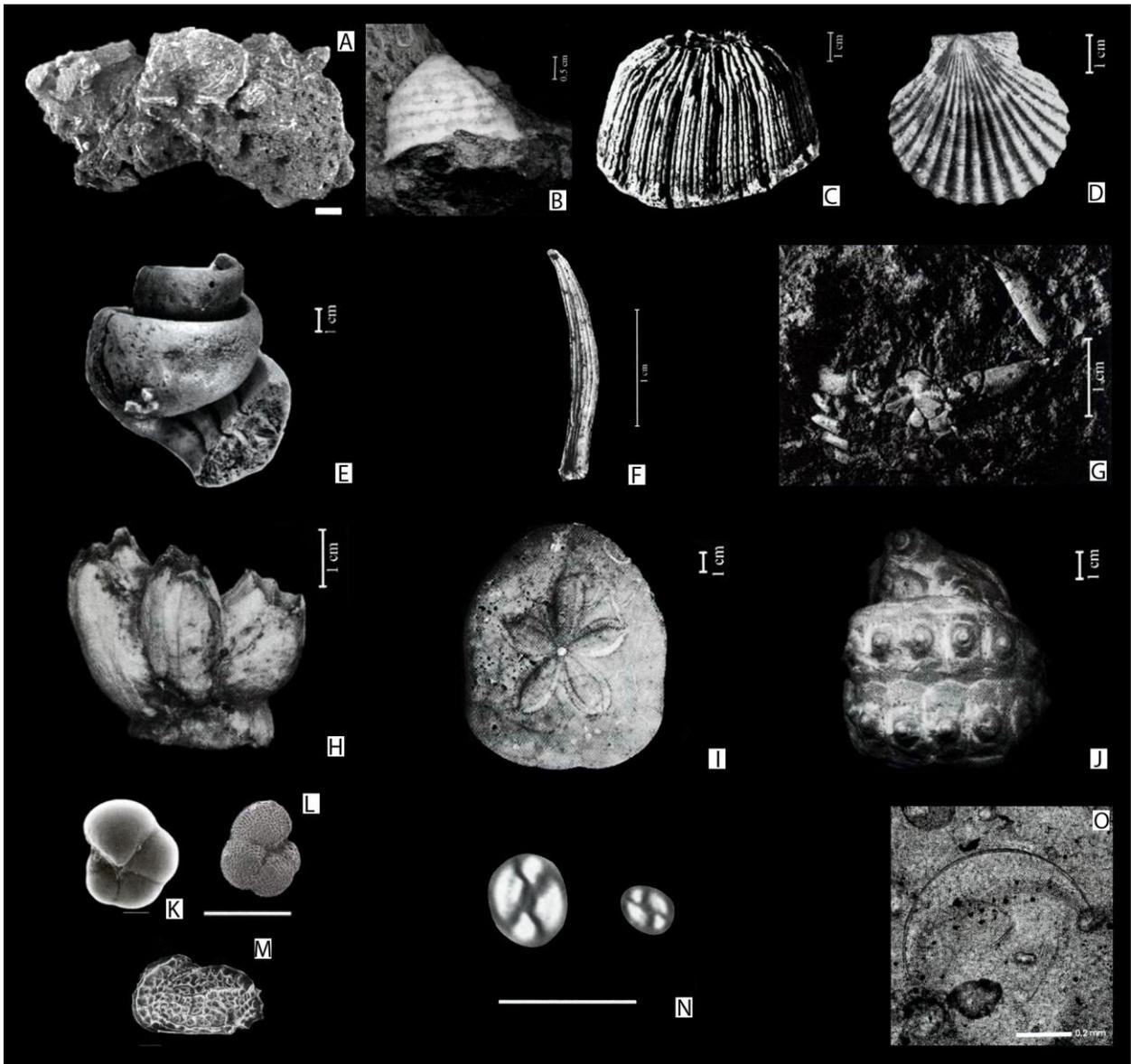
Dentre os paleoinvertebrados microscópicos, estão registrados foraminíferos (Figuras 3K, L), ostracodes (Figura 3M), nanofósseis calcários (Figura 3N), diatomáceas cêntricas (Figura 3O) e escleritos de octocorais. Destes, destacam-se os foraminíferos e os ostracodes, microfósseis de grande diversidade e abundância, que possuem importância para estudos de bacias sedimentares e interpretações paleoecológicas, bioestratigráficas, paleobiogeográficas e evolutivas (RAMOS et al., 2004).

Os foraminíferos são protistas primariamente de vida marinha que constroem uma testa extracelular a partir de secreções de minerais, como o carbonato de cálcio, por exemplo, secretados na sua matriz orgânica. Esses táxons, atribuídos ao Cambriano, alimentam-se por fagocitose e são em sua maioria bentônica, embora existam espécies como a *Globigerina* e os gêneros relacionados a ela que são formas planctônicas comuns, além de outras espécies também de vida sésseis (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005). Os primeiros registros de foraminíferos datam da década de 1950 com trabalhos de Petri (p.e. 1952, 1957) que descreveu 75 espécies para a Formação Pirabas como, por exemplo, *Peneroplis carinatus*. Posteriormente, na década de 1980, houve um acréscimo de mais 87 espécies descritas por Fernandes (1984 apud RAMOS et al., 2004), incluindo descrições de novas espécies como *Globorotalia opima*.

Os ostracodes são minúsculos microcrustáceos que são encontrados tanto em ambientes marinhos quanto de água doce. São artrópodes envoltos em uma carapaça bivalve, embora aparentem moluscos bivalves. Sua nutrição abrange alimentação suspensívora, carnívora, herbívora e detritívora. O registro fóssil é contínuo desde o Período Cambriano, sendo o mais abundante entre os crustáceos (RUPPERT; FOX; BARNES, 2005). Os primeiros estudos desse grupo na Formação Pirabas foram realizados por Macedo (1970 apud RAMOS et al., 2004; MACEDO, 1971, 1973), seguido de Távora (1992 apud RAMOS et al., 2004; TÁVORA, 1994, 1998).

Por fim, microfósseis como nanofósseis calcários, diatomáceas cêntricas e escleritos de octocorais, ainda que menos frequentes, possuem também importância científica equivalente aos foraminíferos e ostracodes (RAMOS et al., 2004). Os primeiros registros de nanofósseis calcários na Formação Pirabas ocorreram no início da década de 1980 quando foi registrado o Gênero *Discoaster* no município de Irituia, Pará (QUADROS; FERNANDES, 1982) e continuou, na década de 1990, com outros estudos realizados por Concheyro e Távora (1992) e Shimabukuro e Ferreira (1996). Os escleritos de octocorais foram registrados na Formação por Távora, Castro e Medeiros (1997), em que os autores reportaram espécimes da Família Paramuriceidae, no município de Maracanã. Já as diatomáceas cêntricas tiveram seus registros realizados por Távora e Costa (2003), através do Gênero *Coscinodiscus*, no município de Quatipuru.

Figura 3- Exemplos de invertebrados da Formação Pirabas. A) Esponjas calcárias (Porífero). Escala: 1cm; B) *Lunulites pirabicus* (Briozoário) Escala: 0,5cm; C) *Flabellum walesi* (Cnidário) Escala: 1cm; D) *Trachycardium pessoae* (Bivalve). Escala: 1cm; E) *Turbinella tuberculata* (Gastrópode). Escala: 1cm; F) *Dentalium paulini* (Esfafópode). Escala: 1cm; G) *Portunus ateuicutilis* (Crustáceo decápode). Escala: 1cm; H) *Megabalanus tintinnabulum* (Cirrípedes). Escala: 1cm; I) *Clypeaster paulinoi* (Equinodermo bolacha-da-praia). Escala: 1cm; J) *Phyllacanthus priscus* (Equinodermo ouriço-do-mar). Escala: 1cm. K) *Pullenia quinqueloba* (Foraminifero bentônico). Escala: 100 μ m; L) *Globorotalia opima* (Foraminifero planctônico). Escala: 100 μ m; M) *Quadracythere brachypigaia* (Ostracode). Escala: 100 μ m; N) *Coccolithus miopelagicus* (Nanofóssil calcário). Escala: 10 μ m; O) *Coscinodiscus* sp. (Diatomácea). Escala: 0,2mm.



Fonte: Modificado de Ramos et al. (2004) e Távora et al. (2004).

4.3.2 Paleovertebrados

A paleofauna de vertebrados da Formação Pirabas tem recebido uma maior atenção nas últimas décadas e, embora menos frequente em relação aos paleoinvertebrados e microfósseis desta unidade, apresentam a particularidade de serem mais representativos nos diferentes nichos ecológicos, residindo nos peixes ósseos e elasmobrânquios o maior número de espécies e abundância no registro fóssil. Exceto pela ausência de registros de anfíbios, o subfilo Vertebrata presente na Formação Pirabas é importante por incluir os principais grupos de vertebrados marinhos, a saber: peixes ósseos (Figura 4A) e cartilagosos (Figuras 4B,C), répteis (Figuras 4D,E), aves e mamíferos aquáticos (Figura 4F) (COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004).

Os peixes cartilagosos aparecem pela primeira vez no registro fóssil no final do Período Siluriano e são distinguidos por um endoesqueleto cartilaginoso. São animais que nadam livremente pela coluna d'água, embora raias sejam adaptadas também à vida bentônica. Sua alimentação é ampla, existindo espécies carnívoras e aquelas que se alimentam de plânctons (POUGH; JANIS; HEISER, 2003).

Os primeiros registros fósseis de peixes ósseos são conhecidos do final do Período Siluriano a partir de fragmentos ósseos desses. No meio do Devoniano, sofreram uma grande radiação que gerou dois grandes grupos: os Actinopterygii, representados pelos peixes com nadadeiras raiadas; e os Sarcopterygii, peixes com nadadeiras lobadas (incluindo os Actinistia, peixes pulmonados e, mais estritamente, os tetrápodes). Os peixes ósseos habitam todos os ambientes aquáticos da superfície da Terra, inclusive possuindo espécies adaptadas a habitats muito especializados como grandes profundidades oceânicas e os recifes de corais. No mar, vivem tanto em zonas pelágicas quanto bentônicas (POUGH; JANIS; HEISER, 2003).

Levando-se em consideração os processos tafonômicos, o registro fóssil da ictiofauna da Formação Pirabas está representada por peixes ósseos e cartilagosos (tubarões e raias), em que os peixes ósseos perfazem em torno de 24%; tubarões, 57%; e raias, 19% (COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004). São típicos de mares tropicais e foram descritos inicialmente nas décadas de 1960 e início de 1970 por Santos e Travassos (1960) e Santos e Salgado (1971). Os autores descreveram, à época, 69 espécimes em que foram identificadas 12 espécies de tubarões distribuídas em 5 Famílias, 4 Gêneros de raias distribuídas em 2 Famílias e 4 Famílias atribuídas a peixes ósseos. Dentre as descrições, por exemplo, estão incluídos tubarões,

como a espécie *Carcharhinus ackermanii*; raias, como o Gênero *Myliobatis*, que são as mais encontradas na unidade, com cerca de 70% do material tombado no Acervo de Paleontologia do Museu Paraense Emílio Goeldi (COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004); e a espécie *Diodon ferreirai*.

A comunidade de peixes esta representada também a partir de estudos em otólitos e ictiólitos. Aguilera et al. (2014) identificou através dos otólitos 38 espécies típicas de ambientes marinhos rasos. Destes, 18 espécies foram tidas como novos registros. Os ictiólitos são restos esqueléticos microscópicos de peixes que incluem principalmente dentes e escamas. Esses microfósseis possuem grande importância por fornecerem dados que auxiliam em reconstruções paleontológicas (COSTA, 2011; HELMS; RIEDEL, 1971). Assim, Costa (2011) identificou através dos ictiólitos algumas famílias de peixes ósseos e cartilagosos como, por exemplo, a Família Carcharhinidae e Família Dasyatidae, respectivamente, famílias de tubarões e raias; e a Família Characidae e Família Sparidae, famílias de peixes ósseos, em que a Família Characidae, registro inédito à época de peixes exclusivamente de ambientes dulcícolas, permitiu a autora inferir a influência estuarina para a Formação Pirabas. A maioria dos gêneros registrados para a Unidade apresenta distribuição em ambientes com diferentes salinidades (vide Anexos A, B e C).

Répteis e aves possuem registros mais secundários na Formação Pirabas, tendo suas primeiras referências também datadas da década de 1960 quando Ackermann (1964) relatou a presença de aves, quelônios e crocodilianos. Nas aves, os registros desses táxons foram feitos a partir de uma pena e parte de osso pneumático. Os répteis crocodilianos foram reconhecidos a partir de corpo vertebral, fragmento de mandíbula e coprólitos (ACKERMANN, 1964; COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004; TOLEDO et al., 1997). Já os quelônios foram posteriormente estudados por Campos e Broin (1981) a partir de diversos fragmentos que incluem placas periféricas coletadas no município de Capanema. No entanto, devido ao material de répteis e aves estarem muito fragmentados, uma identificação mais acurada é obscura.

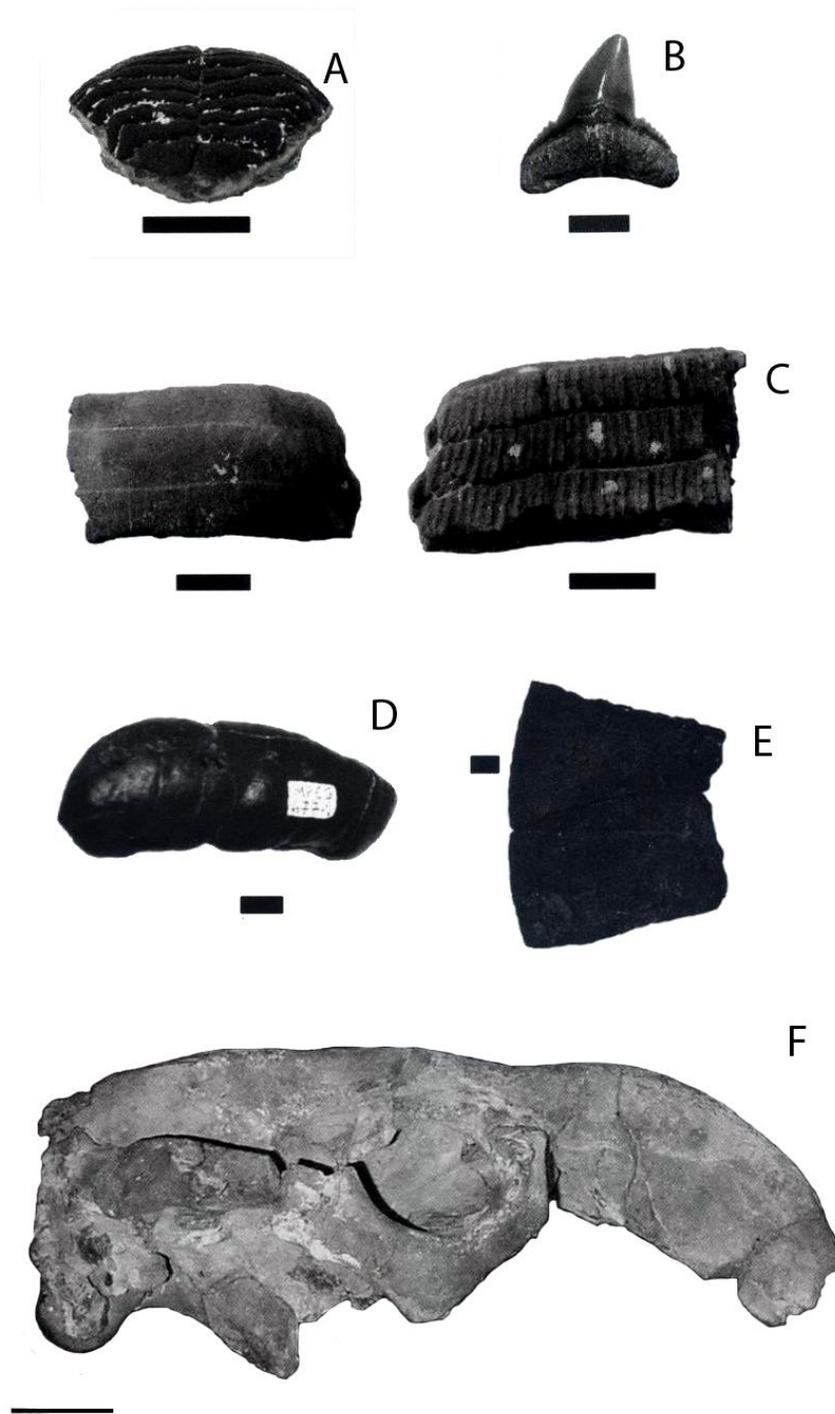
Os répteis da Formação Pirabas incluem grupos como os Testudines (representados, na natureza, por jabutis e tartarugas) e crocodilianos, por exemplo. Os quelônios são Testudines aquáticos com carapaças baixas que oferecem pouca resistência ao deslocamento na água, sendo conhecidos através de fósseis do Período Triássico. Habitam regiões oceânicas tropicais e temperadas (POUGH; JANIS; HEISER, 2003). Os crocodilianos são animais carnívoros que

surgiram no Período Triássico e eram terrestres, entretanto, tornaram-se animais semi-aquáticos após esse Período (POUGH; JANIS; HEISER, 2003).

Os mamíferos registrados na Formação Pirabas estão representados pelos sirênios, herbívoros de vida aquática identificados para a Unidade por Paula Couto na segunda metade da década de 1960 (PAULA-COUTO, 1967). Domning e Toledo deram continuidade no final da década de 1980 e fizeram importantes considerações a respeito dos sirênios, o que incluiu revalidação de subfamília (DOMNING, 1989a,b; TOLEDO, 1989; TOLEDO; DOMNING, 1989).

Os sirênios são mamíferos aquáticos e herbívoros que tiveram origem no Paleógeno. Estes animais presentes na Formação Pirabas não são endêmicos da área e estão compostos por uma espécie e dois gêneros da Família Dugongidae: *Dioplotherium allisoni*, cf. *Rytiodus* e cf. *Metaxytherium*, em que o Gênero *Dioplotherium* é o mais abundante com mais de 90% dos registros para a Formação miocênica brasileira. Os gêneros estão representados por corpos vertebrais, costelas e um sínclânio de um espécime de *Dioplotherium allisoni* (COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004).

Figura 4- Exemplos de vertebrados da Formação Pirabas. A) *Diodon ferreirai* (peixe ósseo). Escala: 1cm; B) *Carcharhinus ackermanii* (Tubarão). Escala: 1cm; C) *Myliobatis* sp. (Raia. esq.= vista oclusal; dir.= raiz). Escala: 1cm; D) Coprólito de crocodiliano (fezes fossilizadas de réptil). Escala: 1cm; E) Placa periférica de testudines (tartaruga). Escala: 1cm; F) *Dioplotherium* cf. *D.allisoni* (Sirênio). Escala: 5cm.

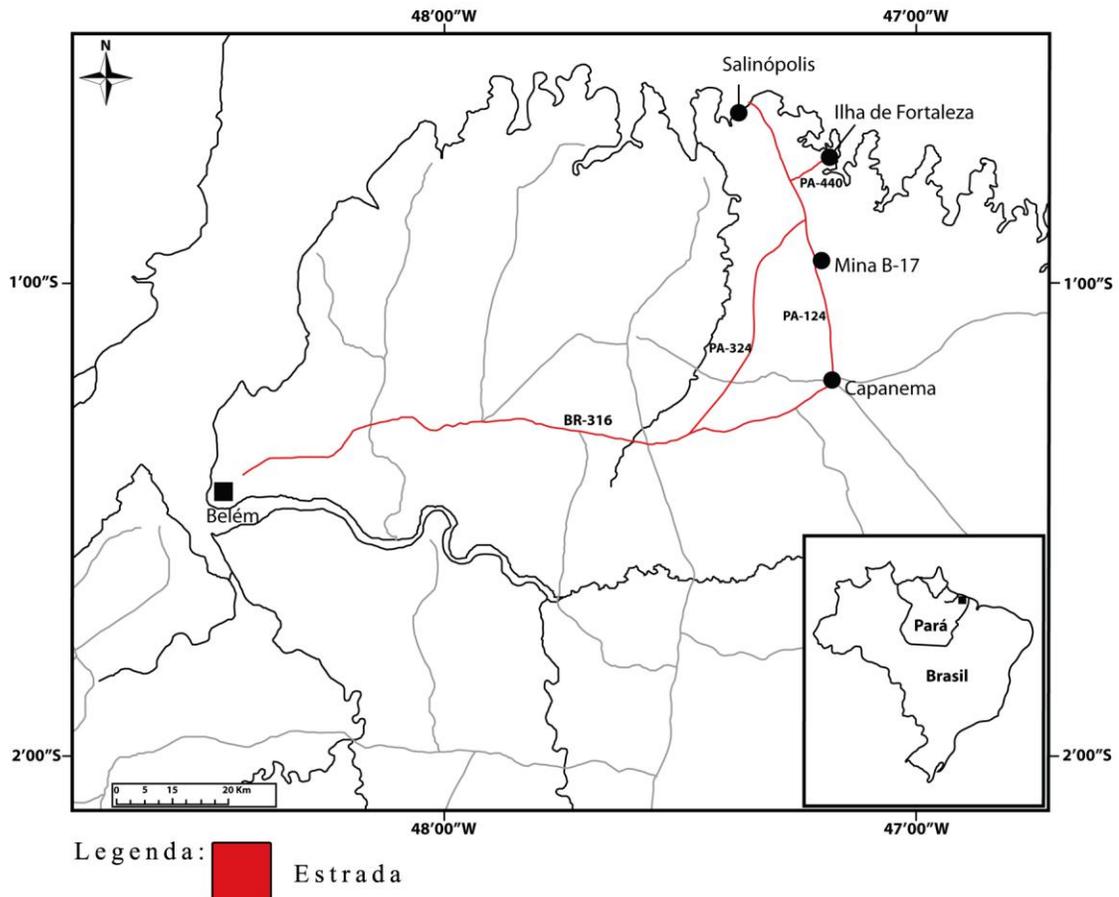


Fonte: Modificado de Costa, Toledo e Moraes-Santos (2004).

4.4 Localização das áreas de estudo

Para este estudo de inferência paleoambiental no nordeste da Amazônia Oriental, foram selecionadas as cidades de Capanema, São João de Pirabas e Salinópolis (Figura 5). A primeira cidade pertence à microrregião bragantina e as duas últimas, microrregião do salgado. O motivo da escolha deve-se ao fato de serem cidades próximas, estando em microrregiões vizinhas, facilitando a logística; por serem cidades litorâneas ou próximas do litoral do nordeste do Pará e que, durante os seus históricos geológicos, passaram por diversos ciclos deposicionais, refletindo, também, na composição isotópica de carbono e oxigênio presente no sedimento carbonático, além de possuírem grande representatividade fossilífera em superfície (Ilha de Fortaleza e Salinópolis) e subsuperfície (Capanema). As campanhas de campo foram realizadas nas localidades Mina B-17 (Capanema), Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza/São João de Pirabas) e Praia do Atalaia (Salinópolis).

Figura 5- Mapa de localização das áreas estudadas: Ilha de Fortaleza, Salinópolis e Capanema.



Fonte: Modificado de Costa (2011).

4.4.1 Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza)

A Ilha de Fortaleza (Latitude 0° 41' 43" S, Longitude 47° 10' 23" W) apresenta uma das mais expressivas ocorrências do Cenozóico marinho brasileiro e é considerado com a seção tipo da Formação Pirabas e o limite sul da província paleobiogeográfica Caribeana (TÁVORA; FERNANDES; FERREIRA, 2002a). Esta ilha, cujos afloramentos foram descobertos por Ferreira Penna (1876), é parte integrante da lista dos sítios paleontológicos brasileiros (SIGEP 046) e localiza-se dentro dos limites do Município de São João de Pirabas, zona fisiográfica do Salgado, nordeste do Estado do Pará.

O acesso a esta ilha é possível por via terrestre, ligando Belém a Capanema, pela rodovia federal BR-316, seguindo posteriormente para o Norte, através da rodovia estadual PA-124, no sentido Capanema/Salinópolis. Nesta rodovia, há um trevo e, a partir dela, desloca-se por 12 Km até chegar a uma outra rodovia estadual, a PA-440, estendendo-se, finalmente, até a cidade de São João de Pirabas. Da cidade à Ilha de Fortaleza, é necessário deslocar-se através de barco pela baía de Pirabas durante a maré vazante, pois os afloramentos ficam expostos durante o nível mais baixo da maré (TÁVORA; FERNANDES; FERREIRA, 2002a). A Ilha de Fortaleza apresenta duas localidades diferentes com afloramentos da Fm. Pirabas e que estão separadas entre si por cerca de 2 Km: Ponta do Castelo, ao norte, e Ponta da Fazenda, ao sudeste. As amostras são oriundas dos afloramentos encontrados na localidade Ponta do Castelo (Figura 6).

Figura 6- Afloramento da Formação Pirabas na localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza/São João de Pirabas).



Fonte: Do autor.

4.4.2 Mina B-17 (Capanema)

Em Capanema, as amostras são oriundas a partir de mina a céu aberto, utilizada para exploração de calcário pela empresa CIBRASA S/A. A mina selecionada para este trabalho é a B-17 (Latitude $1^{\circ} 2' 47''$ S, Longitude $47^{\circ} 9' 26''$ W), pois possui grande representatividade vertical dos depósitos da Formação Pirabas no norte do Brasil, sendo atualmente, a sua maior área de ocorrência, de acordo com Távora, Silveira e Milhomem Neto (2007). A mina, parte integrante da lista dos sítios paleontológicos brasileiros (SIGEP 121), localiza-se no município de Capanema, Zona Fisiográfica Bragantina, Nordeste do Estado do Pará, sendo que as atividades exploratórias visando à fabricação de cimentos e fertilizantes iniciaram-se em 1996.

O acesso à mina ocorre pela rodovia BR-316, ligando Belém a Capanema, seguindo-se depois para o norte, através da rodovia PA-124, ligando Capanema a Salinópolis. Posteriormente, segue-se para leste, no quilômetro 17, por ramal sem pavimentação e com aproximadamente 7Km até chegar à Mina B-17 (Figura 7). A frente de lavra apresenta exposições com alturas que atingem cerca de 20 metros. Fato este se deve as várias décadas de avanço de prospecção que pode ser seguida lateralmente por vários metros.

Figura 7- Frente de lavra da localidade Mina B-17 (Capanema) da Formação Pirabas.



Fonte: Do autor.

4.4.3 Praia do Atalaia (Salinópolis)

A cidade de Salinópolis (Latitude $0^{\circ} 36' 5''$ S, Longitude $47^{\circ} 18' 48''$ W) está localizada na zona fisiográfica do Salgado, nordeste do Estado do Pará, e seu acesso é possível por via terrestre, ligando Belém a Santa Maria do Pará, pela rodovia federal BR-316. Posteriormente, desloca-se pela rodovia estadual PA-324 por cerca de 63 Km até a rotatória que liga à outra rodovia estadual, a PA-124, para finalmente chegar à cidade de Salinópolis. A coleta de material

ocorre durante a maré vazante, pois os afloramentos somente ficam expostos durante o nível mais baixo desta. As amostras são oriundas dos afloramentos encontrados na praia do Atalaia (Figura 8).

Figura 8- Afloramento da Formação Pirabas na localidade praia do Atalaia (Salinópolis).



Fonte: Do autor.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Coleta e análise de dados para análise de predominância de paleoambiente

O material e os dados apresentados para este estudo, referente à Formação Pirabas, são provenientes a partir de literatura especializada e publicada (p.e. BEURLLEN, 1958ab; BRITO, 1971, 1972, 1977; FERNANDES, 1981; MARTINS-NETO, 2001; MAURY, 1925; PAULACOUTO, 1967; PETRI, 1954, 1957; SANTOS, 1958, 1967; SANTOS; SALGADO, 1971; SANTOS; TRAVASSOS, 1960; TOLEDO; DOMNING, 1989; WHITE, 1887). Isto é, os dados são uma grande variedade de registros de invertebrados e vertebrados da paleofauna miocênica como briozoários, cnidários, moluscos, crustáceos decápodes, peixes e sirênios oriundos de três locais de ocorrência da Formação Pirabas dos 27 que foram compilados por Távora, Santos e Araújo (2010). Foi adotado como padrão o nível taxonômico genérico por poder ser utilizado com confiança, pois evita tendenciamentos e incertezas de nomenclatura na amostragem (AGUILERA; PÁES, 2012). Entretanto, neste estudo, há uma exceção de nível taxonômico: a Família Characidae. O motivo da inclusão deste nível é o fato de os táxons que compõem esta Família pertencerem exclusivamente ao ambiente de água doce.

5.1.1 Tratamento estatístico e matriz de dados

Estes táxons foram organizados em uma matriz binária de dados para calcular Índices de Diversidade, Similaridade e Análise de Correspondência relacionando os táxons registrados em cada localidade de coleta e seus principais ambientes de ocorrência na Formação Pirabas, distribuídos em: marinho/costeiro, lagunar, estuarino e fluvial. O *software* utilizado para os cálculos foi o R, versão 3.1.1., e os ambientes identificados para cada táxon foram seguidos de acordo com os ambientes registrados em sites de banco de dados *on line* específicos como o *Fishbase* (FROESE; PAULY, 2014) e *Fossilworks* (BEHRENSMEYER; TURNER, 2013). A matriz de dados binários inclui 178 táxons, sendo 177 Gêneros e 1 Família, distribuídos em três localidades de coleta, como mencionado acima (Anexos A, B e C). Deste total, atualmente, 154 táxons não estão extintos e 24 estão extintos.

Inicialmente, foi realizado um estudo para se caracterizar a diversidade biológica dos táxons fossilizados registrados para Ilha de Fortaleza, Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis, a fim

de verificar o quão as paleocomunidades diferem entre si nos paleoambientes estudados para cada área de estudo selecionada. Por outro lado, os índices de similaridade são calculados com o objetivo de se avaliar o quanto duas comunidades têm em comum, em termos de espécies/gêneros encontradas. Os índices que medem a diversidade, como a de Shannon, revelam a homogeneidade, quando são consideradas as abundâncias das espécies/gêneros na amostra. Outros índices, como de Simpson, são fortemente influenciados pelas espécies/gêneros dominantes.

A diversidade avaliada pelo índice de diversidade de Shannon mede o grau de incerteza em prever a que gênero pertencerá um indivíduo escolhido, ao acaso, de uma amostra com S gêneros e N indivíduos. Quanto menor o valor do índice de Shannon, menor o grau de incerteza e, portanto, a diversidade da amostra é baixa. A diversidade tende a ser mais alta quanto maior o valor do índice. O índice de Shannon-Weaver (H'), calculado segundo Ludwig e Reynolds (1988), como

$$H = \sum_{i=1}^S [p_i \ln(p_i)] \quad (4)$$

em que $p_i = \frac{n_i}{N}$ é a proporção de cada gênero, para i variando de 1 a S, n_i é número de indivíduos do gênero i , N é total de indivíduos amostrados e S o número total de gêneros na comunidade.

O Índice de Simpson é um índice de dominância e reflete a probabilidade de dois indivíduos escolhidos ao acaso na comunidade pertencerem ao mesmo gênero. Varia de 0 a 1 e quanto mais alto for, maior a probabilidade de os indivíduos serem do mesmo gênero, ou seja, maior a dominância e menor a diversidade. É calculado como

$$D = \sum_{i=1}^S p_i^2 \quad (5)$$

A quantificação da similaridade biológica entre as áreas de estudo, foi realizada através do Índice de Similaridade de Sorensen (ISS), que, segundo Brower e Zar (1984), considera os gêneros comuns entre duas áreas, é dado por:

$$ISS = \frac{2c}{S_1 + S_2} \quad (6)$$

em que c é o número de gêneros comuns nas duas áreas, S_1 é o número de gêneros da área A e S_2 é o número de gêneros da área B.

Para o estudo da relação entre as localidades de coleta (Ilha de Fortaleza, Mina B-17 e Salinópolis) e seus principais ambientes de ocorrência na Formação Pirabas (marinho/costeiro, lagunar, estuarino e fluvial) foi utilizado a Análise de Correspondência (BENZECCI, 1973ab). Como na Análise de Componentes Principais (ACP), a idéia principal na Análise de Correspondência (AC) é reduzir a dimensionalidade de uma matriz de dados e visualizá-la em um subespaço de baixa dimensionalidade, em geral, duas ou três dimensões. Entretanto, os dados de interesse na Análise de Correspondência (AC) são, geralmente, apresentados em uma tabela de contingência (frequências). Neste caso, deseja estudar as relações entre as categorias “locais de coleta” e os ambientes “marinho/costeiro”, “lagunar”, “estuário” e “fluvial”, representadas em uma tabela de contingência. Esta análise, basicamente, converte uma matriz de dados não negativos em um tipo particular de representação gráfica em que as linhas e colunas da matriz são simultaneamente representadas em dimensão reduzida, isto é, por pontos no gráfico. A Análise de Correspondência (AC) mostra como as variáveis dispostas em linhas e colunas estão relacionadas e não somente se a relação existe, ou seja, mostra a relação entre as categorias das variáveis. Para avaliar a significância das relações observadas entre as categorias pode-se utilizar a análise de resíduos (padronizados) da tabela de contingência (PEREIRA, 1999). A fórmula, neste caso, é dada por:

$$Z_{res} = \frac{O-E}{\sqrt{E} \sqrt{\left(1-\frac{TC}{TG}\right)\left(1-\frac{TL}{TG}\right)}}$$

(7)

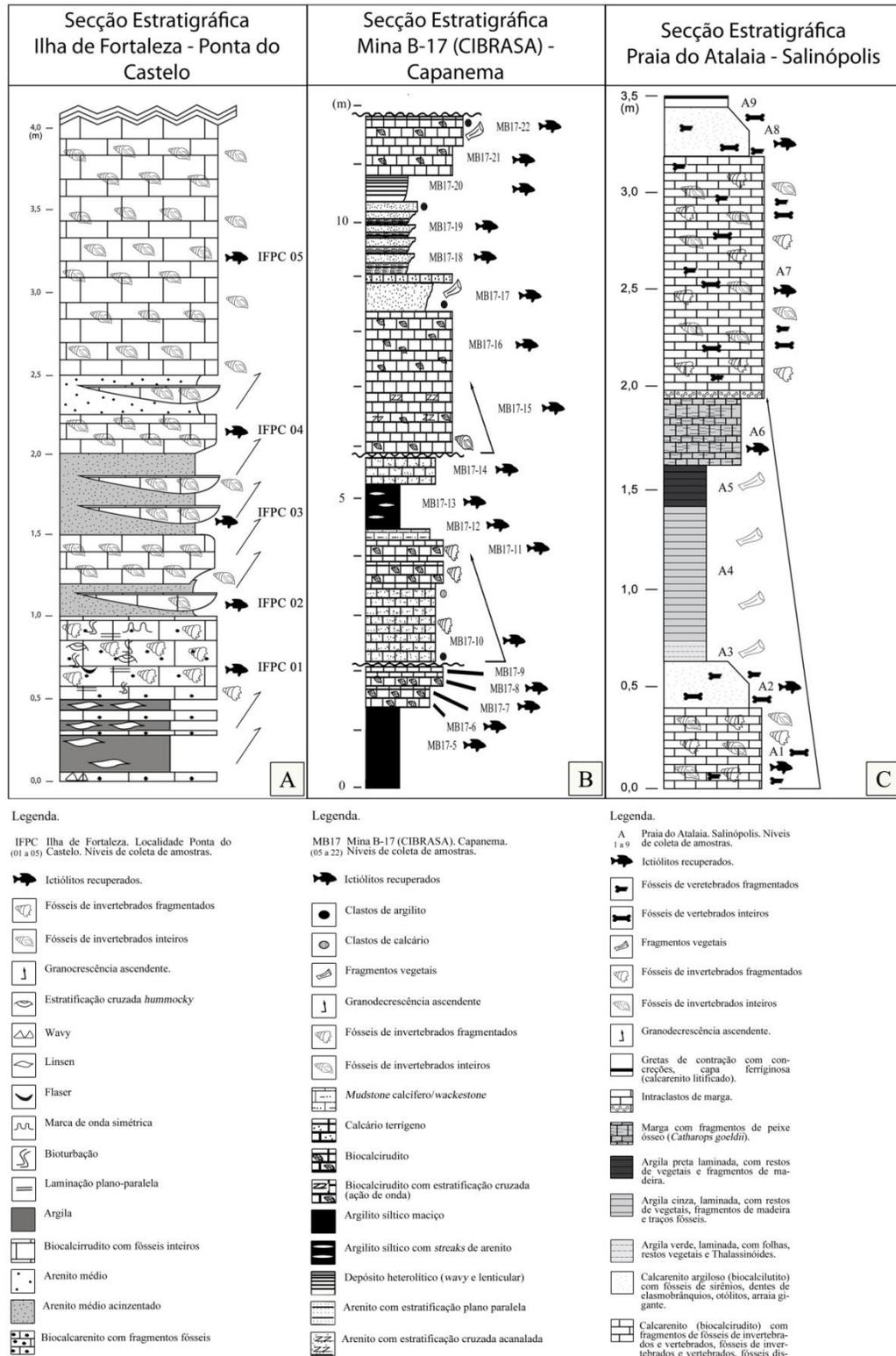
5.2 Coleta e análise de dados de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) para inferência paleoambiental

Para o estudo de inferências paleoambientais, foram realizadas análises de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em rocha total de carbonatos. O método envolveu a utilização de amostras de sedimentos calcários dos níveis estratigráficos de três perfis da Formação Pirabas. Estes perfis estratigráficos são a partir de três localidades: Ponta do Castelo, na Ilha de Fortaleza; Mina B-17, em Capanema; e praia do Atalaia, em Salinópolis (Figura 9).

Vale ressaltar que devido às análises isotópicas em rocha total representarem um valor médio entre os carbonatos produzidos no meio marinho, podendo ainda estar alterado por processos diagenéticos, não apresentam a mesma precisão de análises realizadas, por exemplo, em carapaças de organismos, exigindo cuidado no seu uso (AZEVEDO; RODRIGUES; TAKAKI, 1997). Entretanto, estudos em outras bacias sedimentares demonstraram que as respostas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ podem ser consistentes e viáveis para a utilização em estratigrafia e interpretação paleoambiental (AZEVEDO, 1995; RODRIGUES, 1978; RODRIGUES; TAKAKI, 1987; SHACKLETON; HALL, 1995; TAKAKI, 1984; TAKAKI; RODRIGUES, 1986).

Visto que os depósitos da Formação Pirabas evoluem, da base ao topo, de carbonático a misto carbonático/siliciclástico (COSTA, 2011; ROSSETTI; GÓES, 2004b), foram utilizados majoritariamente na análise os níveis carbonáticos ou aqueles com mínima mistura siliciclástica na composição da rocha. Os níveis selecionados são: A) Ponta do Castelo (São João de Pirabas) – IFPC 02, IFPC 03, IFPC 04 e IFPC 05; B) Mina B-17 (Capanema) – MB17-06, MB17-07, MB17-08, MB17-11, MB17-16 e MB17-21; e Praia do Atalaia (Salinópolis) – A1 e A7.

Figura 9- Perfis estratigráficos das localidades estudadas com os níveis amostrados. A) Ponta do Castelo (São João de Pirabas) – IFPC 02, IFPC 03, IFPC 04 e IFPC 05; B) Mina B-17 (Capanema) – MB17-06, MB17-07, MB17-08, MB17-11, MB17-16 e MB17-21; e C) Praia do Atalaia (Salinópolis) – A1 e A7.



Fonte: Do autor, exceto Perfil B modificado de Costa (2011).

As amostras foram maceradas em gral de ágata e foram armazenadas, pelo menos, 0,5 mg (500 µg) de sedimento em pó de cada nível carbonático dos perfis em questão, em *vials* (ampolas) de vidro, com o auxílio de finas espátulas. Os *vials* contendo amostras foram então levados para as análises de isótopos estáveis de oxigênio e carbono. Cada nível amostrado representa um episódio de deposição distinto, refletindo em intervalos temporais, também, distintos. Desta maneira, pretende-se obter um registro o mais contínuo possível.

As amostras foram analisadas no laboratório de isótopos estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGEO) do IGc/USP, com a utilização de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo DeltaPlus Advantage (Thermo Finnigan). O princípio básico dos procedimentos analíticos para a obtenção das razões dos isótopos de O e C consiste na extração do dióxido de carbono (CO₂) contido no CaCO₃ da calcita a partir da hidrólise ácida com H₃PO₄. A medição dos isótopos O e C é realizada a partir do espectro de massas das moléculas de CO₂. A reação para produção de CO₂ é iniciada logo após gotejamento de ácido fosfórico (H₃PO₄) sobre amostras de CaCO₃ em um reator sob temperatura controlada a 72°C. Após a dissolução do CaCO₃ o dióxido de carbono liberado é arrastado dos *vials* através de um fluxo de Hélio para o acessório tipo Finnigan Gas Bench, de onde é separado do vapor d'água dentre outros gases, por um sistema de cromatografia gasosa, tudo dentro de um sistema com operação automatizada.

No interior do espectrômetro, um sistema composto por triplo coletor de O/C realiza a determinação das razões isotópicas do CO₂ através de uma fonte iônica, em que a precisão analítica é melhor que ± 0.08 ‰ para os valores das razões isotópicas de ¹³C/¹²C e ± 0.1 ‰ para os valores de ¹⁸O/¹⁶O para as amostras contendo, no mínimo, 100 µg de carbonato de cálcio.

Como exposto no referencial teórico, a composição isotópica do oxigênio e carbono em uma amostra é reportada em termos da diferença entre a razão ¹⁸O/¹⁶O e ¹³C/¹²C da amostra e um padrão de referência (equações 8 e 9), onde o valor resultante delta (δ) é expresso em partes por mil (‰) de acordo com as equações 10 e 11, abaixo (BRADLEY, 1985), facilitando a leitura e interpretação das razões entre os isótopos estáveis. A referência utilizada trata-se de uma amostra padrão reconhecida internacionalmente. No caso, o padrão utilizado pelo (LIE-CPGEO) do IGc/USP é o padrão para rocha carbonática VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*). Ao todo, foram analisadas sequencialmente 12 amostras, referentes aos níveis, de rocha carbonática por vez.

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{amostra} - (^{18}O/^{16}O)_{padr\~{a}o}}{(^{18}O/^{16}O)_{padr\~{a}o}} \quad (8)$$

que simplificando pode ser escrito como:

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{amostra}}{(^{18}O/^{16}O)_{padr\~{a}o}} - 1 \quad (9)$$

$$^{18}O (\text{‰}) = [(^{18}O/^{16}O)_{amostra} / (^{18}O/^{16}O)_{padr\~{a}o} - 1] \times 1000 \quad (10)$$

$$^{13}C (\text{‰}) = [(^{13}C/^{12}C)_{amostra} / (^{13}C/^{12}C)_{padr\~{a}o} - 1] \times 1000 \quad (11)$$

Após a obtenção das composições isotópicas de oxigênio e carbono, foi realizada uma correlação dessas razões isotópicas de cada nível calcário amostrado com seus respectivos ciclos deposicionais, a fim de verificar se houve alteração ou não na composição isotópica do oxigênio e carbono à medida que cada ciclo deposicional foi ocorrendo nos perfis das três localidades, refletindo intervalos temporais distintos relacionados às transgressões e regressões marinhas.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Análise de diversidade, dominância e similaridade para a paleofauna da Formação Pirabas

A tabela 1 apresenta o número total de táxons identificados para cada ambiente estudado da Formação Pirabas, nos locais de coleta, baseado nos Anexos A, B e C. A maior ocorrência de táxons foi encontrada na Ilha de Fortaleza e no ambiente marinho/costeiro. Observa-se que na localidade Mina-B17 (Capanema) e no ambiente fluvial foram encontrados a menor ocorrência de táxons.

Tabela 1- Tabela de contingência (frequências) com a ocorrência de táxons identificados para cada ambiente estudado da Formação Pirabas nos locais de coleta.

Locais de Coleta	Mar/Cost	Lagunar	Estuário	Fluvial	Total
I. Fortaleza	164	106	73	17	360
Mina B-17	86	59	45	11	201
Salinópolis	97	65	48	11	221
Total	347	230	166	39	782

Os índices de Shannon obtidos foram 5,007; 4,487 e 4,381 para as localidades de Ilha de Fortaleza, Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis, respectivamente. Os índices de Simpson foram 0,007; 0,013 e 0,012 para Ilha de Fortaleza, Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis, respectivamente. Observa-se, portanto, que a Ilha de Fortaleza apresenta maior diversidade de táxons registrados e menor dominância destes em relação à Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis que apresentam uma menor diversidade e maior dominância com índices próximos um ao outro.

Para as áreas de Ilha de Fortaleza e Mina B-17 (Capanema), Ilha de Fortaleza e Salinópolis e Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis foram encontradas 66, 73 e 75 táxons em comum, respectivamente, de um total de 164, 87 e 97 táxons nas localidades de Ilha de Fortaleza, Mina-B17 (Capanema) e Salinópolis, respectivamente. O índice de Sorensen, que mede a similaridade, foi de 52,59% para Ilha de Fortaleza e Mina B-17 (Capanema); 55,94% para Ilha de Fortaleza e Salinópolis e 81,52% para Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis. Portanto, Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis apresenta alta similaridade em relação aos táxons observados.

A análise dos dados acima mencionados infere que o alto índice de Shannon aliado ao baixo índice de Simpson obtido para a Ilha de Fortaleza (5,007 e 0,007, respectivamente) em relação às localidades de Capanema (4,487 e 0,013, respectivamente) e Salinópolis (4,381 e 0,012, respectivamente), pode estar relacionado ao fato da Ilha de Fortaleza apresentar um ambiente predominantemente de depósitos mais costeiro plataformar (plataforma externa) em relação à Capanema e Salinópolis, ligados mais a ambientes restritivos como laguna e estuário (vide Figura 11 no próximo subtópico). Ao contrário de ambientes mais restritos, como estuários, por exemplo, ambientes nas margens continentais apresentam alta produtividade, podendo estar relacionado com a grande diversidade de táxons registrados para esse ambiente na Formação Pirabas (WALKER; WOOD, 2005).

Depósitos de plataforma externa são ricos em espécies de protistas, como foraminíferos bentônicos e planctônicos; de invertebrados como bivalves, gastrópodes, ostracodes, equinodermatas, celenterados, cefalópodes e briozoários; algas; e fragmentos e dentes de peixes ósseos e cartilagosos que também são encontrados dispersos nesses estratos. Ambientes como laguna/plataforma restrita, por exemplo, geralmente apresentam um menor registro de táxons em relação aos de plataforma externa, estando representados mais abundantemente por restos de vertebrados em alguns horizontes estratigráficos (ROSSETTI; GÓES, 2004b). Portanto, o valor de 81,52% indicado pela análise de similaridade entre a Mina B-17 (Capanema) e Salinópolis sugere estar mais ligado ao fato dessas duas localidades estarem relacionadas mais a ambientes restritos em relação à Ilha de Fortaleza, apresentando a quantidade de táxons registrados mais próximos um do outro, inclusive. Esta diversidade relativa está aparentemente refletida no número de táxons registrados para a Ilha de Fortaleza que é de 164 em relação a 87 e 97 táxons, respectivamente, para Mina B-17 e Salinópolis.

Diante desta verificação, todavia, há outros pontos a serem considerados em relação ao baixo número de táxons representados no registro fossilífero da Formação Pirabas em um sistema mais restrito, como lagunar ou estuarino. Um deles é a provável configuração morfológica desses ambientes na unidade. Costa (2011), por exemplo, sugere que um sistema estuarino apresentando barreiras de desembocadura com domínios de onda pode diminuir, em maior grau, o contato dos táxons com o ambiente oceânico, devido ao estabelecimento de barreira física. Ainda, há outros estudos que dão suporte que a tipologia do ambiente estuarino influencia diretamente a estrutura das comunidades de organismos que habitam este tipo de ambiente (FAIRBRIDGE, 1980;

HARRISON; WHITFIELD, 2006). Isso pode ter refletido diretamente nos dados gerados pelas análises estatísticas a partir do registro fossilífero.

Um segundo ponto a ser considerado é a influência dos ambientes deposicionais nos processos tafonômicos, pois a preservação da tafocenose está diretamente ligada aos processos deposicionais específicos para cada ambiente a ser estudado (HOLZ; SIMÕES, 2002). Segundo os autores, fatores sedimentológicos, pedogênicos, biogênicos e diagenéticos atuam na história de fossilização de um organismo e de seus vestígios vitais, como pegadas e rastros. Estes fatores influenciam na formação e preservação dos organismos, estando diretamente ligados à natureza constituinte deles. Isto foi levado em consideração por Costa (2011) quando analisou a abundância de ictiólitos da Formação Pirabas e constatou que havia diferenças significativas destes ao longo dos perfis estudados para a Mina B-17, em Capanema.

A terceira e última questão é o indubitável esforço de coleta e trabalhos na Ilha de Fortaleza, pois a mesma vem sendo estudada desde a sua descoberta, em 1876, antes mesmo de terem iniciado as pesquisas nas outras localidades. Ademais, esforços de coleta diferenciados foram aplicados para recuperação de fósseis e esse fato pode ter pesado na análise da matriz, o que pode ter gerado riqueza maior para determinada localidade, à exemplo de coletas de ictiólitos que possibilitaram registro de *Dasyatis* exclusivamente na mina B-17 (COSTA, 2011).

Na Formação Pirabas, embora uma parte dos táxons esteja extinto (Figura 10), incluindo também em mares tropicais atuais do sul da América do Norte, da América Central e região do Caribe, a maior diversidade registrada é em invertebrados. Esta paleofauna apresenta caracteres modernos que sugerem estreito parentesco com táxons atuais e correlação com outras Formações sincrônicas da província caribenha durante o Mioceno Inferior, portanto, existindo uma ancestralidade comum entre essas áreas. Isso sugere que o mar de Pirabas era geograficamente o limite sul da província caribenha durante o Mioceno, representando a etapa final da plataforma carbonática do centro-oeste do Atlântico no nordeste da América do Sul (AGUILERA et al., 2014; TÁVORA et al., 2004).

Gêneros de gastrópodes registrados para a Formação Pirabas como, por exemplo, *Architectonica*, *Crassispira*, *Conus*, *Crucibulum*, *Fasciolaria*, *Natica*, *Orthaulax* e *Strombus*, ocorrem também em outras Formações do Mioceno Inferior da região caribenha como Formação Baitoa (República Dominicana), Formação Brasso (Trinidad), Formação Cantaure (Venezuela), Formação Chipola (Flórida, EUA), Formação Culebra (Panamá), Formação Isidro (México),

Formação La Rosa (Venezuela) e Formação Moneague (Jamaica) (BEHRENSMEYER; TURNER, 2013; GARDNER, 1947; HENDY et al., 2008; HERTLEIN; JORDAN, 1927; HODSON, F.; HODSON, H.; HARRIS, 1927; JUNG, 1965, 1972; MANSFIELD, 1925; VOKES, H.; VOKES, E., 1968; WOODRING, 1957).

Esta correlação é registrada também em gêneros de bivalves, cefalópodes, decápodes (BEHRENSMEYER; TURNER, 2013; GARDNER, 1945, 1947; HENDY et al., 2008; HODSON, F.; HODSON, H.; HARRIS, 1927; JUNG, 1965; LANDAU; PETIT; SILVA, 2007; MACPHEE; ITURRALDE-VINENT; GAFFNEY, 2003; SANCHEZ-VILLAGRA et al., 2000; WOODRING, 1957). Bivalves como *Anadara*, *Anomia*, *Chlamys*, *Clementia* e *Trachycardium* apresentam registros sincrônicos nas Formações Baitoa (República Dominicana), Cantaure (Venezuela), Castillo (Venezuela), Chipola (Flórida, EUA), Culebra (Panamá), La Rosa (Venezuela), Lagunitas (Cuba) e Guajalote (México). O cefalópode *Aturia* apresenta registro na Formação Cantaure (Venezuela).

Gêneros de decápodes da Formação Pirabas como, por exemplo, *Callinectes*, *Euphylax*, *Necronectes*, *Panopeus*, *Parthenope*, *Portunus* e *Scylla*, ocorrem nas Formações Anguilla (Anguilla), Brasso (Trinidad), Castilla (Venezuela), Chattahoochee (Flórida, EUA), Chipola (Flórida, EUA), Lares (Porto Rico), Marks Head (Flórida, EUA), Montpelier (Jamaica), Parachucla (Flórida, EUA), Penney Farms (Flórida, EUA) e Thomonde (Haiti).

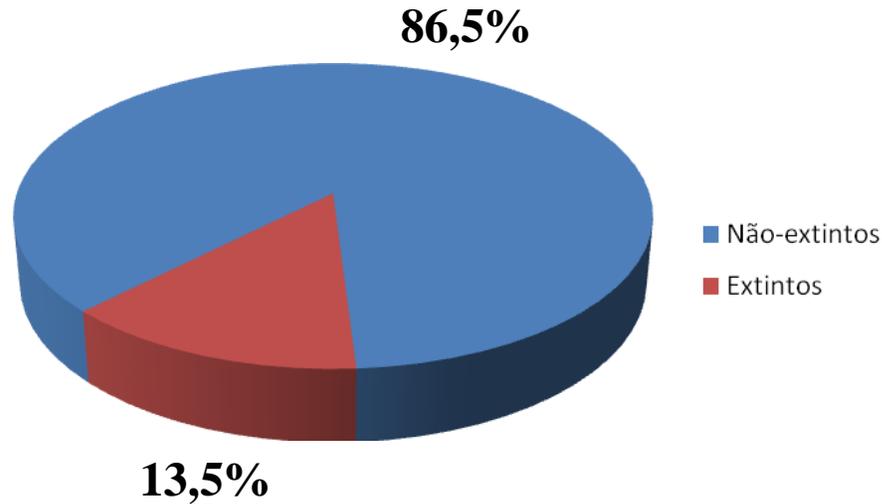
Este fato sugere que além da estreita similaridade faunística entre as unidades citadas acima, há um grau de endemismo reduzido, devido a grande dispersão desses táxons por toda a região caribena (COLLINS; PORTELL; DONOVAN, 2009; FERREIRA, 1980; TÁVORA et al., 2004). Entretanto, esta dispersão é atualmente diminuída através de várias barreiras físicas estabelecidas entre o Mioceno Médio e o Pleistoceno.

A paleofauna de vertebrados da Formação Pirabas apresenta também registro em outras Formações do Mioceno Inferior. Peixes dos gêneros *Carcharhinus* e *Sphyrna* e da Família Characidae, por exemplo, foram registrados nas Formações Isidro (México), Lagunitas (Cuba) e Castilletes (Colômbia), respectivamente (BEAL, 1948; BEHRENSMEYER; TURNER, 2013; MACPHEE; ITURRALDE-VINENT; GAFFNEY, 2003; MORENO et al., 2015).

Os ambientes das Formações na região caribena supracitada têm sido reportados como marinhos rasos, planície costeira, lagos, lagunas e estuários, representados por sedimentos como

calcários, argila e marga, por exemplo, análogos a Formação Pirabas que era também banhada pelos mares tropicais.

Figura 10- Distribuição entre táxons não-extintos e extintos da Formação Pirabas, baseado na listagem de Távora, Santos e Araújo (2010).

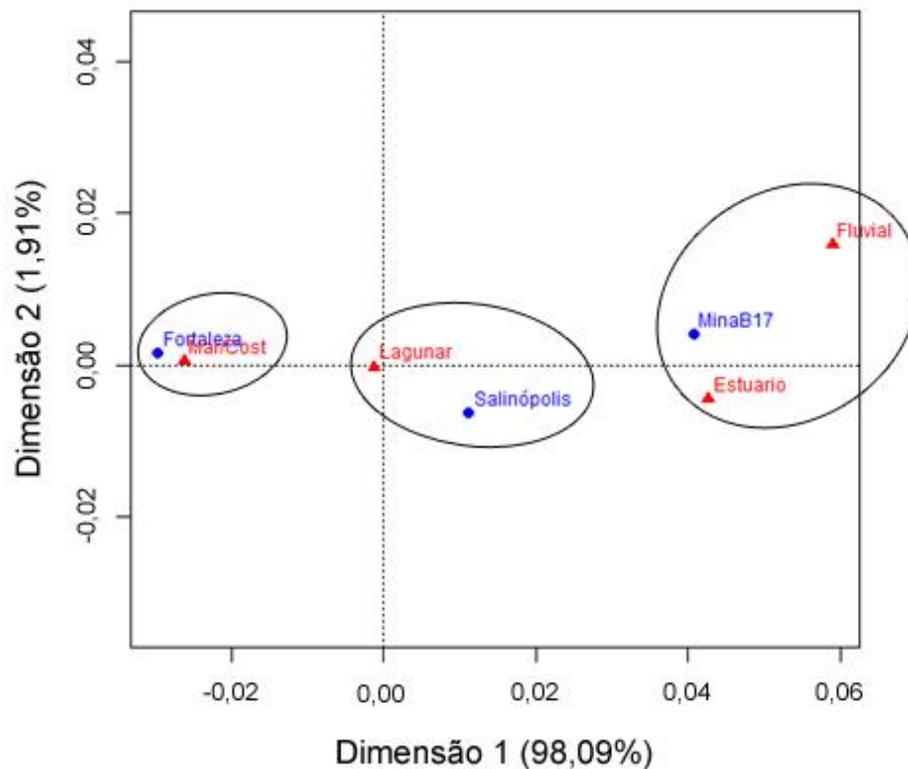


Fonte: Behrensmeyer e Turner (2013).

6.2 Análise de dados multivariados (Análise de Correspondência - AC) para inferir a distribuição geográfica dos paleoambientes do Mioceno Inferior do nordeste da Amazônia Oriental

A figura 11 mostra um plano bidimensional da Análise de Correspondência (AC) relacionando as localidades de coleta (Ponta do Castelo, na Ilha de Fortaleza; Mina B-17, em Capanema e praia do Atalaia, em Salinópolis) com os ambientes estudados para estas localidades, através dos táxons neles registrados. A Análise de Correspondência revela que o ambiente marinho/costeiro parece fortemente associado à localidade Ilha de Fortaleza e que os ambientes estuarino e fluvial mostram-se melhor relacionados com Capanema (Mina B-17). Já o ambiente lagunar mostrou-se melhor relacionado à Salinópolis.

Figura 11- Representação gráfica da Análise de Correspondência (AC) das categorias “locais de coleta” e ambientes de ocorrência “marinho/costeiro”, “lagunar”, “estuário” e “fluvial” dos fósseis da Formação Pirabas em um plano bidimensional, mostrando as relações entre eles.



Fonte: Do autor.

Essas informações da Análise de Correspondência (AC) sugerem que além do nordeste da Amazônia Oriental apresentar um sistema deposicional marinho-marginal formado por diversos ciclos deposicionais atribuídos à plataforma externa/aberta, plataforma restrita/laguna, litorâneo (*shoreface/foreshore*) e mangue em função da recorrência das litofácies ante-praia, praia, laguna/planície de maré, canal de maré e delta de maré, descritas para a área, há um predomínio de determinados paleoambientes para cada localidade. Entretanto, isso não exclui a existência dos outros paleoambientes dentro desse sistema deposicional, como descrito por Costa (2011), Góes et al. (1990) e Rossetti e Góes (2004b), devido ao caráter cíclico da sedimentação.

É importante ressaltar que essa configuração ambiental, entre ambientes transicionais, já havia se estabelecido, durante essa Época (LEITE, 2004) e que essa característica de “predominância” não está relacionada com as designações de ambientes atribuídas a ecofácies, termo normalmente adotado por alguns autores (p.e ACKERMANN, 1964; FERREIRA, 1982;

FERREIRA; CASSAB, 1985; PETRI, 1957; TÁVORA; PONTES; MESQUITA, 2005a; TÁVORA et al., 2005b). O termo ecofácies sustenta a idéia que determinados ambientes, para o nordeste da Amazônia Oriental, ocorreram especificamente em localidades distintas. Desta maneira, depósitos de plataforma aberta, plataforma restrita/laguna e mangue foram atribuídos, respectivamente, às denominadas fácies Castelo (ou Fortaleza), Capanema (Canecos ou Olaria) e Baunilha Grande (FERREIRA, 1982; PETRI, 1957). Entretanto, Góes et al. (1990) já haviam evidenciado que essas designações, correntemente utilizadas com conotação estratigráfica, não são aplicáveis devido a recorrência vertical dessas litofácies que não apresentam posicionamento único e não são restritas geograficamente.

De fato, “compartimentalizar” os ambientes da Formação Pirabas, a partir do conceito de ecofácies, torna-se problemático vide o *continuum* apresentado entre os paleoambientes de sistemas transicionais na natureza, através de ecótonos (nome dado a uma região de transição entre dois biomas), em que a delimitação espacial é pouco evidente. Esse *continuum* está representado no registro geológico, como o da fácies plataforma restrita/laguna, e reflete no estabelecimento da paleocomunidade que acompanha essa transição paleoambiental (COSTA, 2011; ROSSETI; GÓES, 2004b), encontrando suporte em táxons do mesmo Gênero da Formação Pirabas que habitam ambientes marinhos/costeiros, lagunares e estuarinos, a exemplo de bivalves do Gênero *Anadara*, *Pecten* e *Trachycardium*; peixes do Gênero *Charcarhinus*, *Diodon* e *Myliobatis*; e sirênios do Gênero *Metaxitherium* (vide Anexos A, B e C).

Por outro lado, é visível que a ciclicidade dos ambientes ocorre com pacotes sedimentares de diferentes espessuras nas áreas estudadas, reflexo de um maior período de tempo de deposição de determinados sedimentos. Este fato permite inferir que a característica de predominância entre os paleoambientes está inserida em um contexto temporal, encontrando suporte na tafocenose (associação de fósseis) ali estabelecida. Como exemplo, pode ser citado a grande representatividade da litofácies marga e argilitos verde e cinza na localidade praia do Atalaia (vide Figura 9C) com grande abundância de grupos de sirênios, típicos de ambientes mais restritos, em relação às outras localidades, e isso pode ter influenciado nos dados gerados.

Diante do exposto acima, parece coerente sugerir que a distribuição dos ambientes estudados da Formação Pirabas ocorreu através de relações de predominância entre as fácies, definidas pela temporalidade de cada pacote sedimentar. É válido abordar também que essa discussão paleoambiental relacionada à distribuição temporal destas fácies ocorreu através de

datação relativa, sendo necessária uma datação absoluta para melhor compreensão da temporalidade entre as áreas do estudo.

A significância dessas associações, verificada na análise de resíduos de contingência (Tabela 2), confirma as associações dos ambientes para cada localidade descrita acima, exceto para Salinópolis que revelou estar mais associada a ambiente estuarino. Embora os valores dos resíduos tenham sido não significativos a um nível de 5%, não se podendo assim concluir definitivamente, neste caso, pode-se sugerir que Salinópolis representava um ambiente de transição estuarino/lagunar.

Tabela 2- Análise de resíduos da tabela de contingência usada na Análise de Correspondência (AC).

Local	Mar/Cost	Lagunar	Estuário	Fluvial
I. Fortaleza	164 (0.615)	106 (0.019)	73 (-0.600)	17 (-0.314)
Mina B-17	86 (-0.526)	59 (-0.021)	45 (0.467)	11 (0.367)
Salinópolis	97 (-0.170)	65 (0.000)	48 (0.211)	11 (-0.008)

Esta circunstância é condizente com a interpretação paleoambiental de que Salinópolis era uma plataforma de maré de transição em que houve deposição de sedimentos de diversos paleoambientes tais como sublitorâneo, lagunar costeiro raso associado a uma rápida taxa de soterramento por depósitos siliciclásticos a partir de drenagem continental, depósito sedimentar argiloso que pode ser interpretado como de paleoambiente salobro e laguna marginal com vegetação de manguezal (AGUILERA et al., 2013). Ademais, ambientes transacionais são importantes para muitas espécies, como por exemplo, algumas do Gênero *Carcharhinus* que se utilizava de outros ambientes adjacentes como berçário, a exemplo do estuário da costa norte brasileira (CAMARGO; ISAAC, 2001; COSTA; TOLEDO; MORAES-SANTOS, 2004).

No que diz respeito também a maior homogeneidade relativa entre as localidades Mina B-17 (Capanema) e praia do Atalaia (Salinópolis), apesar de não definitivo, como ressaltado, de certa forma pode ser reflexo do esforço de coleta diferenciado e mais refinado aplicado nas duas localidades durante os últimos anos em especial, o que possibilitou a recuperação de fragmentos de peixes microscópicos, como ictiólitos (AGUILERA et al., 2013, 2014; COSTA, 2011), por

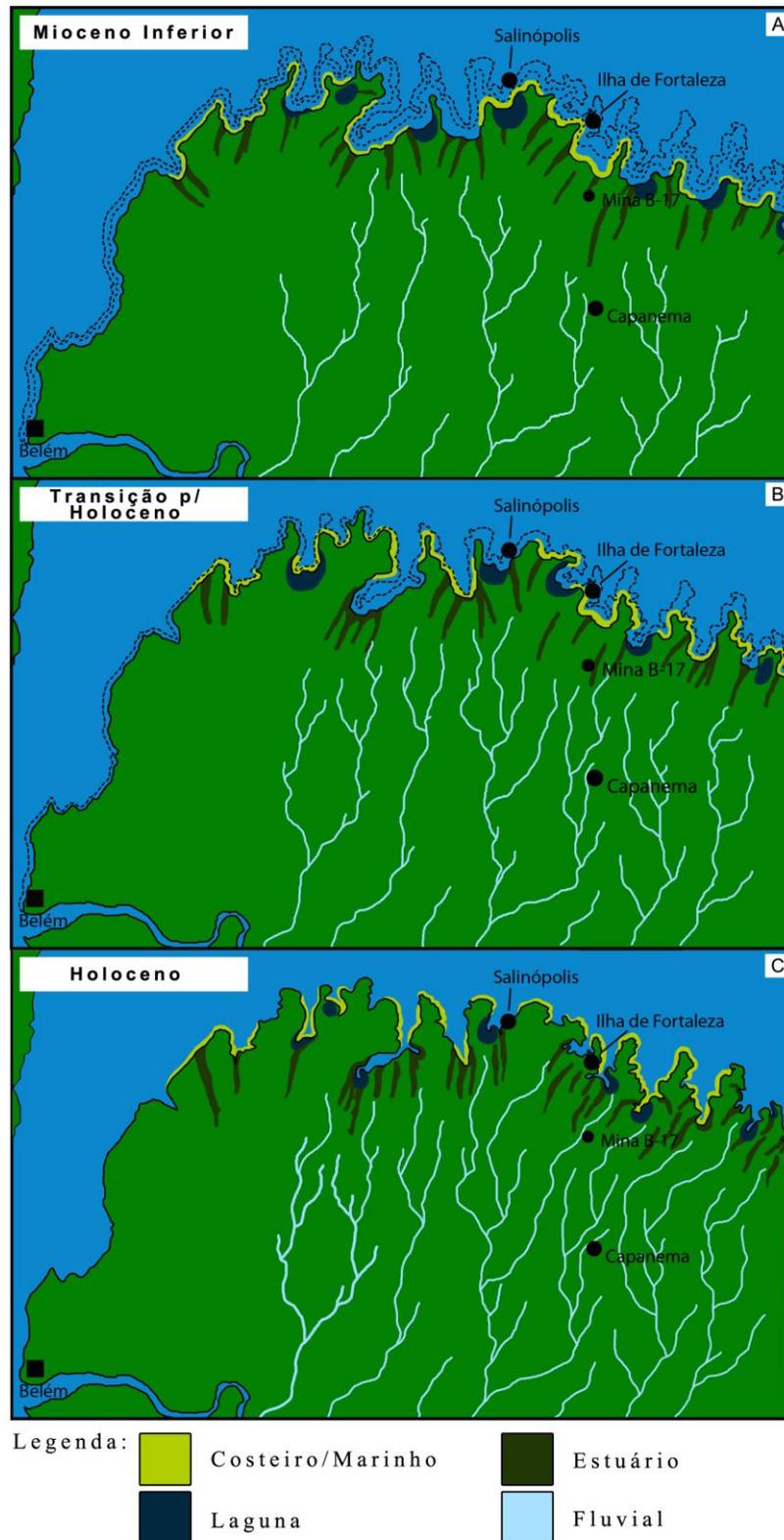
exemplo, contribuindo assim para o acréscimo de diferentes táxons (ZOARH; BELMAKER, 2005).

Esses novos registros apresentaram grupos importantes para as definições de ambientes salubres e os quais só puderam ser coletados através de técnicas especiais em laboratórios, em decorrência do seu tamanho diminuto que impossibilita a coleta a olho nu em campo. Como exemplo, destaca-se o gênero *Dasyatis*, de grande ocorrência no Mioceno (BALBINO; ANTUNES, 2010), em ambientes estuarinos pretéritos até hoje (NELSON, 1994; ROBINS; RAYS, 1986; WROBLEWSKI, 2004), inclusive no estuário atual da região norte da Amazônia (CAMARGO; ISAAC, 2001).

Portanto, a quantidade de táxons registrados nos locais de coleta, no nordeste da Amazônia Oriental, associado aos vários ambientes deposicionais descritos para a área é condizente com Rossetti e Góes (2004a) que sugerem que a grande biodiversidade da Amazônia já estava presente durante o Mioceno. Da mesma maneira, estudos palinológicos sugerem que a vegetação que estava estabelecida era semelhante aos atuais tipos vegetacionais descritos para a Amazônia com a presença de grãos de pólen de angiospermas, esporos de briófitas e pteridófitas, com gêneros pertencentes à flora de mangue como, por exemplo, *Zonocostites ramonae* e *Psilatricolporites crassus*, além de algas de água doce e elementos marinhos como dinoflagelados e microforaminíferos quitinosos (LEITE, 2004).

Ainda, de acordo com os dados produzidos pelas análises estatísticas, as disposições geográficas dos ambientes predominantes discutidos acima para o nordeste do estado do Pará coadunam também com estudos palinológicos que inferem que os sedimentos foram depositados em planície costeira ocupada por manguezais que gradativamente cediam lugar a vegetação de restinga e que no continente havia um predomínio de pântanos, florestas inundáveis (várzea e igapó) das planícies fluviais e florestas de terra firme, permitindo o estabelecimento de um clima quente e úmido, análogo ao atual (LEITE, op. cit.). Estes dados indicam que estes ambientes estavam inseridos desde em que a linha de costa estava mais recuada para dentro do continente durante a transgressão marinha e que com o passar do tempo ela foi deslocando-se juntamente com a linha de costa na medida em que ocorria a regressão marinha até a atual configuração (Figura 12).

Figura 12- Modelo de regressão marinha ilustrando a movimentação concomitante dos ambientes deposicionais estudados com a linha de costa, no Mioceno Inferior, no nordeste do estado do Pará.



Fonte: Do autor.

6.3 Análises de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) para interpretações paleoambientais

6.3.1 Análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em rocha total nas localidades de Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), Praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema).

As análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) realizadas nas localidades Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), Praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema) revelaram valores majoritariamente negativos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas amostras da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) variaram de -2,08‰ a -1,03‰, com média simples de -1,57‰; praia do Atalaia (Salinópolis) de -2,05‰ a 0,19‰, com média simples de -0,93‰; e Mina B-17 (Capanema) de -1,01‰ a 0,08‰, com média simples de -0,43‰ (Tabela 3).

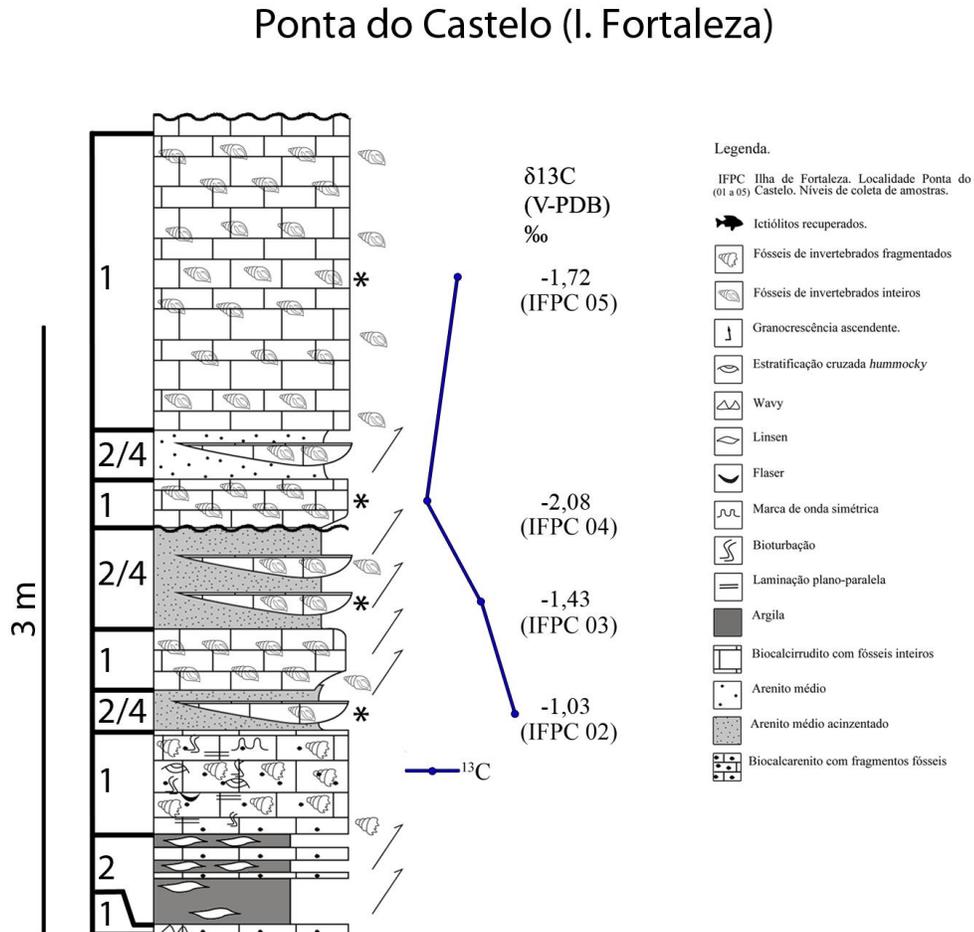
Tabela 3- Valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) das amostras de cada localidade estudada. As barras azuis são diretamente proporcionais ao enriquecimento isotópico.

Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza)	
Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)
IFPC 05	-1,72
IFPC 04	-2,08
IFPC 03	-1,43
IFPC 02	-1,03
Média	-1,57
Praia do Atalaia (Salinópolis)	
Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)
A7	-2,05
A1	0,19
Média	-0,93
Mina B-17 (Capanema)	
Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)
MB17-21	-1,01
MB17-16	-0,36
MB17-11	0,08
MB17-08	-0,39
MB17-07	-0,56
MB17-06	-0,36
Média	-0,43

As razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ apresentaram pequena variação em cada um dos perfis estratigráficos e uma amplitude maior entre eles, mostrando uma tendência geral destas razões a ficar mais negativa, ou seja, menos pesada isotopicamente, na medida em que se avança da base para o topo a partir das camadas amostradas desses perfis estudados.

A localidade de Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), por exemplo, apresenta as amostras IFPC 02 e IFPC 03 relacionados a depósitos de plataforma restrita/laguna e canal de maré, e as amostras IFPC 04 e IFPC 05 à plataforma externa (aberta). Os depósitos das duas primeiras amostras apresentam um caráter mais continental, adjacentes à costa propriamente dita, e com valores de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativos em relação às últimas, mais externas e menos continentais (Figura 13).

Figura 13- Comportamento isotópico do carbono ao longo do perfil estratigráfico da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$), à direita.

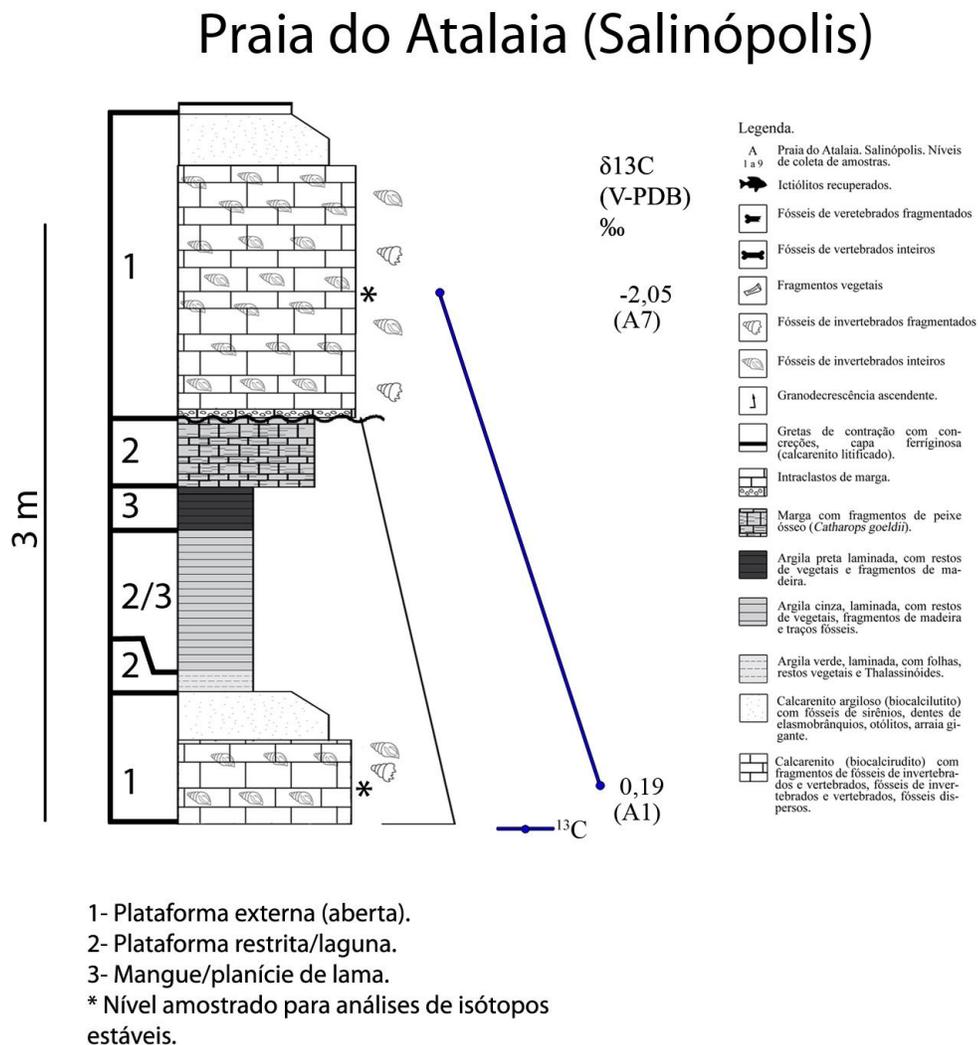


- 1- Plataforma externa (aberta).
- 2- Plataforma restrita/laguna.
- 3- Mangue/planície de lama.
- 4- Canal de maré.
- 5- Delta de maré.
- * Nível amostrado para análises de isótopos estáveis.

Fonte: Do autor.

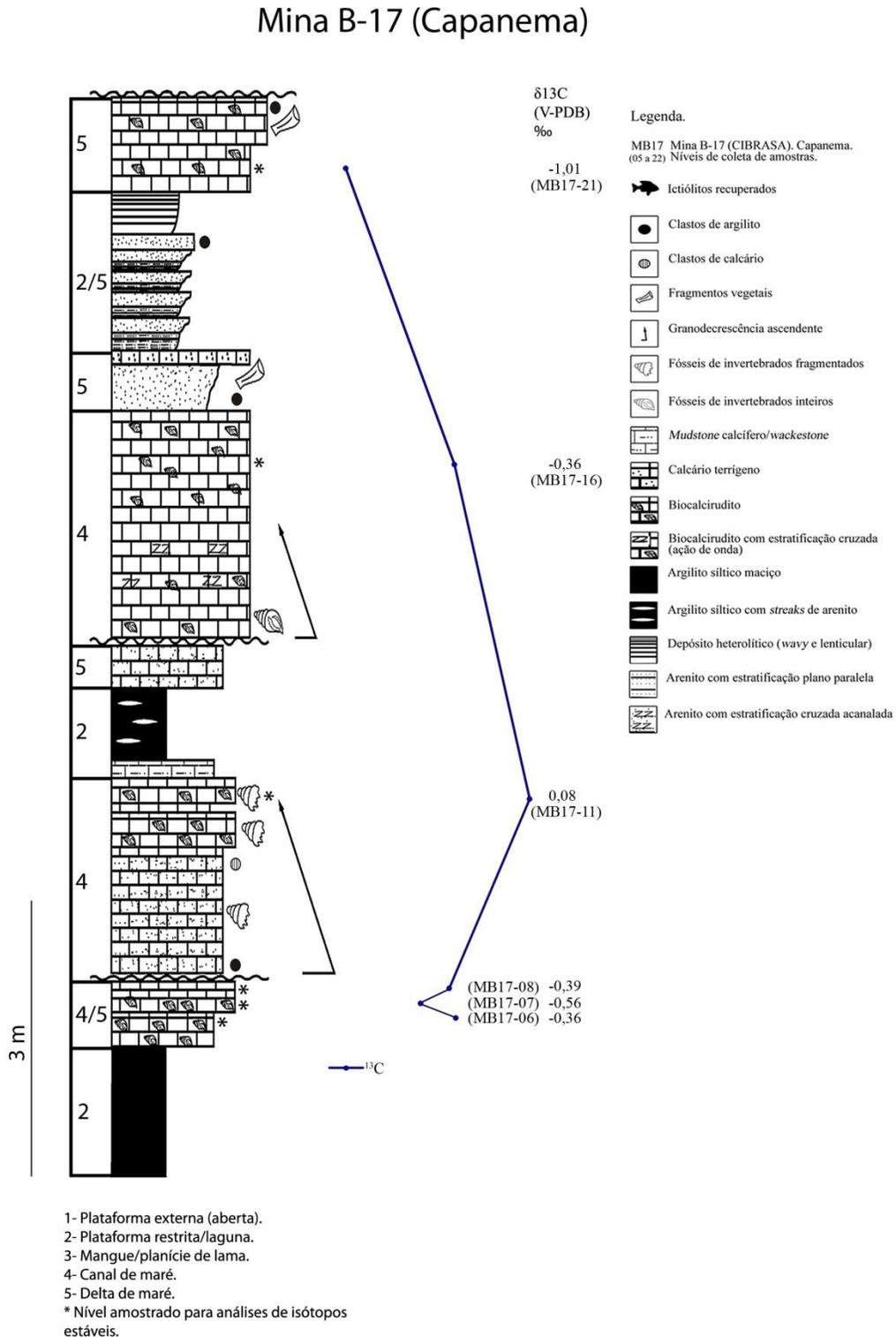
Tais observações são visíveis também nos perfis estratigráficos das localidades praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema). As amostras A1 e A7 da praia do Atalaia, atribuídos à plataforma externa (aberta), revelam um decréscimo isotópico do carbono da base para o topo. Embora fossem analisadas apenas duas amostras desse perfil, é possível perceber que entre eles há uma deposição sedimentar atribuída aos ambientes de plataforma restrita/laguna e mangue/planície de lama, representado, por exemplo, por margas, argilitos cinza e verde oliva, o que possivelmente influenciou no decréscimo das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ na amostra carbonática sobrejacente devido à natureza sedimentar mais siliciclástica (Figura 14).

Figura 14- Comportamento isotópico do carbono ao longo do perfil estratigráfico da localidade praia do Atalaia (Salinópolis). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$), à direita.



A localidade Mina B-17 (Capanema), foi marcada inicialmente por pequenas variações do $\delta^{13}\text{C}$ entre as amostras MB17-06, MB17-07 e MB17-08 e um maior enriquecimento isotópico entre as amostras MB17-08 e MB17-11, atingindo o máximo valor positivo ($\delta^{13}\text{C}$ 0,08‰), que foi sucedido nas amostras seguintes, MB17-16 e MB17-21, por um maior empobrecimento isotópico. Do mesmo modo que foi visualizado nos outros perfis, é perceptível a tendência do empobrecimento isotópico da base para o topo com a adição gradual de depósitos atribuídos a regiões mais continentais (Figura 15).

Figura 15- Comportamento isotópico do carbono ao longo do perfil estratigráfico da localidade Mina B-17 (Capanema). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}$), à direita.



Fonte: Modificado de Costa (2011).

Este comportamento de enriquecimento e empobrecimento (depleção) da razão isotópica de $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ relacionado, respectivamente, aos tipos de depósitos sedimentares costeiros e continentais, coadunam com diversos trabalhos na literatura especializada (p.e. DEINES, 1980; KEELING, 1958, 1961; KEITH; WEBER, 1964; MARTIN et al., 1986; MARTINELLI et al., 2009; MEYERS, 1992; QUAY et al., 1992; TAN; STRAIN, 1983).

Como já mencionado, a composição isotópica de carbono e oxigênio (próximo subtópico) em carbonatos possibilita distinguir calcários depositados em ambiente marinho e em água doce (AZEVEDO; RODRIGUES; TAKAKI, 1997; SUGUIO; BERENHOLC; SALATI, 1975). Essa distinção permite inferir também, de maneira conjugada, movimentações do nível do mar através de eventos transgressivos e regressivos, resultantes de complexas interações entre a superfície do oceano e a do continente (MARTIN et al., 1986).

A relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dos carbonatos expressa em $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) apresenta um espectro de valores bastante dispersos em função do ambiente onde eles foram formados (MARTIN et al., 1986). Isso pode ser verificado a partir de pesquisas sobre a composição isotópica de sedimentos marinhos que revelaram uma distribuição bimodal entre os valores dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ que compõem esses tipos de sedimentos, em que os valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$, ou seja, mais pesados isotopicamente, são provenientes de regiões costeiras e refletem também a composição isotópica de plantas e organismos que vivem na área (DEINES, 1980; KEITH; ANDERSON; EICHELER, 1964; SHERR, 1982).

Martinelli et al. (2009), inferiu que a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ do sedimento marinho, como os solos, parece ser reflexo de sua fonte de carbono, em que nos oceanos, a principal fonte é o fitoplâncton. Já em áreas mais costeiras, há a contribuição de material terrestre erodido oriundo principalmente dos rios que desembocam no oceano, influenciando nas razões isotópicas $\delta^{13}\text{C}$.

A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos pode variar também no tempo geológico (KEITH; WEBER, 1964). Estes autores elaboraram um diagrama baseado em análises de amostras de Eras desde o Precambriano até o Cenozóico, em que os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ durante a Era cenozóica mostram intervalos que variam em média entre -1‰ e +1‰ para carbonatos de origem marinha/costeira e -9‰ e -2‰ para os de origem fluvial/continental. Este último, variável também segundo a influência de plantas e húmus do local. Entretanto, devido algumas amostras de outros Períodos exibirem valores da composição isotópica sobrepostos entre

as amostras inicialmente classificadas de origem marinha em relação as atribuídas como de água doce, Keith e Weber (1964) estipularam arbitrariamente, para fins de discussão, um limite de -2‰ que seria aproximadamente o ponto médio entre as médias dos grupos marinho e de água doce.

Como a natureza da fonte carbonática é variável, outros autores, admitindo um estado de equilíbrio isotópico e relevando possíveis processos diagenéticos, utilizaram dados para calcários marinhos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam entre 0‰ e +3‰ em relação aos de água doce e/ou continentais que variam entre -13‰ e -10‰, revelando, assim, grande variedade entre os carbonatos marinhos e continentais (SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979). Ainda, Silveira et al. (2014), reportou assinaturas isotópicas de rochas carbonáticas de origem marinha com valores próximos de 0‰ (entre -2‰ e +2‰) e os de origem fluvial com ampla variação de -20‰ até próximo de 0‰, mostrando grande elasticidade nas assinaturas isotópicas.

Neste trabalho, adotar um ponto médio que divida grupos carbonáticos de origem marinha e de água doce, no entanto, pode ser questionável considerando-se as diversas publicações sobre a Formação Pirabas, em que dados produzidos para a Unidade apontam, também, ambientes transicionais (COSTA, 2011; GÓES et al., 1990; ROSSETTI; GÓES, 2004a). Então, considerando a complexidade da natureza da Formação Pirabas e a grande variação das assinaturas isotópicas carbonáticas, foi adotado valores dentro dos limites reportados por Silva, Salati e Suguio (1979) e Silveira et al. (2014). Portanto, para carbonatos marinhos foi adotado valores próximos de 0‰ (entre -2‰ e +2‰) e continentais, de -5‰ até -13‰. Para o intervalo compreendido entre eles, parece coerente inferir que os carbonatos de ambientes lagunares e/ou salobros apresentem valores de $\delta^{13}\text{C}$ intermediários entre os carbonatos marinhos e os de origem continental.

Considerando-se os autores supracitados e os dados publicados sobre a Formação Pirabas, é possível inferir que os valores das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ nas amostras analisadas de todas as localidades em questão estão relacionados a um ambiente marinho marginal heterogêneo, inserido em um sistema estuarino com influência de mistura entre as fontes de carbono de águas de origem marinha e fluvial (COSTA, 2011; GÓES et al., 1990; MARTIN et al., 1986; MARTINELLI et al., 2009; ROSSETTI; GÓES, 2004b) a partir dos ciclos deposicionais ligados a eventos transgressivos e regressivos em função da variação do nível marinho (SILVA;

SALATI; SUGUIO, 1979; SUGUIO; BERENHOLC; SALATI, 1975; SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980).

Durante a fase transgressiva do mar, há uma predominância da influência marinha, mesmo sobre as amostras coletadas relativamente longe da atual linha de costa, apresentando valores de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativos. Entretanto, durante a fase regressiva, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são mais negativos, indicando uma maior influência continental (SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979).

Observando-se as médias simples das razões de $\delta^{13}\text{C}$ entre os três perfis estudados é perceptível que a localidade Mina B-17 (Capanema), atualmente mais continental, apresenta o valor de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativo (-0,43‰) em relação à Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), que é costeira, com valor de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativo (-1,57‰). A localidade praia do Atalaia (Salinópolis), também costeira, apresentou uma média intermediária do valor de $\delta^{13}\text{C}$ (-0,93‰).

Embora as variações sejam discretas, de acordo com os valores isotópicos menos negativos e mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$, respectivamente, das localidades Mina B-17 (Capanema) e Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), é possível inferir que houve uma tendência das águas do mar de Pirabas que banhavam o litoral nordeste da Amazônia Oriental a se tornarem isotopicamente mais leves na medida em que ocorria a regressão marinha.

Em outras palavras, baseado em Silva, Salati e Suguio (1979), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) indicam uma maior influência continental na área e, conseqüentemente, águas relativamente menos salinas em relação àquelas que banhavam, à época, a localidade Mina B-17 (Capanema) (Figura 16). Coadunam com as interpretações estudos estratigráficos (GÓES et al., 1990; ROSSETTI; GÓES, 2004b) e palinológicos (LEITE, 1997, 2004), pois revelam espessos depósitos sedimentares e palinomorfos atribuídos a ambientes lagunares e estuarinos na borda litorânea atual, especialmente na praia do Atalaia (Salinópolis).

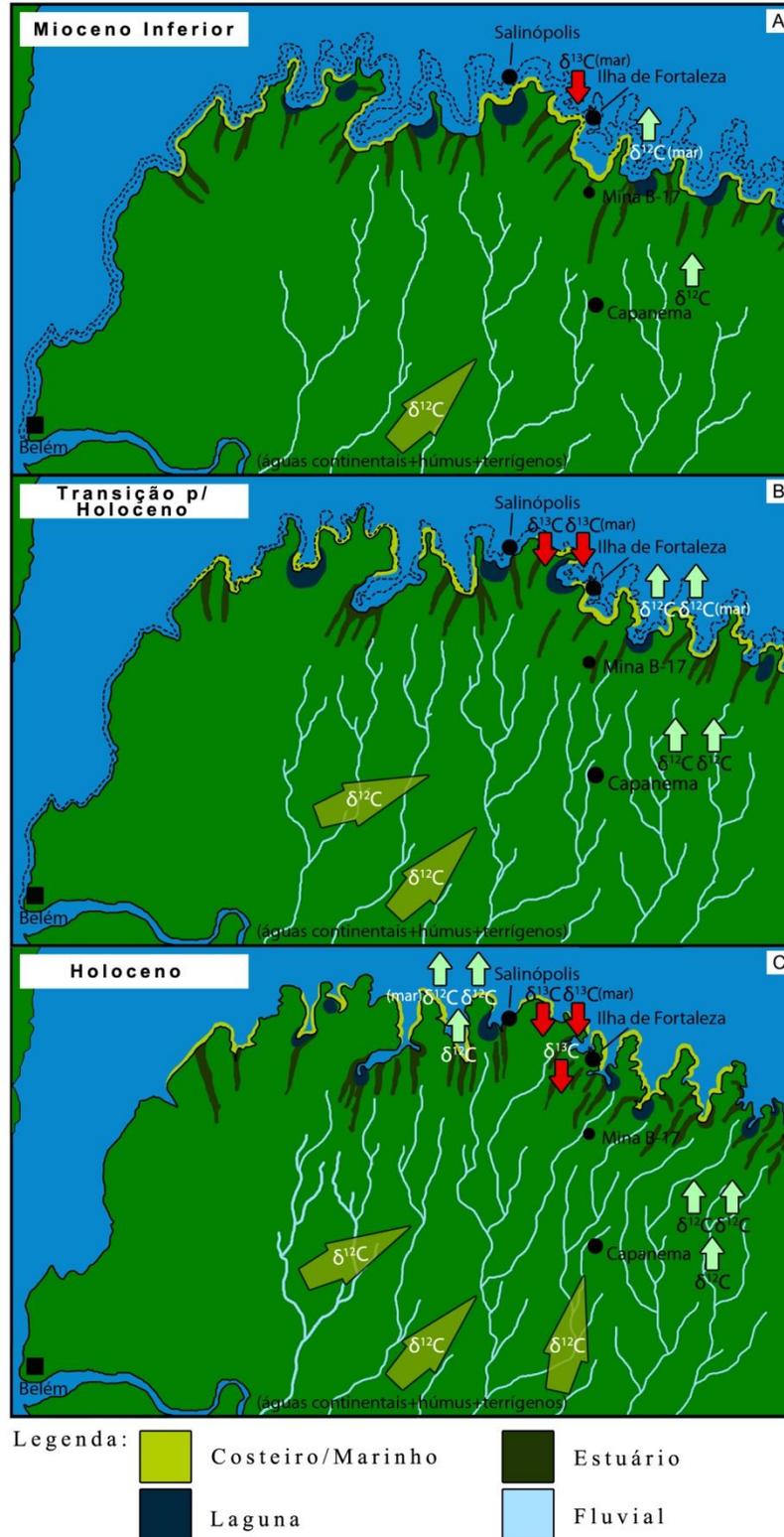
O fato da praia do Atalaia (Salinópolis), mesmo localizada também na linha de costa, apresentar uma média intermediária entre a Mina B-17 (Capanema) e Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), indica que nessa área pode ter havido ainda alguma contribuição de material biogênico e/ou mineral de origem mais costeira em relação à Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), durante a fase predominantemente regressiva. Afinal, interpretações paleoambientais e informações da Análise de Correspondência (AC) dão suporte que Salinópolis parece estar relacionada à plataforma de maré de transição com depósitos lagunares marginais salobros com vegetação de manguezal (AGUILERA et al., 2013). Devido esses ambientes lagunares estarem

localizados na borda litorânea e apresentarem uma conexão permanente ou temporária com o mar adjacente através de um ou mais canais de ligação (AREJANO, 2006; BARNES, 1980), isso pode ter influenciado as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ na área.

O processo depletivo dos isótopos de carbono $\delta^{13}\text{C}$ parece estar relacionado também à drenagem das águas na bacia Amazônica durante o Mioceno Inferior/Mioceno Médio (20 – 11,8 milhões de anos), pois a influência do material terrestre erodido a partir da drenagem das águas dos rios em direção ao mar culminou com um aporte gradativo e predominante do suprimento de terrígenos (MARTINELLI et al. 2009).

Esses depósitos são drenados pelos afluentes das regiões de planícies da bacia amazônica e solos de planícies de inundação e carregam constantemente material biogênico e substâncias húmicas do solo, tendendo a ser isotopicamente mais leve em decorrência de uma maior entrada (“*input*”) de $\delta^{12}\text{C}$ oriundo dessas áreas (KEELING, 1958, 1960, 1961; MARTINELLI et al. 2009; QUAY et al., 1992). Como comentando anteriormente, esses isótopos mais leves são adicionados também a partir de material orgânico dissolvido de plantas e organismos. Em vista disso, metabolismos de plantas com ciclo fotossintético C3 e reações de oxidação bacteriana, por exemplo, podem deplecionar os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (KEELING, 1961; KROOPNICK, 1980; SHERR, 1982).

Figura 16- Comportamento isotópico do carbono durante a regressão marinha no nordeste da Amazônia Oriental brasileira. A quantidade crescente e o sentido das setas indicam o enriquecimento e empobrecimento dos carbonos $\delta^{12}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{C}$ no ecossistema.



Fonte: Do autor.

Em um âmbito mais geral, sobre todos os pontos abordados até agora, as razões isotópicas de carbono estão relacionadas à influência da mistura do carbono inorgânico dissolvido (CID), gerado da decomposição de carbonatos; o carbono inorgânico dissolvido (CID) gerado biogenicamente; carbono orgânico dissolvido (COD); e carbono orgânico particulado (COP) (MARTINELLI et al., 2009; TAN; STRAIN, 1983), podendo, portanto, ter deplecionado gradativamente os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das águas do mar de Pirabas, através das incursões de águas fluviais isotopicamente mais leves, durante a fase predominantemente regressiva.

Os dados discutidos aqui, juntamente com as informações da Análise de Correspondência (AC), coadunam com o padrão geral progradacional da Formação Pirabas (GÓES et al. 1990, ROSSETTI; GÓES, 2004b), pois na medida em que ocorreu a fase predominantemente regressiva do mar, houve uma superposição gradual em direção à costa dos depósitos carbonáticos por depósitos predominantemente siliciclásticos (GÓES et al. 1990).

Os eventos de mudanças da drenagem das águas na bacia Amazônica e a fase predominantemente regressiva do mar que ocorreu no nordeste da Amazônia Oriental parecem mostrar relação concomitante com as mudanças globais de temperatura que ocorreram durante transições climáticas relativamente curtas no limite Oligoceno Superior/Mioceno Inferior e Mioceno Médio (BILLUPS; SCHRAG, 2002; SHACKLETON; KENNETT, 1975). Essas transições climáticas geraram curtos episódios oscilatórios de glaciação e expansão das calotas polares na Antártida, permitindo inferir que ao passo que ocorria uma maior incursão de águas fluviais para a Amazônia Oriental, possivelmente devido às atividades tectônicas, e a regressão do mar de Pirabas nos trópicos, as camadas de gelo expandiam e se estabilizavam nas altas latitudes, à época.

A interpretação paleoambiental para a Formação Pirabas pode ser melhor refinada usando a composição isotópica do carbono de maneira conjugada com a composição isotópica de oxigênio, como veremos a seguir.

6.3.2 Análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em rocha total nas localidades de Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), Praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema).

As análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) realizadas nas localidades Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), Praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema) revelaram valores também majoritariamente negativos. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) variaram de -1,91‰ a -0,56‰, com média simples de -1,20‰; praia do Atalaia (Salinópolis) de -2,23‰ a 1,26‰, com média simples de -0,49‰; e Mina B-17 (Capanema) de -3,89‰ a -2,38‰, com média simples de -3,37‰, sendo o perfil com valores mais empobrecidos em $\delta^{18}\text{O}$ em relação aos outros (Tabela 4).

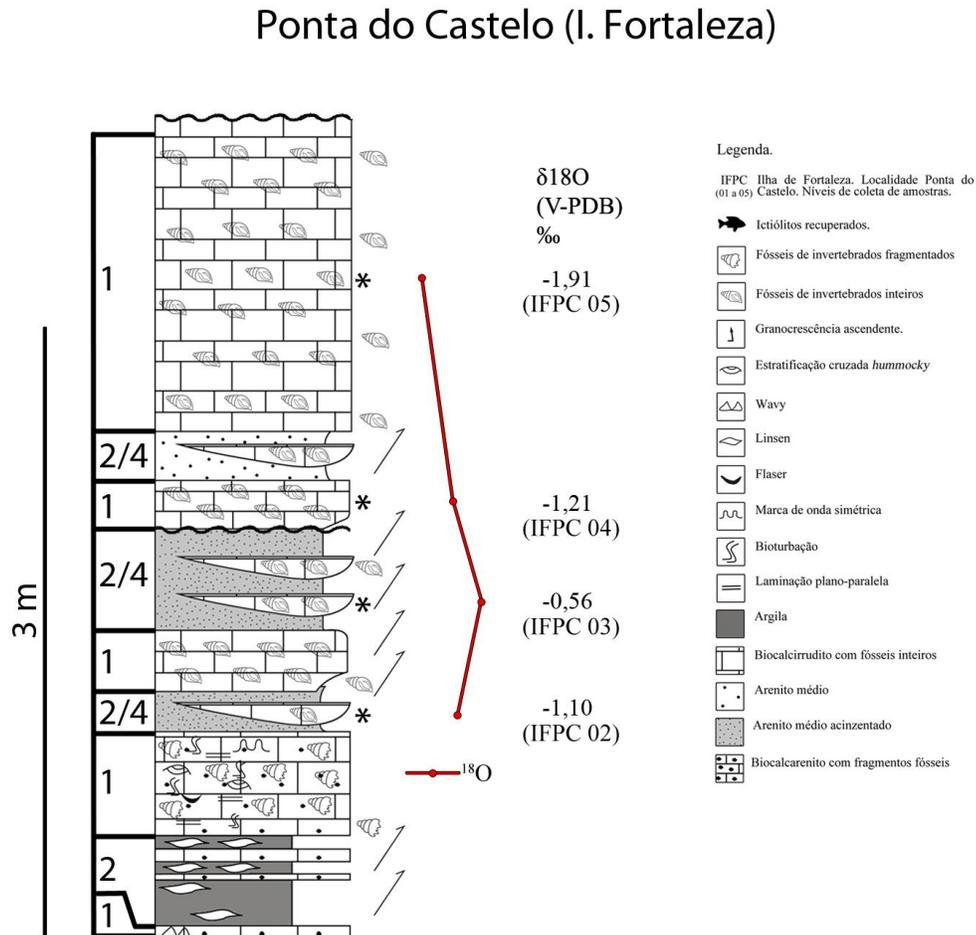
Tabela 4- Valores isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) das amostras de cada localidade estudada. As barras azuis são diretamente proporcionais ao enriquecimento isotópico.

Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza)	
Amostras	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)
IFPC 05	-1,91
IFPC 04	-1,21
IFPC 03	-0,56
IFPC 02	-1,1
Média	-1,20
Praia do Atalaia (Salinópolis)	
Amostras	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)
A7	1,26
A1	-2,23
Média	-0,49
Mina B-17 (Capanema)	
Amostras	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)
MB17-21	-3,01
MB17-16	-3,34
MB17-11	-2,38
MB17-08	-3,89
MB17-07	-3,87
MB17-06	-3,74
Média	-3,37

À exemplo dos valores dos isótopos de carbono, as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ apresentaram também uma pequena variação em cada um dos perfis estratigráficos e uma amplitude maior entre eles. Entretanto, mostram uma tendência geral destas razões de oxigênio a ficar mais positiva, ou seja, mais pesada isotopicamente, na medida em que se avança da base para o topo a partir das camadas amostradas desses perfis em questão.

A localidade de Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) apresenta as amostras IFPC 02 e IFPC 03 relacionados a depósitos de plataforma restrita/laguna e canal de maré, e as amostras IFPC 04 e IFPC 05 à plataforma externa (aberta). Os dois primeiros depósitos amostrados apresentam uma influência mais continental, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos em relação às últimas, mais externas e menos continentais (Figura 17).

Figura 17- Comportamento isotópico do oxigênio ao longo do perfil estratigráfico da localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$), à direita.



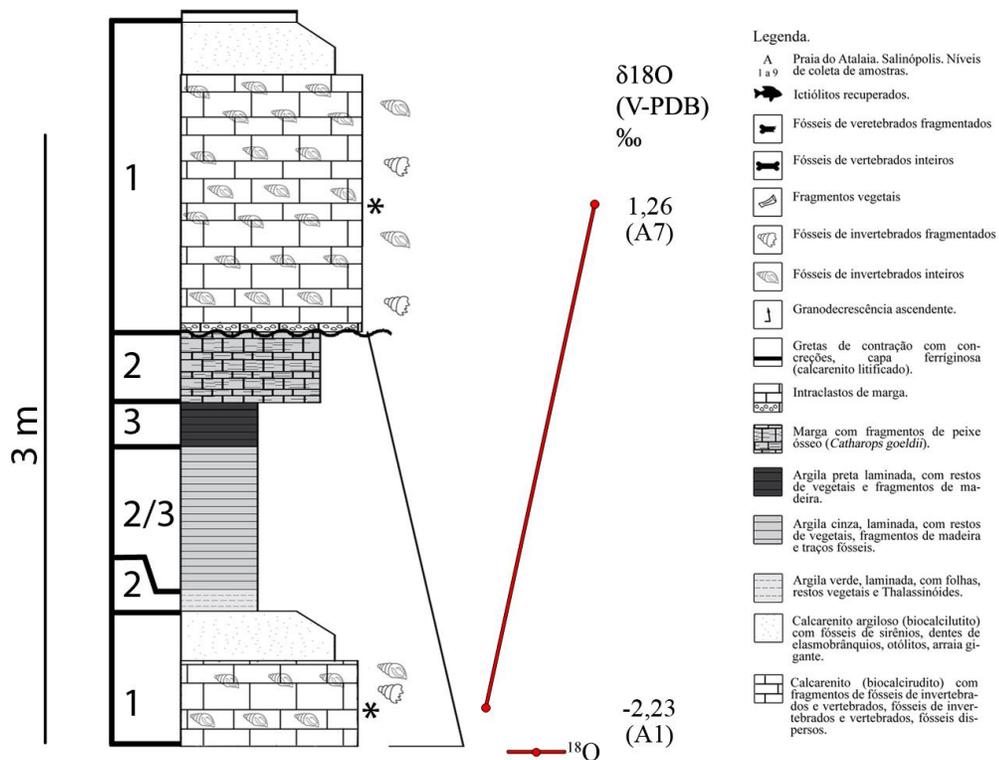
- 1- Plataforma externa (aberta).
- 2- Plataforma restrita/laguna.
- 3- Mangue/planície de lama.
- 4- Canal de maré.
- 5- Delta de maré.
- * Nível amostrado para análises de isótopos estáveis.

Fonte: Do autor.

Os perfis estratigráficos das localidades praia do Atalaia (Salinópolis) e Mina B-17 (Capanema) apresentam também comportamentos isotópicos semelhantes ao da Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza). As amostras A1 e A7 da praia do Atalaia, atribuídos à plataforma externa (aberta), revelam um enriquecimento isotópico do oxigênio da base para o topo. Depósitos atribuídos aos ambientes de plataforma restrita/laguna e mangue/planície de lama e que estão localizados entre os níveis amostrados, podem ter influenciado no enriquecimento das razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra carbonática acima (Figura 18).

Figura 18- Comportamento isotópico do oxigênio ao longo do perfil estratigráfico da localidade praia do Atalaia (Salinópolis). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$), à direita.

Praia do Atalaia (Salinópolis)



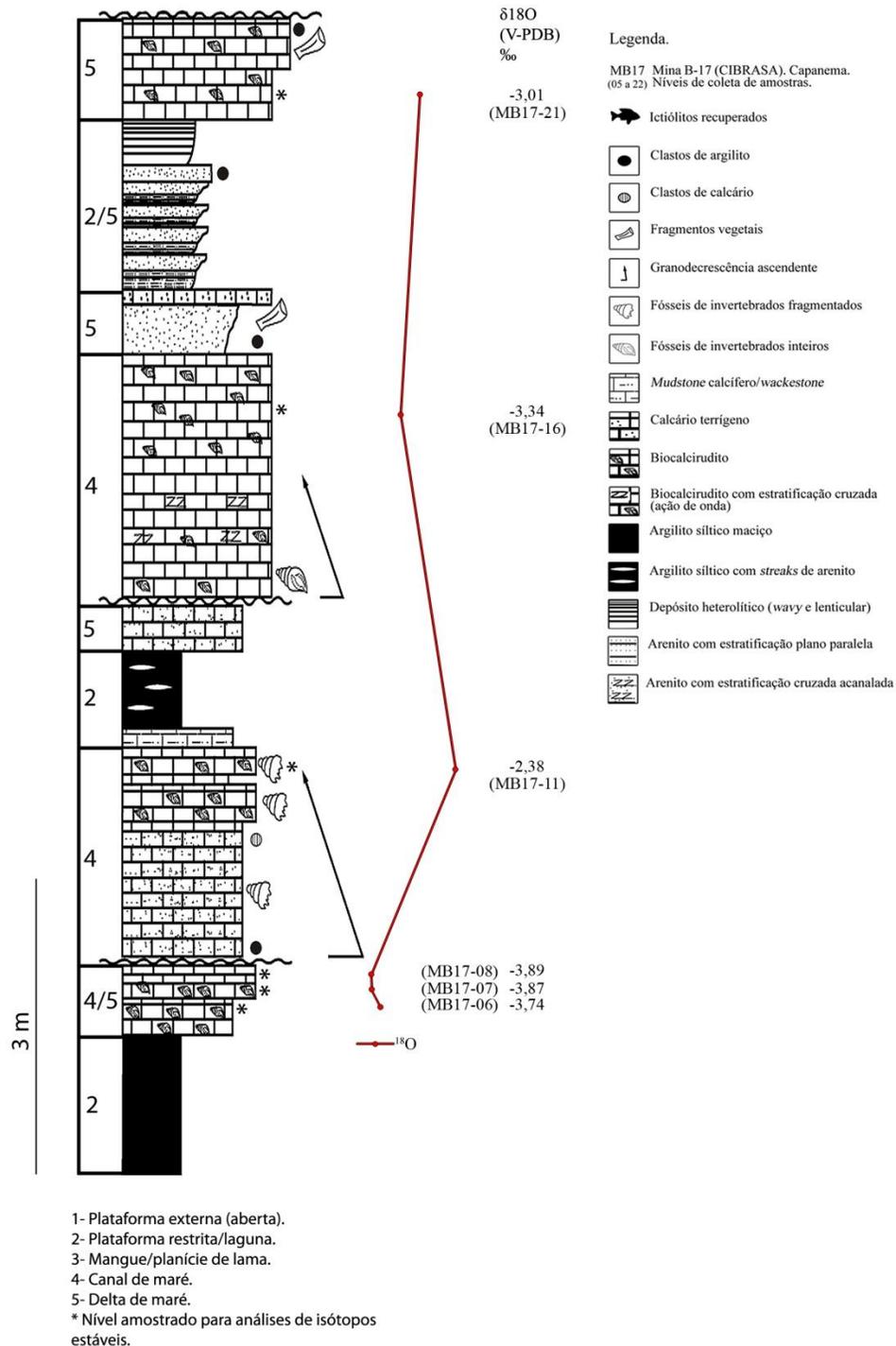
- 1- Plataforma externa (aberta).
 2- Plataforma restrita/laguna.
 3- Mangue/planície de lama.
 * Nível amostrado para análises de isótopos estáveis.

Fonte: Do autor.

A localidade Mina B-17 (Capanema) apresentou inicialmente pequenas variações do $\delta^{18}\text{O}$ entre as amostras MB17-06, MB17-07 e MB17-08, atingindo um maior enriquecimento isotópico entre as amostras MB17-08 e MB17-11 que foi empobrecido na amostra seguinte (MB17-16) e novamente enriquecido na amostra MB17-21. Assim como nos outros perfis, é notória a tendência do enriquecimento isotópico do oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ da base para o topo com a superposição gradual de depósitos atribuídos a regiões mais continentais sobre as mais costeiras (Figura 19).

Figura 19- Comportamento isotópico do oxigênio ao longo do perfil estratigráfico da localidade praia do Atalaia (Salinópolis). Valores mais negativos (empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$) tendem à esquerda e mais positivos (enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$), à direita.

Mina B-17 (Capanema)



Fonte: Modificado de Costa (2011).

O comportamento isotópico da razão $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ relacionado, respectivamente, aos tipos de depósitos sedimentares costeiros e continentais, estão relacionados também a diversas literaturas específicas sobre tema (CLAYTON; DEGENS, 1959; CRAIG; GORDON, 1965; EPSTEIN, 1956; MARTIN et al., 1986; MARTINELLI et al., 2009).

Assim como na composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos pode variar também no tempo geológico (KEITH; WEBER, 1964). Os autores registraram neste trabalho valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, durante a Era cenozóica (Períodos Paleogeno e Neogeno), com intervalos que variam em média entre -4‰ e 0‰ para carbonatos de origem marinha e -14‰ a -5‰ para os de origem de água doce.

Segundo Hoefs (2004), devido a grande quantidade e diferença de massas, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pode variar em torno de 10‰, em que as águas meteóricas (incluindo vapor d'água, chuva, nuvem) apresentam uma variação ampla de $\delta^{18}\text{O}$ entre -40‰ e 10‰. Já as águas oceânicas apresentam valores próximos de 0‰, oscilando entre 0‰ e 2‰.

Devido à natureza heterogênea dos ambientes identificados para a Formação Pirabas, foram adotados os valores de $\delta^{18}\text{O}$ reportados por Faure e Mensing (2005), que estimaram valores próximos de 0‰, estando entre os intervalos -2‰ a +2‰, para carbonatos marinhos; e para carbonatos de origem fluvial, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ reportados por Keith e Weber (1964), situados entre -14‰ a -5‰. Para o intervalo compreendido entre eles, podemos inferir que os carbonatos de ambientes lagunares e/ou salobros apresentem valores de $\delta^{18}\text{O}$ intermediários entre os carbonatos marinhos e os de origem continental.

Como visto anteriormente no subitem 3.3.2, a composição isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) da água é dependente de três fatores: efeitos de latitude, de longitude (ou continental) e de altitude, em que a temperatura local é quem modula o fracionamento (CLAYTON; DEGENS, 1959; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979). Segundo estes autores, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tendem a diminuir na medida em que a latitude, longitude e altitude aumentam, apresentando uma relação de proporção inversa.

Desta maneira, de acordo com Silva, Salati e Suguio (1979), *“pode-se esquematizar a distribuição isotópica de oxigênio da seguinte maneira: as águas continentais de superfície contém menos O^{18} que a água do mar; e, sobre o continente, a diferença aumenta à medida que o vapor se desloca para o interior continental”*.

Os oceanos são a principal fonte de vapor d'água para a atmosfera e o fato da região equatorial (também denominada equador térmico) ser mais aquecida por receber maior incidência perpendicular dos raios solares nos dois hemisférios, apresenta uma alta taxa de evaporação e, conseqüentemente, maior fracionamento isotópico (MOOK, 1968; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979). O equador térmico estende-se entre 23°30'N até 23°30'S, aproximadamente, e a temperatura diminui progressivamente à medida que se afasta deste equador (SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979).

A respeito das razões de $\delta^{18}\text{O}$ dos três perfis estudados é perceptível, através das médias simples, que a localidade Mina B-17 (Capanema), atualmente mais continental, apresenta o valor de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativo (-3,37‰) em relação à praia do Atalaia (Salinópolis), que é costeira, com valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ menos negativo (-0,49‰). A localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza), também costeira, apresentou uma média intermediária do valor de $\delta^{18}\text{O}$ (-1,20‰).

Comparando essas médias das razões de $\delta^{18}\text{O}$ com as coordenadas geográficas de localização das áreas aqui estudadas da Formação Pirabas publicadas por Távora, Santos e Araújo (2010), temos:

- 1- Localidade Mina B-17 (Capanema): -3,37‰ e coordenadas latitude 1° 2' 47" S e longitude 47° 9' 26" W.
- 2- Localidade Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza): -1,20‰ e coordenadas latitude 0° 41' 43" S e longitude 47° 10' 23" W.
- 3- Localidade praia do Atalaia (Salinópolis): -0,49‰ e coordenadas latitude 0° 36' 5" S e longitude 47° 18' 48" W.

Considerando que as amostras carbonáticas foram coletadas ao nível do mar, o fator altitude não deverá influenciar na composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras analisadas. Entretanto, é notável que quanto maior a latitude para sul, menor é o valor de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras, embora tendo uma discreta variação e ainda estando dentro da zona do equador térmico. O mesmo ocorre quanto à continentalidade em que quanto maior ela for menor será a razão $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ das amostras. É importante ressaltar que esta continentalidade não está relacionada, aparentemente neste caso, com a longitude que é mensurada em graus para leste ou oeste, mas com a própria latitude, isto é, norte ou sul.

Devido à longitude entre as localidades ser ínfima, os valores isotópicos de oxigênio não devem sofrer variações significativas. Portanto, para este estudo, somente os efeitos de latitude,

continentalidade e temperatura é que poderiam influenciar na depleção do isotópico de oxigênio mais pesado das amostras.

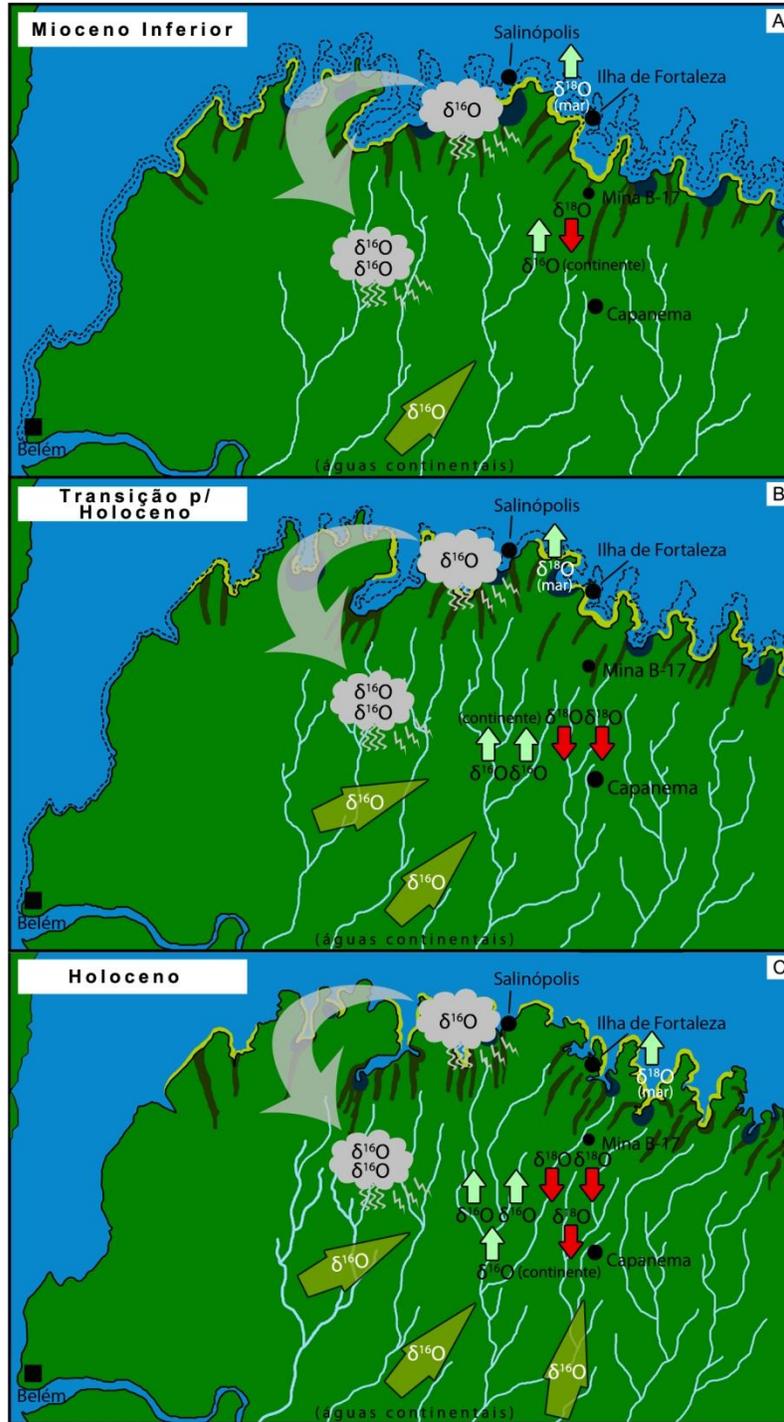
Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras estudadas infere a influência do efeito de latitude sobre a composição isotópica nas localidades. Podemos considerar que esses dados tem origem na "destilação de RAYLEIGH", já descrita anteriormente no subitem 3.3.2. Devido a constante remoção da água da chuva, através de evaporações e precipitações sucessivas, e o sistema ser aberto, o vapor d'água e a água da chuva (precipitado) mostram-se favoráveis a serem progressivamente mais empobrecidos em ^{18}O na medida em que se distanciam do equador térmico (MARTINELLI et al., 2009; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979).

De acordo com o exposto acima, é coente inferir então que nesse estudo a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ das amostras oriundas da Mina B-17 (Capanema) deplecionou na medida em que a localidade foi ficando paulatinamente com maior influência continental em relação às localidades costeiras (ainda submersas, à época), durante a fase predominantemente regressiva do mar, refletindo assim em valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ nas águas continentais de superfície que banhavam o local.

Outro ponto a ser considerado é a latitude entre as localidades da linha de costa e continental. Durante a época em que o mar banhava a localidade Mina B-17 (Capanema), a latitude referente à linha de costa estava mais ao sul. Com a regressão marinha, a linha de costa deslocou-se em direção ao norte alterando a latitude à atual posição costeira, ficando assim a Mina B-17 (Capanema) coordenada a uma latitude maior para o sul em relação às recém-emergidas localidades litorâneas Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) e praia do Atalaia (Salinópolis). As subsequentes precipitações em direção ao continente, somadas ao efeito da latitude, teriam diminuído o efeito do fracionamento original ocorrido durante a evaporação da água do oceano, justificando assim os valores de δO^{18} relativamente baixos encontrados para as amostras nesta região continental (SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979).

O efeito continental ocorrido na localidade Mina B-17 pode ser corroborado pelo empobrecimento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras entre a Mina B-17 (Capanema) e as localidades costeiras Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) e praia do Atalaia (Salinópolis), discutidos anteriormente. O exposto acima é ilustrado na figura 20, abaixo.

Figura 20- Comportamento isotópico do oxigênio durante a regressão marinha no nordeste da Amazônia Oriental brasileira. A quantidade crescente e o sentido das setas indicam o enriquecimento e empobrecimento dos carbonos $\delta^{16}\text{O}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no ecossistema.



Legenda:

	Costeiro/Marinho		Estuário
	Laguna		Fluvial

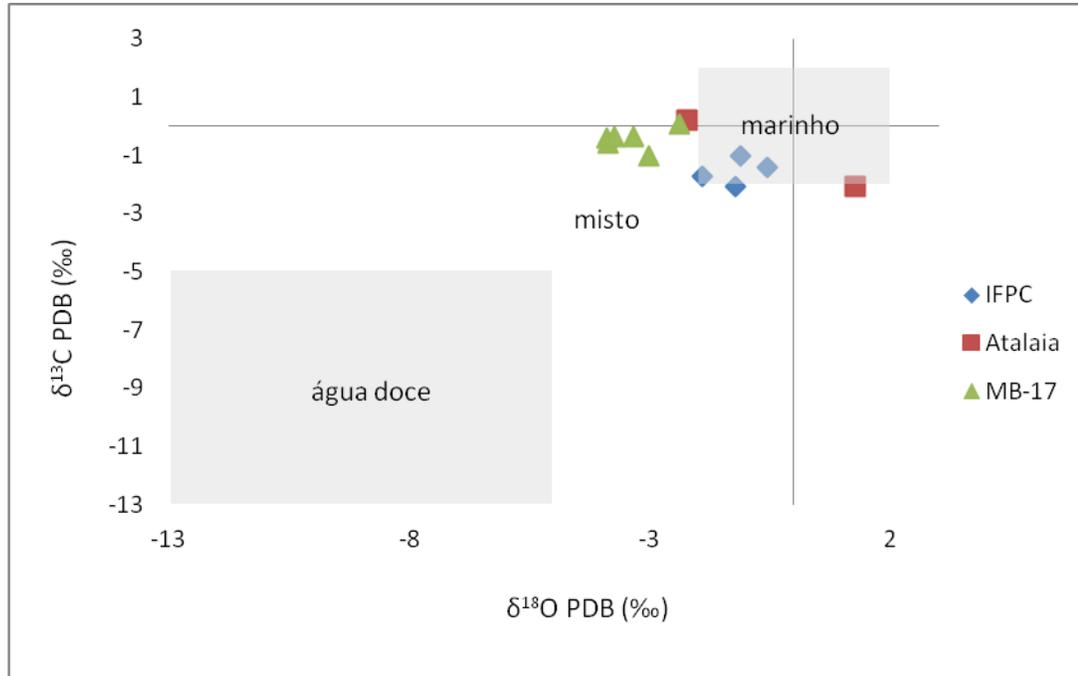
Fonte: Do autor.

O maior pico de enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$ é registrado na amostra A7 da praia do Atalaia (Salinópolis), apresentando 1,26‰. Devido à área estar relacionada a ambiente de plataforma de maré de transição com depósitos lagunares marginais salobros (AGUILERA et al., 2013), localizando-se normalmente na borda litorânea, adjacentes ao mar, indica uma alta taxa de evaporação nessa área, promovendo uma maior enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$ na água do mar e maior enriquecimento de $\delta^{16}\text{O}$ no vapor d'água.

Na figura 21 tem-se a representação gráfica de distribuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função de $\delta^{13}\text{C}$ para as amostras analisadas de calcários da Formação Pirabas. Nela, é possível notar que nas amostras IFPC (Ponta do Castelo/Ilha de Fortaleza), mesmo com a influência continental durante a regressão marinha (representada pela diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no eixo Y), há uma maior tendência a se localizarem na área delimitada de ambiente marinho.

Embora a variação dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ seja pequena, a influência continental é mais visível nas amostras MB-17 (Mina B-17/Capanema) em relação às amostras IFPC, através dos valores mais negativos de δO^{18} no eixo X, localizando-se, portanto, na área de ambiente misto (p.e. ambiente estuarino) e estando mais próximo dos valores de isótopos de oxigênio relacionados a ambientes continentais. Já as amostras referentes à praia do Atalaia (Salinópolis), aparentam ter comportamento transitório entre as amostras IFPC e MB-17. Entretanto, por ser atribuído a um ambiente restrito ligado à laguna com influências de ambiente estuarino e localizando-se adjacente ao mar, pode ter sofrido maior taxa de evaporação em dado momento, refletindo nos valores positivos de δO^{18} , no eixo X.

Figura 21- Representação gráfica de distribuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em função de $\delta^{13}\text{C}$ para as amostras analisadas a partir de rocha total em calcários da Formação Pirabas. É notável a maior influência continental nas amostras MB-17 (Capanema) em relação às outras, referentes à Ilha de Fortaleza e praia do Atalaia, através da tendência ao empobrecimento isotópico registrada para a localidade.



Fonte: Do autor.

Além das análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$, as análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras estudadas dos três perfis da Formação Pirabas mostram relação também com os dados gerados pela Análise de Correspondência (AC) discutida anteriormente. Ainda, a influência continental principalmente na Mina B-17 pode ser ratificada pela presença ictiólitos da Família Characidae, grupo exclusivamente de água doce, que foi reportado por Costa (2011), permitindo a autora à época inferir a influência estuarina para a Formação Pirabas.

É sabido que variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em sedimentos e organismos antigos podem indicar mudanças de temperatura (MARTINELLI et al., 2009; MOOK, 1968). Entretanto, neste trabalho, por terem sido utilizados amostras de rocha total para as análises isotópicas de oxigênio, as variáveis que controlam a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ são numerosas e incluem fatores como as análises isotópicas em rocha total representarem um valor médio entre os carbonatos produzidos no meio marinho; possíveis alterações diagenéticas; a composição isotópica das águas marinhas e continentais, à época; da própria morfologia costeira; e diversas modificações como, por exemplo, mudanças de desembocadura de canais fluviais no mar (AZEVEDO; RODRIGUES;

TAKAKI, 1997; SILVA; SALATI; SUGUIO, 1979). Desta maneira, a utilização isolada da composição isotópica de oxigênio em amostras marinhas antigas para inferências de paleotemperatura ou mesmo de mudanças climáticas simples nem sempre pode ser inferida com acurácia, devido à complexidade a partir da interação destes fatores acima mencionados, exigindo cautela em seu uso (SILVA; SALATI; SUGUIO, op. cit.). Nestes casos, a paleotemperatura é inferida de maneira mais qualitativa, diante a dificuldade de avaliação quantitativa.

Embora exista a dificuldade de inferência paleoclimática nas condições acima discutidas, Vieira (1981) relata que regressões marinhas em maior escala (como ocorrida na Formação Pirabas, por exemplo) tendem a aumentar os chamados “climas continentais”, em que a temperatura atinge um auge tornando o clima mais quente, ao contrário de quando ocorrem transgressões marinhas. Temperaturas elevadas favorecem a evaporação, enquanto o vapor da atmosfera condensa em regiões frias (WEFER et al. 1999).

O rebaixamento do nível do mar pode ocorrer a partir de eventos glaciais (RODRIGUES; FAUTH, 2013). Portanto, é possível que a fase predominantemente regressiva do mar que ocorreu no nordeste da Amazônia Oriental esteja relacionada com as mudanças globais de temperatura que ocorreram no limite Oligoceno Superior/Mioceno Inferior e Mioceno Médio que geraram curtos episódios oscilatórios de glaciação e expansão das calotas polares na Antártida (BILLUPS; SCHRAG, 2002; SHACKLETON; KENNETT, 1975).

7 CONCLUSÕES

O presente estudo multidisciplinar, integrando métodos estatísticos e análises isotópicas de carbono e oxigênio, levou a conclusão que:

- 1) A heterogeneidade paleoambiental da Formação Pirabas, refletida nas análises estatísticas de diversidade, dominância e similaridade, sugere que a diversidade da paleocomunidade no nordeste do estado do Pará, levando-se em consideração fatores tafonômicos, pode estar ligada aos tipos de ambientes que foram estabelecidos durante o Mioceno Inferior, em que quanto mais restrito o ambiente, menor a diversidade e vice-versa.
- 2) As informações da Análise de Correspondência (AC) sugerem que há um predomínio de determinado processo deposicional sedimentar de cada paleoambiente para cada localidade estudada à medida que se aproxima da linha de costa, estando a Mina B-17 (Capanema) mais associada predominantemente aos ambientes de água doce e estuarino; Salinópolis, possivelmente, inserido em um ambiente transicional entre laguna e estuário associado à vegetação de manguezal; e Ilha de Fortaleza mais associada a ambiente marinho/costeiro.
- 3) A relação de predominância entre os paleoambientes da Formação Pirabas parece estar inserida em um contexto temporal, encontrando suporte na tafocenose (associação de fósseis) ali estabelecida. É coerente sugerir, então, que a distribuição dos paleoambientes estudados da Formação miocênica, através dessas relações, está ligada de acordo com as espessuras de determinadas fácies em cada localidade, definidas pelo tempo de deposição desses pacotes sedimentares característicos para cada paleoambiente. Diante disso, é sugerido o termo “paleoambientes de predominância”.
- 4) A configuração da paisagem do nordeste do estado do Pará manteve-se semelhante durante o episódio de regressão marinha, quando acompanhou, paulatinamente, o recuo da linha de costa até a atual configuração.
- 5) Sobre a regressão marinha, as análises isotópicas apontaram para um empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente, no mar e no continente, revelando uma maior influência continental no litoral do nordeste da Amazônia Oriental durante o episódio regressivo. O recuo da linha de costa promoveu também o aumento do efeito de latitude e de

continentalidade entre as localidades Mina B-17 (Capanema), mais continental, e Ponta do Castelo (Ilha de Fortaleza) e praia do Atalaia (Salinópolis), costeira, influenciando a composição isotópica de oxigênio na área. Esses dados coadunam com os dados gerados pela Análise de Correspondência (AC) e com o padrão geral progradacional reportado por Góes et al. (1990).

Este estudo, também, denotou a importância da utilização de métodos estatísticos e de análises isotópicas para as ciências ambientais, revelando-se em ferramentas importantes para a caracterização do paleoambiente. Portanto, os métodos estatísticos cumpriram a função de auxiliar na interpretação de um grande volume de dados; e as análises isotópicas de fornecer informações sobre o comportamento isotópico de carbono e oxigênio na Formação Pirabas durante o recuo da linha de costa. É sugerido, também, para um maior refinamento na reconstrução paleoambiental, estudos complementares de investigação geocronológica para fornecer datações absolutas nestas áreas estudadas.

REFERÊNCIAS

- ACKERMANN, F.L. Geologia e Fisiogeografia da Região Bragantina (Estado do Pará). *Cadernos da Amazônia (INPA)*. v. 2, p. 1 – 90p, 1964.
- AGUILERA, O.; PÁES, E.T. The Pirabas Formation (Early Miocene from Brazil) and the Tropical Western Central Atlantic Subprovince. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi Cienc. Nat.* v. 7, n. 1, p. 29 – 45p, 2012.
- AGUILERA, O.; MORAES-SANTOS, H.M.; COSTA, S.A.R.F.; OHE, F.; JARAMILLO, C., NOGUEIRA, A. Ariid sea catfishes from the coeval Pirabas (Northeastern Brazil), Cantaure, Castillo (Northwestern Venezuela), and Castilletes (North Colombia) formations (early Miocene), with description of three new species. *Swiss Journal of Palaeontology*, v. 1, p. 45 – 68, 2013.
- AGUILERA, O.; SCHWARZHANS, W.; MORAES-SANTOS, H.M.; NEPOMUCENO, A. Before the flood: Miocene otoliths from eastern Amazon Pirabas Formation reveal a Caribbean-type fish fauna. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 56. P. 422 – 446, 2014.
- AREJANO, T.B. *Geologia e evolução holocênica do sistema lagunar da “Lagoa do Peixe”, litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil*. 2006. 83f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil, 2006
- ARMSTRONG, H.A.; BRASIER, M.D. *Microfossils, stable isotopes and ocean-atmosphere history*. 2 ed. Blackwell Publishing: Malden-USA, 2005. v. 4, p. 25 – 34.
- AZEVEDO, R.L.M. *Isótopos de oxigênio e carbono em estudos estratigráficos de detalhe na Bacia de Campos: aplicações no Quaternário e Oligoceno*.1995. 138f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.
- AZEVEDO, R.L.M.; RODRIGUES, R.; TAKAKI, T. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. *Bol. Geoci. PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v.11, n. 1-2, p. 19 – 32, jan./dez, 1997.
- BALBINO, A.C.; ANTUNES, M.T. Latest Miocene Dasyatidae (Neoselachii, Batomorphii) from the Alvalade Basin, Portugal. *Geobios*, v. 39, issue 6, p. 747 – 755, 2006.
- BARNES, R.S.K. *Coastal lagoons*. Cambridge: Cambridge University Press, 1980. 106p.
- BATES, R.L.; JACKSON, J.A. *Glossary of geology*. 2nd edn. Falls Church, Virginia: American Geological Institute, 1980.
- BEAL, C.H. *Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California*. Mexico: [s.n], 1948. 138p. (Geological Society of America Memoir, v. 31).

- BEHRENSMEYER, A.K.; TURNER, A. *Taxonomic occurrences of Suidae recorded in the Paleobiology Database*. 2013. Disponível em: <<http://fossilworks.org>>. Acesso em: 25 out./2014.
- BENZECRI, J.P. *L'analyse des données, tome 1: La taxinomie*, Dunod, Paris. Editor [s.n.]. 1973a. 615 p.
- BENZECRI, J.P. *L'analyse des données, tome 2: L'analyse des correspondances*. Dunod, Paris. Editor [s.n.]. 1973b. 619 p.
- BERGUE, C.T. A aplicação dos ostracodes (Crustacea) em pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas. *Terræ Didática*, v. 2, n. 1, p. 54 – 66, 2006.
- BEURLEN, K. Contribuição à Paleontologia do estado do Pará. - crustáceos decápodes. I – (Arthropoda - Crustacea) da Formação Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*. Nova Série Geológica, v. 5, p. 1 – 48, 1958a.
- BEURLEN, K. Contribuição à Paleontologia do estado do Pará. - Um balanomorfo da Formação Pirabas. II – (Arthropoda - Crustacea) *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*. Nova Série Geológica, v. 6, n. 1 – 6, 1958b.
- BILLUPS, K.; SCHRAG, D.P. Paleotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements on benthic foraminifera. *Paleoceanography*, v. 17, n. 1, p. 3-1 – 3-11, 2002.
- BRADLEY, R.S. *Paleoceanography: Reconstructing Climate of the Quaternary*. 2^a ed. Massachusetts: Academic Press, 613 p., 1985.
- BRIDGE, J.S. *Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Oxford: Blackwell Science. 2003.
- BRITO, I.M. Contribuição ao conhecimento dos Crustáceos decápodes da Formação Pirabas. I - Brachyura Brachyrhyncha. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 43(suplemento), p. 489 – 498, 1971.
- BRITO, I.M. Contribuição ao conhecimento dos Crustáceos decápodes da Formação Pirabas. II - Brachyura Ocypodidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 44, n. 1, p. 95 – 98, 1972.
- BRITO, I.M. Novas ocorrências de cirrípedes balanomorfos na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 49, n. 3, p. 465 – 468, 1977.
- BROWER, J.E.; ZAR, J.H. *Field and laboratory methods for general ecology*. 2nd ed., Iowa: Brown Publishers, 1984. 226 p.

CAMARGO, M.; ISAAC, V. Os peixes estuarinos da região Norte do Brasil: Lista de espécies e considerações sobre sua distribuição geográfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 17, p. 113 – 153, 2001.

CAMPOS, D.A.; BROIN, F. Tartarugas fósseis do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 53, n. 1, p. 210 – 211, 1981.

CLAYTON, R.N.; DEGENS, E.T. Use of carbon isotope analysis of carbonates for differentiating fresh - water and marine sediments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 43, p. 890 – 897, 1959.

COLLINS, J.S.H.; PORTELL, R.W.; DONOVAN, S.K. Decapod crustaceans from the Neogene of the Caribbean: diversity, distribution and prospectus. *Scripta Geologica*, v. 138, p. 55 – 111, 2009.

CONCHEYRO, G.A.; TÁVORA, V.A. Ocorrência de nanofósseis calcários na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no furo Cb-UFPA (85), município de Capanema, Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 64, p. 421 – 421, 1992.

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BERMEGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JR.; P.S.; COSTA, M.L. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do estado do Pará. *Geociências (UNESP)*, v. 12, n. 2, p. 373 – 396, 1993.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do Amazonas: *Geociências (Universidade Estadual de São Paulo)*, n. 14, p. 77 – 83, 1995.

COSTA, S.A.R.F. *A comunidade de tubarões (Chondrichthyes: Selachii: Galea) da Formação Pirabas, Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém – PA. 2005. 89f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará e Museu Paraense Emílio Goeldi, Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Belém, 2005.

COSTA, S.A.R.F. *Ictiólitos da Formação Pirabas, Mioceno do Pará, Brasil, e suas implicações paleoecológicas*. 2011. 109f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2011.

COSTA, S.A.R.F.; TOLEDO, P.M.; MORAES-SANTOS, H.M. Paleovertebrados. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (eds). *O Neógeno Da Amazônia Oriental*, Belém: MPEG. 2004. Cap. 5, p. 135 – 166.

CRAIG, H. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Science*, v. 133, p. 1702 – 1703, 1961.

CRAIG, H.; GORDON, C.I. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: TONGIORGI, E. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Pisa. [s.n.], 1965, p. 9 – 130.

- DEINES, P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In.: FRITZ, P.; FONTES, J.C.H. (Eds.). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. New York: Elsevier. 1980. v. 1, p. 329 – 406.
- DOMNING, D.P. Fossil sirenia of the West Atlantic and Caribbean region. II. *Diopltherium manigaulti* Cope, 1883. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 9, n. 4, p. 415 – 428, 1989a.
- DOMNING, D.P. Fossil sirenia of the West Atlantic and Caribbean region. III. *Xenosiren yucatea*, gen. et sp. nov. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 9, n. 4, p. 429 – 437, 1989b.
- DUARTE, L. Paleoflórula. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Belém: MPEG, 2004. Cap. 6, p. 169 – 196.
- EPSTEIN, S. *Variations of the O^{18}/O^{16} ratios of fresh waters and ices* - Proc. In: CONF. ON NUCLEAR PROCESS IN GEOL. 2nd. 1956. [S.l.]. Setting, 1956. p. 20.
- FAIRBRIDGE, R.W. The Estuary: It's definition and geodinamic cycle. In: OLAUSSON, E.; KATO, I. (Ed.). *Chemistry and biochemistry of estuaries*. New York. John Wilen e Sons. p. 1 – 35, 1980.
- FAURE, G. *Principles of Isotope Geology*. 2 ed. New York: John Wiley e Sons. 1986. 589p.
- FAURE, G.; MENSING, T. M. *Isotopes: principles and applications*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2005. 897p.
- FERNANDES, A.C.S. Contribuição à paleontologia do estado do Pará. Scleractinia da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) e suas implicações paleoecológicas (Coelenterata – Anthozoa). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Geologia, v. 22, p. 1 – 33, 1979.
- FERNANDES, A.C.S. Contribuição à Paleontologia do estado do Pará - Um novo *Flabellum* (Anthozoa - Scleractinia) na Formação Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova Série Geologia, v. 24, p. 1 – 7, 1981.
- FERNANDES, J.M.G. Paleoecologia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia. 1984. SBG, v. 33, n. 1, p. 330 – 340.
- FERNANDES, M.J.G.; TÁVORA, V.A. Estudo dos foraminíferos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) procedentes do furo CB-UFPa-P1(85), município de Capanema- estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 1, p. 470 – 475.
- FERREIRA, C.S. Contribuição à Paleontologia do Estado Pará.- Um novo *Xancus* da Formação Pirabas. VII-(Mollusca-Gastropdo). *Boletim do Museu Pareense Emílio Goeldi*. Nova série Geologia, v- 10, p. 1 – 8, 1964.

FERREIRA, C.S. Características lito-paleontológicas da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6, 1966, Belém, *Anais...* Belém: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1966, v. 6, p. 101 – 111.

FERREIRA, C.S. Fácies da Formação Pirabas (Mioceno Inferior): novos conceitos e ampliações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 49, 353 p. 1977.

FERREIRA, C.S. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), N e NE do Brasil, com as Formações Chipola e Tampa da península da Flórida, USA. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1, 1980, Buenos Aires. *Actas*. Buenos Aires: Asociacion Paleontologica Argentina (APA), 1980. v. 3, p. 49 – 55.

FERREIRA, C.S. Notas estratigráficas sobre o cenozóico marinho do estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, 1982, Belém. *Anais*. Belém: SBG, 1982. p.84 – 88.

FERREIRA, C.S.; CASSAB, R.C.T. Implicações faciológicas da Família Pectinidae (Mollusca-Bivalvia) da Formação Pirabas, Oligo-Mioceno do Norte e Nordeste do Brasil. In: Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Brasília, Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, *Série Geologia*. No27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, n. 2, p.205 – 209, 1985.

FERREIRA, C.S.; CUNHA, O.R. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. – Notas sobre a Formação Pirabas, com descrição de novos invertebrados fósseis. (Mollusca-Gastrópoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova Série Geologia, v. 2, p.1 – 60, 1957a.

FERREIRA, C.S.; CUNHA, O.R. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. – Redescrição e novas ocorrências do *Dentalium paulini* Maury, 1924, na área da Formação Pirabas. II – (Molusca - Scaphopoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova série, Geologia, v. 3, p. 1 – 10, 1957b.

FERREIRA, C.S.; CUNHA, O.R. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. – Novos invertebrados fósseis e redescrções de mais duas espécies da Formação Pirabas. III – (Molusca - Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova série, Geologia, v. 4, p. 1 – 32, 1957c.

FERREIRA, C.S.; CUNHA, O.R. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará. – Novas considerações sobre a Formação Pirabas e descrição de novos invertebrados fósseis. V – (Mollusca - Pelecypoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Nova série, Geologia, v. 8, p. 1 – 75, 1959.

FERREIRA, C.S.; FERNANDES, J.M.G. Espongiários silicosos (Hexactinellida) da Formação Pirabas, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. 9, p. 21 – 27, 1997.

FERREIRA PENNA, D.S. Breves Notícias Sobre os Sambaquis do Pará. *Archivos Museu Nacional*, v. 1, n. 85 – 99, 1876.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATIONS OF THE UNITED NATIONS (FAO) – *The World's Mangroves 1980 – 2005*. Forestry Paper, Rome, 2007. n. 153, 77p.

FROESE, R.; PAULY, D. *FishBase. World Wide Web electronic publication*. 2014. Disponível em <<http://www.fishbase.org>>, version (11/2014). Acesso em 25 out./2014.

GARDNER, J.R. Mollusca of the Tertiary formations of Northeastern Mexico. *Geological Society of American Memoir*, 11. 1945.

GARDNER, J.R. The Molluscan Fauna of the Alum Bluff Group of Florida. *United States Geological Survey Professional Paper*, 142A-H, p. 1 – 709, 1947.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, v. 2, p. 3 – 15, 1990.

HARRISON, T.D.; WHITFIELD, A.K. Estuarine typology and structuring of fish communities in South America. *Environmental Biology of Fishes*, v. 75, n. 3, p. 269 – 293, 2006.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/MG, WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, *Anais*, 1990. p. 766 – 771.

HELMS, P.B.; RIEDEL, W.R. Skeletal debris of fishes. In: WINTERER, E.L.; RIEDEL, W.R. (Eds.) *Initial reports of the deep-sea drilling project*, Washington (U.S.): Government Printing Office, 1971. 7, part 2, p. 1709 – 1720.

HENDY, A.J.W.; BUICK, D.P.; BULINSKI, K.V.; FERGUSON, C.A.; MILLER, A.I. *Unpublished census data from Atlantic coastal plain and circum-Caribbean Neogene assemblages and taxonomic opinions*. [S.l.: s.n.], 2008.

HERTLEIN, L.G.; JORDAN, E.K. Paleontology of the Miocene of Lower California. *Proceedings of the Academy of Sciences*, v. 16, n. 19, p. 605 – 647. 1927.

HOEFS, J. *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin Heidelberg: Springer – Verlag, 1973. 140p.

HOEFS, J. *Stable Isotope in Geochemistry*. 5 ed. Germany: Springer – Verlag. 2004. 244 p.

HOLMES, J.A.; CHIVAS, A.R. Ostracoda shell chemistry-overview. The Ostracoda: Applications in Quaternary research. *Geophysical. Monograph*. Washington, American Geophysical Union, v. 131, p. 185 – 204, 2002.

HODSON, F.; HODSON, H.K.; HARRIS, G.D. Some Venezuelan and Caribbean Mollusks. *Bulletins of America Paleontology*, vol. 13, n. 49, p. 1 – 160, 1927.

HOLZ, M.; SIMÕES, M.G. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS. 2002. 231p.

HUDSON-EDWARDS, K. Fluvial Environments. IN.: PERRY, C.; TAYLOR, K. *Environmental sedimentology*. Reino Unido: Blackwell Publishing, 2007. p. 75 – 108.

IGREJA, H.L.S. *Aspectos tectônico-sedimentares do fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão*. 1992. 192f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Belém, 1992.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Divisão Regional do Brasil em Mesorregiões e Microrregiões Geográficas*. Rio De Janeiro, 1990. v. 1, 135 p.

JUNG, P. Miocene Mollusca from the Paraguana Peninsula, Venezuela. *Bulletins of American Paleontology*, v. 49, n. 223, p. 389 – 652, 1965.

JUNG, P. Mollusks from the white Limestone group of Jamaica. In: CONFERENCIA GEOLOGICA DEL CARIBE, 6, 1972, Margarita, Venezuela, *Memorias de la conferencia geologica del caribe*, 6, Margarita, Venezuela, 1972. p.465 – 468.

KEELING, C.D. The concentration and isotopic abundance of carbon dioxide in rural areas. *Geochim. et Cosmochim Acta*, v. 13, n. 4, p. 322 – 334, 1958.

KEELING, C.D. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus*, v. 12, n. 2, p. 200 – 203, 1960.

KEELING, C.D. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. Scripps Institution of Oceanography. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 24, n. 3, p. 277 – 298, 1961

KEITH, M.L.; WEBER, J.M. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 28, p. 1787 – 1816, 1964.

KEITH, M.L.; ANDERSON, G.M.; EICHELER, R. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and freshwater environments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 28, p. 1757 – 1786, 1964.

KENDALL, C.; CALDWELL, E.A. Fundamentals of isotope geochemistry. In: KENDALL, C.; Mc DONNELL, J.J. (Eds.) *Isotopes Tracers in Catchment Hydrology, Chapter 2*, Elsevier Science, 1998. p. 51 – 86.

KROOPNICK, P. Isotopic fractionations during oxygen consumption and carbonate dissolution within the North Atlantic deep water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 49, p. 485 – 498, 1980.

LANDAU, B.; PETIT, R.; SILVA, C.M. The Pliocene Cancellariidae (Mollusca: Gastropoda) of the Cubagua Formation (Cerro Negro Member) from Cubagua Island, with a new species from the Miocene Cantaure Formation, Venezuela. *The Veliger*, v. 49, n. 1, p. 27 – 43, 2007.

LEITE, F.P.R. *Palinofloras Neógenas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Área Litorânea, Nordeste do Estado do Pará, Brasil*. 1997. 102p. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

LEITE, F.P.R. Palinologia. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Belém: MPEG, 2004. Cap. 2, p.55 – 90.

LOPES, C. A. *Variabilidade de isótopos estáveis de carbono e de isótopos estáveis de nitrogênio*. 47 f. Exame Geral de Qualificação (Mestrado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) – Universidade Estadual de Maringá, Departamento de Biologia, Maringá. 2001.

LUDWIG, J.A.; REYNOLDS, J.F. *Statistical ecology: a primer of methods and computing*. New York: Wiley Press, 1988. 337 p.

LUNDBERG, J.G.; MARSHALL, L.G.; GUERRERO, J.; HORTON, B.; MALABARBA, M.C.S.L.; WESSELINGH, F. The stage of neotropical fish diversification: A history of Tropical South America Rivers. In: MALABARBA, L.R.; REIS, R.E.; VARI, R.P.; LUCENA, Z.M.; LUCENA, C.A.S. *Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes*. (eds). Porto Alegre: Edipucrs, 1998. 603 p.

MACEDO, A.C.M. *Sobre a distribuição de Ostracoda no Mioceno caribeano com estudo especial sobre os ostracodes da Formação Pirabas, Pará, Brasil*. 1970. 62f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1970.

MACEDO, A.C.M. Considerações sobre os ostracodes do Mioceno marinho do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 43, p. 523 – 528, 1971.

MACEDO, A.C.M. Notícias sobre testemunhos de subsuperfície da Formação Pirabas do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 45, p. 655, 1973.

MACPHEE, R.D.E.; ITURRALDE-VINENT, M.A.; GAFFNEY, E.S. Domo de Zaza, an Early Miocene vertebrate locality in south-central Cuba, with notes on the tectonic evolution of Puerto Rico and the Mona Passage. *American Museum Novitates*, n. 3394, p. 1 – 42, 2003.

MANSFIELD, W.C. Miocene gastropods and scaphopods from Trinidad, British West Indies. *Proceedings of the United States National Museum*, v. 66, n. 22, p. 9116 – 9125, 1925.

MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do quaternário. *Bol. IG-USP, publ. espec*, n. 4, p. 1 – 161, 1986.

MARTINS-NETO, R.G. Review of some Crustacea (Isopoda and Decapoda) from Brazilian deposits (Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic) with descriptions of new taxa. *Acta Geológica Leopoldensia*, v. 24, n. 52 – 53, p. 237 – 254, 2001.

MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L.; MATSUI, E; FORSBERG, B.R.; MOZETO, A.A. Uso das variações naturais de $\delta^{13}\text{C}$ no estudo de cadeias alimentares em ambientes aquáticos: princípios e perspectivas. *Acta Limnológica Brasiliense*, v. 2, p. 859 – 882, 1988.

MARTINELLI, L.A.; OMETTO, J.P.H.B.; FERRAZ, E.S.; VICTORIA, R.L.; CAMARGO, P.B.; MOREIRA M.Z. *Desvendando Questões Ambientais com Isótopos Estáveis*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 141 p.

MAURY, C.J. Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas cretáceas. *Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, v. 4, p. 1 – 705, 1925.

MEYERS, P.A. Changes in organic carbon stable isotope ratios across the K/T boundary: global or local control? *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, Amsterdam: Elsevier Science, v. 101, p. 283 – 291, 1992.

MONTANARI, A.; ODIN G.S.; COCCIONI, R. *Miocene Stratigraphy: an integrated approach*. Amsterdam: Elsevier, 1997. 694 p.

MOOK, W.G. *Geochemistry of stable carbon and oxygen isotopes of natural waters in Netherlands*. 1968. 160f. Tese (Doutorado) – Gronigen, Holanda. 1968.

MORENO, J.F.; HENDY, A.J.W.; QUIROZ, L.; HOYOS, N.; JONES, D.S.; ZAPATA, V.; ZAPATA, S.; BALLEEN, G.A.; CADENA, E.; CARDENAS, A.L.; CARRILLO, J.D.; CARRILLO, J.D.; DELGADO-SIERRA, D.; ESCOBAR, J.; MARTINEZ, J.I.; MARTINEZ, C.; MONTES, C.; MORENO, J.; PEREZ, N.; SANCHEZ, R.; SUAREZ, C.; VALLE, M.C. An Overview and Revised Stratigraphy of Early Miocene-Pliocene Deposits in Cocinetas Basin, La Guajira, Colombia. *Swiss Journal of Paleontology*. *Swiss J. Palaeontol.*, v. 134, n. 1, p. 5 – 43, 2015.

NELSON, J.S. *Fishes of the World*. 3 ed. New York: Ed. John Wiley e Sons Inc., 1994. 600 p.

NIER, A.O. A Redetermination of the relative abundances of the isotopes, of carbon, nitrogen, argon, oxygen, potassium. *Physics Review*, v. 77, p. 789 – 793, 1950.

OLIVEIRA, P.E. Contribuição a paleontologia do estado do Pará. – Um novo nautilóide da Formação Pirabas. IV - (Mollusca – Cephalopoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Geologia, n. 7, p. 1 – 7, 1958.

O'NEIL, J.R. Theoretical and experimental aspect of isotopic fractionation. *Reviews in Mineralogy*, v. 16, p. 1 – 40, 1986.

PAULA-COUTO, C. Contribuição à paleontologia do estado do Pará. Um sirênio na Formação Pirabas. In: I SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Belém. *Atas...* Belém: CNPq, 1967. v. 1, p. 345 – 357.

PEREIRA, J.C.R. *Análise de dados qualitativos: Estratégias metodológicas para as ciências da saúde, humanas e sociais*. 2 Ed. São Paulo: EDUSP, 1999.

PEREIRA, A.L.; BENEDITO, E. Isótopos Estáveis em Estudos Ecológicos: Métodos, Aplicações e Perspectivas. *Rev. biociên.*, Taubaté, v. 13, n. 1 – 2, p. 16 – 27, 2007.

- PETERSON, B.J.; FRY, B. Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual Review of Ecology and Systematics*, Palo Alto, v. 18, p. 293 – 320, 1987.
- PETRI, S. Ocorrência de foraminíferos fósseis no Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*. Geologia, v. 134, n. 7, p. 21 – 38, 1952.
- PETRI, S. Foraminíferos fósseis da Bacia do Marajó. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*. Geologia, v. 134, p. 1 – 172, 1954.
- PETRI, S. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*. Geologia, v. 216, n. 16, p. 1 – 79, 1957.
- POTTER, P.E.; SZATMARI, P. Global Miocene Tectonics and The Modern World. *Earth-Science Reviews*, v. 96, n. 4, p. 279 – 295, 2009
- POUGH, F.H.; JANIS, C.M.; HEISER, J.B. *A vida dos vertebrados*. 3 Edição. São Paulo: Atheneu, 2003. 699p.
- QUADROS, L.P.; FERNANDES, A.C.S. Ocorrências inéditas de nanofósseis calcários da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) na localidade Vila Mãe do Rio, município de Irituia, Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 54, n. 1, p. 254 – 254. 1982.
- QUAY, P.D.; WILBUR, D.O.; RICHEY, J.E.; HEDGES, J.I.; DEVOL, A.H. Carbon Cycling In The Amazon River: Implications from The $\delta^{13}\text{C}$ compositions of Particles and Solutes. *Limnology and Oceanography*, v. 37, n. 4, p. 857 – 871, 1992.
- RAMOS, M.I.F.; TÁVORA, V.A.; PINHEIRO, M.P.; BAIA, N.B. Microfósseis. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (Ed.). *O Neógeno Da Amazônia Oriental*, Belém: MPEG. 2004. Cap. 2, p. 93 – 107.
- ROBINS, C.R.; RAY, G.C. *A field guide to Atlantic coast fishes of north america*. Boston, U.S. A.: Houghton Mifflin Company, 1986. 354p.
- RODRIGUES, R. Aplicação dos isótopos estáveis do carbono e oxigênio na exploração do petróleo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1., 1978. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro do Petróleo, 1978. v. 1, p. 11 – 25.
- RODRIGUES, R.; TAKAKI, T. Estratigrafia isotópica de seqüências carbonáticas cenozóicas da costa norte do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 1, n. 2, p. 177 – 182, 1987.
- RODRIGUES, G.B.; FAUTH, G. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae didat*. vol.9, n.1, p. 34 – 49, 2013.
- ROSSETTI, D.F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 133, n. 3 – 4, p. 295 – 324, 2000.

ROSSETTI, D.F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, n. 1, p. 77 – 89, 2001.

ROSSETTI, D.F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, v. 169, n. 3 – 4, p. 151 – 174, 2004.

ROSSETTI, D.F. Evolução Sedimentar Miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geol. USP. Sér. Cient.*, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 7 – 18, 2006.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Belém: MPEG, 2004a. 225p.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. Geologia. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (Ed.). *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Belém: MPEG, 2004b. Cap. 1, p.13 – 52.

ROSSETTI, D.F.; SANTOS JR. A.E.A. Facies Architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 17, n. 4, p. 267 – 284, 2004.

RUPPERT, E.E.; FOX, R.S.; BARNES, R.D. *Zoologia dos invertebrados*. 7 Ed. São Paulo: Livraria Roca Ltda, 2005. 1145p.

SANCHEZ-VILLAGRA, M.R.; BURNHAM, R.J.; CAMPBELL, D.C.; FELDMANN, R.M.; GAFFNEY, E.S.; KAY, R.S.; LOZSAN, R.; PURDY, R.; THEWISSEN, J.G.M. A new near-shore marine fauna and flora from the early Neogene of northwestern Venezuela. *Journal of Paleontology*, v. 74, n. 5, p. 957 – 968, 2000.

SANTOS, M.E.C.M. Equinóides miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim do departamentonacional de produção mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia*, n. 179, p. 1 – 24, 1958.

SANTOS, M.E.C.M. Equinóides miocênicos da Formação Pirabas. SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, 1967, Belém. *Atas...*, Belém: CNPq, v. 1, p. 407 – 410, 1967.

SANTOS, R.S.; SALGADO, M.S. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará. Novos restos de peixes da Formação Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, v. 16, n. 3, p. 1 – 16, 1971.

SANTOS, R.S.; TRAVASSOS, H. *Contribuição à paleontologia do Estado do Pará. Peixes fósseis da Formação Pirabas*. Monografia, DNPM. Rio de Janeiro, v. 16, 35p. 1960.

SHACKLETON, N.J.; HALL, M.A. Stable isotope records in bulk sediments. In: PISIAS, N.G.; MAYER, L.A.; JANECEK, T.R.; PALMER-JULSON, A.; VAN ANDEL, T.H. (eds). *Proceedings of The Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Washington: U.S. Printing Office, 1995. v. 138, p. 797 – 805.

SHACKLETON, N.J.; KENNETT, J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In: KENNETT, J.P.; HOUTZ, R.E. *Initial Reports of The Deep-Sea Drilling Project*. Washington (U.S.): Government Printing Office, 1975a, v. 29, p. 743 – 755.

SHERR, E.B. Carbon isotope composition of organic seston and sediments in a Georgia salt marsh estuary. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v. 46, p. 1227 – 1232, 1982.

SHIMABUKURO, S.; FERREIRA, C.S. Nanofósseis calcários da Formação Pirabas, fácies Baunilha Grande da porção emersa da Bacia Pará – Maranhão, considerações lito e biocronoestratigráficas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, n.2, p. 266 – 266, 1996.

SILVA, J.R.M.; SALATI, E.; SUGUIO, K. Composição isotópica de carbono e oxigênio de conchas de pelecípodos do litoral brasileiro e seu significado ambiental. *Bol. IG*, Instituto de Geociências, USP, v.10, p. 79 – 90, 1979.

SILVEIRA, C.S.; SILVA JÚNIOR, G.C. O uso de isótopos ambientais em estudos hidrogeológicos no Brasil: uma resenha crítica. *Anu. Inst. Geociênc.* v. 25. p. 25 – 43, 2002.

SILVEIRA, A.C.; VAREJÃO, F.G.; NEUMANN, V.H.; SIAL, A.N.; ASSINE, M.L.; FERREIRA, V.P.; FAMBRINI, G.L. Químioestratigrafia de carbono e oxigênio dos carbonatos lacustres aptianos da Serra do Tonã, subbacia de Tucano Norte, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*. v. 24, n. 2, p. 47 – 63, 2014.

SUGUIO, K.; BERENHOLC, M.; SALATI, E. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da formação Bauru. *Bol. IG*. n. 6. p. 55 – 75, 1975.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: MORNER, N.A. (Org.). *Earth rheology, isostasy and eustasy*. Inglaterra: John Wiley & Sons, 1980, p. 471 – 486.

TAN, F.C.; STRAIN, P.M. Sources, sinks and distribution of organic carbon in the St. Lawrence Estuary, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, n. 1, p. 125 – 132, 1983.

TAKAKI, T. *Utilização de isótopos como indicadores ambientais: bacias de Campos, Santos e Espírito Santo*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DIVEX. SEGEQ. 27p., 1984 (Relatório interno, n. 0530).

TAKAKI, T.; RODRIGUES, R. *Utilização de isótopos como indicadores ambientais nas Bacias do Norte do Brasil*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DIVEX. SEGEQ, 1986. 1v. (Relatório Interno).

TÁVORA, V.A. *Ostracodes da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará, Brasil*. 1992. 88f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.

TÁVORA, V.A. Bythocytheridae, Cytherideidae e Cytheruridae (Crustacea - Ostracoda) na Formação Pirabas (EoMioceno) – Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. 6, p. 91 – 113, 1994.

TÁVORA, V.A. Ocorrência de uma nova espécie de ostracoda na Formação Pirabas (Eomioceno) – Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. 10, p. 3 – 15, 1998.

TÁVORA, V.A.; COSTA, R.M. Ocorrência de diatomáceas cêntricas na Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. *Paleontologia em destaque*, n. 44, p. 14 – 14. 2003.

TÁVORA, V.A.; CASTRO, C.B.; MEDEIROS, M.S. Sobre a ocorrência de gorgônias (Cnidaria – Octocorallia) na Formação Pirabas (EoMioceno) – Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, 1997, Belém: *Boletim de Resumos*, Belém: SBP, 1997. v.1, p. 41 – 41.

TÁVORA, V.A.; FERNANDES, A.C.S.; FERREIRA, C.S. Ilha de Fortaleza, PA – Expressivo Registro de Fósseis do Cenozóico Marinho do Brasil. In: SCHOBENHAUNS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BOM, M.L.C. (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1. ed. Brasília,DF: DNPM/CPRM. Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (SIGEP), 2002a. v. 1, p.139 – 144.

TÁVORA, V.A.; IMBELONI, E.F.F.; CACELA, A.S.M.; BAIA, N.B. Paleoinvertebrados. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Belém: MPEG, 2004. Cap. 4, p. 111 – 131.

TÁVORA, V.A.; MESQUITA, N.; SOUZA, S.R.; CACELA, A.S.M.; TEIXEIRA, S.G. Sistemática e tafonomia dos Crustáceos Decápodes da Ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 2, p. 223 – 230, 2002b.

TÁVORA, V.A.; MIRANDA, V.F.O.; VIEGAS, L.G.F.; GALVÃO, P.H.F. Novos registros de crustáceos decápodes do cenozóico (Paleoceno e Mioceno Inferior) do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 3, p. 393 – 400, 2005b.

TÁVORA, V.A.; PONTES, K.G.A.; MESQUITA, N. Sistemática e tafonomia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (EoMioceno), estado do Pará, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v. 63, n. 3, 459 – 470, 2005a.

TÁVORA, V.A.; SANTOS, A.A.R.; ARAÚJO, R.N. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Ciências Naturais, v. 5, n. 2, p. 207 – 224, 2010.

TÁVORA, V.A.; SILVEIRA, E.S.F.; MILHOMEM NETO, J.M. Mina B-17, Capanema, PA – Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1. Ed. Brasília,DF: DNPM/CPRM. Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (SIGEP 121), 2007. v. 1, p. 363 – 370.

TOLEDO, P.M. Sobre novos achados de sirênios (*Sirenotherium pirabense* Paula Couto, 1967) na Formação Pirabas (Pará, Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. 1, n. 1, p. 5 – 10, 1989.

TOLEDO, P.M.; DOMNING, D.P. Fóssil Sirenia (Mammalia: *Dungongidae*) from the Pirabas Formation (Early Miocene), Northern Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. 1, n. 2, p. 119 – 146, 1989.

TOLEDO, P.M.; MORAES-SANTOS, H.M.; ROSSETTI, D.F.; COSTA, S.A.R.F. Vertebrate paleocommunity of the late Oligocene to early Miocene Beds from the Pirabas Formation, Northern Brazil. In: EUROPEAN MEETING ON THE PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF LATIN AMERICA, 3rd, 2002. Toulouse, França. *Cuadernos del Museo Geominero*, Toulouse, França, 2002. p. 120 – 123.

TOLEDO, P.M.; SOUZA-FILHO, J.P.; MCDONALD, H.G.; ROSSETTI, D.F. Contribuição para a paleontologia do Estado do Pará. Presença de Crocodilia na Formação Pirabas, Mioceno Inferior. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. 9, p. 107 – 113, 1997.

TOMLINSON, P.B. *The botany of mangroves*. Cambridge, UK, Cambridge University Press. 1986. 413p.

TORQUATO, J.R.F. *Aplicações dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio ao estudo do precambriano brasileiro*. 1980. 268f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Ceará. 1980.

URDINÍNEA, J.A. *Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas*. 1977. 198f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1977.

VIEIRA, P.C. Variações do nível, marinho: alterações eustáticas no quaternário. *Rev. IG*, São Paulo, v. 2, n. 1, p. 39 – 58, 1981.

VOKES, H.E.; VOKES, E.H. Variation in the genus *Orthaulax* (Mollusca: *Gastropoda*). *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, v. 6, n. 2, p. 71 – 79, 1968.

VONHOF, H.B.; KAANDORP, R.J.G. Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. *Amazonia: Landscape and Species Evolution – A Look Into The Past*. Blackwell Publishing. 2010, p. 201 – 210.

WALKER, P.; WOOD, E. *The Continental Shelf – Life in The Sea*. [S.l.]: Facts on File, Inc. 2005. 142p.

WEFER, G.; BERGER W.H.; BIJMA J.; FISCHER G. Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In: FISCHER, G., WEFER, G. (edit.). *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from de South Atlantic*. [S.l.]: Springer. 1999. p. 1 – 68.

WHITE, C.A. Contribuição à Paleontologia do Brasil. *Archivos do Museu Nacional*, v. 7, n. 1, p. 1 – 273. 1887.

WOODRING, W.P. Geology and Paleontology of Canal Zone and adjoining parts of Panama, geology and description of Tertiary mollusks (gastropods: Trochidae to Turritellidae). United States: *Geological Survey Professional*, Paper 306-A, p. 1 – 145, 1957.

WROBLEWSKI, A.F.J. New Selachian Paleofaunas from “fluvial” deposits of the Ferris and Lower Hanna Formations (Maastrichtian-Seladian: 66-58 Ma), Southern Wyoming. *Palaios*, v. 19, n. 3, p. 249 – 258, 2004.

ZOARH, I.; BELMAKER, M. Size does matter: methodological comments on sieve size and species richness in fishbone assemblages. *Journal of Archaeological Science*, v. 32, n. 4, p. 635 – 641, 2005.

ANEXOS

ANEXO A- MATRIZ DE DADOS DOS GRUPOS FUNCIONAIS REGISTRADOS PARA ILHA DE FORTALEZA ORGANIZADA POR GÊNEROS.

Ilha de Fortaleza	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
Poríferos				
<i>Aphrocallistes</i>	1	0	0	0
<i>Manzonia</i> †	1	0	0	0
Cnidários				
<i>Asterosmilia</i>	1	1	0	0
<i>Balanophyllia</i>	1	1	0	0
<i>Bathycyathus</i>	1	1	0	0
<i>Dendrophyllia</i>	1	1	0	0
<i>Discotrochus</i> †	1	1	0	0
<i>Flabellum</i>	1	1	1	0
<i>Fungia</i>	1	0	0	0
<i>Placosmilia</i> †	1	1	0	0
<i>Trochoseris</i> †	1	1	0	0
Briozoários				
<i>Cupuladria</i>	1	0	0	0
<i>Lunulites</i> †	1	0	0	0
<i>Steginoporella</i>	1	0	0	0
Biválves				
<i>Amusium</i>	1	1	0	0
<i>Anadara</i>	1	1	1	0
<i>Anomia</i>	1	1	1	0
<i>Arca</i>	1	1	1	0
<i>Arcinella</i>	1	0	0	0
<i>Barbatia</i>	1	1	1	0
<i>Callista</i>	1	1	1	0
<i>Cardita</i>	1	1	1	0
<i>Cardium</i>	1	1	1	0
<i>Chama</i>	1	1	1	0
<i>Clavagella</i>	1	1	0	0
<i>Clementia</i>	1	1	1	1
<i>Corbula</i>	1	1	1	0
<i>Crassostrea</i>	1	1	1	0
<i>Cubitostrea</i> †	1	1	0	0
<i>Cultellus</i>	1	1	0	0
<i>Divaricella</i>	1	1	0	0
<i>Dosinia</i>	1	1	1	0

(continuação)

Ilha de Fortaleza	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
<i>Fragum</i>	1	1	1	0
<i>Glycymeris</i>	1	1	1	0
<i>Laevicardium</i>	1	1	1	0
<i>Lima</i>	1	1	0	0
<i>Linga</i>	1	1	0	0
<i>Lucina</i>	1	1	0	1
<i>Macoma</i>	1	1	1	0
<i>Mactra</i>	1	1	1	0
<i>Mercenaria</i>	1	1	1	0
<i>Metis</i>	1	0	0	0
<i>Miltha</i>	1	0	0	0
<i>Modiolus</i>	1	1	1	0
<i>Mytilus</i>	1	1	1	0
<i>Neopycnodonta</i>	1	0	0	0
<i>Pecten</i>	1	1	1	0
<i>Phacoides</i>	1	1	1	0
<i>Pitar</i>	1	1	1	0
<i>Plicatula</i>	1	1	1	0
<i>Pteria</i>	1	1	1	0
<i>Scapharca</i>	1	1	0	0
<i>Semele</i>	1	1	1	0
<i>Solena</i>	1	1	0	0
<i>Spondylus</i>	1	1	0	0
<i>Tagelus</i>	1	1	1	0
<i>Tellina</i>	1	1	1	0
<i>Trachycardium</i>	1	1	1	0
<i>Venericardia</i>	1	0	1	0
<i>Ventricolaria</i>	1	0	0	0
Escafópodes				
<i>Dentalium</i>	1	1	1	0
Gastrópodes				
<i>Alectrion</i>	1	0	0	0
<i>Amauropsis</i>	1	0	1	0
<i>Ancilla</i>	1	0	1	0
<i>Ancillaria</i>	1	0	1	0
<i>Architectonica</i>	1	1	1	0
<i>Calliostoma</i>	1	1	1	0

(continuação)

Ilha de Fortaleza	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
<i>Cancellaria</i>	1	1	1	0
<i>Cerithium</i>	1	1	1	0
<i>Colubraria</i>	1	0	0	0
<i>Conus</i>	1	1	1	1
<i>Crassispira</i>	1	1	0	0
<i>Crucibulum</i>	1	1	1	0
<i>Cypraea</i>	1	1	0	0
<i>Drillia</i>	1	1	0	0
<i>Fasciolaria</i>	1	1	0	0
<i>Ficus</i>	1	1	1	1
<i>Fissuridea</i> †	1	0	0	0
<i>Fusus</i>	1	1	0	0
<i>Lunatia</i>	1	1	1	0
<i>Lyria</i>	1	1	0	0
<i>Marginella</i>	1	1	0	0
<i>Melongena</i>	1	1	1	0
<i>Mesalia</i>	1	0	1	0
<i>Mitra</i>	1	1	0	0
<i>Morum</i>	1	1	0	0
<i>Murex</i>	1	1	0	0
<i>Natica</i>	1	1	1	1
<i>Neverita</i>	1	1	1	0
<i>Oliva</i>	1	1	1	0
<i>Olivella</i>	1	1	1	0
<i>Orthaulax</i> †	1	0	0	0
<i>Pachycrommium</i> †	1	1	0	0
<i>Petalconchus</i> †	1	1	0	0
<i>Phalium</i>	1	0	0	0
<i>Pleuroliria</i> †	1	0	0	0
<i>Pycnodonta</i>	1	1	0	0
<i>Pyrula</i>	1	0	0	0
<i>Retusa</i>	1	1	1	0
<i>Scaphander</i>	1	1	0	0
<i>Sconsia</i>	1	0	0	0
<i>Serpulorbis</i>	1	0	0	0
<i>Simpulum</i>	1	1	0	0
<i>Siphonalia</i>	1	0	1	0

(continuação)

Ilha de Fortaleza	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
<i>Stigmaulax</i>	1	1	0	0
<i>Strombus</i>	1	1	1	1
<i>Surcula</i>	1	0	0	0
<i>Terebra</i>	1	1	1	0
<i>Tritonidea</i> †	1	0	0	0
<i>Trochus</i>	1	1	0	0
<i>Trophon</i>	1	1	0	0
<i>Turbinella</i>	1	1	0	0
<i>Turbo</i>	1	1	1	0
<i>Turritella</i>	1	1	1	1
<i>Umbrella</i>	1	0	0	0
<i>Vasum</i>	1	1	0	0
<i>Vermetus</i>	1	1	0	0
<i>Xancus</i>	1	1	0	0
<i>Xenophora</i>	1	1	0	0
Cefalópodes				
<i>Aturia</i> †	1	0	0	0
Equinóides				
<i>Abertella</i> †	1	0	0	0
<i>Clypeaster</i>	1	1	0	0
<i>Echinolampas</i>	1	0	1	0
<i>Histocidaris</i>	1	0	0	0
<i>Plagiobrissus</i>	1	0	0	0
<i>Prionocidaris</i>	1	1	0	0
<i>Phyllacanthus</i>	1	0	0	0
<i>Schizaster</i>	1	0	0	0
Crustáceos decápodes:				
<i>Acanthocarpus</i>	1	0	0	0
<i>Arenaeus</i>	1	0	0	0
<i>Callapa</i>	1	0	0	0
<i>Calappilia</i> †	1	0	0	0
<i>Callinectes</i>	1	0	1	0
<i>Cyclocancer</i> †	1	0	0	0
<i>Euphylax</i>	1	0	0	0
<i>Hepatella</i>	1	0	0	0
<i>Necronectes</i> †	1	0	0	0
<i>Panopeus</i>	1	1	1	0

(conclusão)

Ilha de Fortaleza	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
<i>Parthenope</i>	1	0	0	0
<i>Portunus</i>	1	1	0	0
<i>Randallia</i>	1	0	0	0
<i>Scylla</i>	1	0	0	1
<i>Sesarma</i>	1	0	0	0
<i>Tasadia</i> †	1	0	0	0
<i>Typilobus</i> †	1	0	0	0
Peixes				
<i>Arius</i>	1	1	1	0
<i>Carcharhinus</i>	1	1	1	1
<i>Carcharodon</i>	1	1	1	0
<i>Diodon</i>	1	1	1	0
<i>Galeocerdo</i>	1	1	1	1
<i>Ginglymostoma</i>	1	1	1	0
<i>Hemipristis</i>	1	1	1	1
<i>Hypoprion</i> †	1	0	0	0
<i>Isurus</i>	1	1	1	1
<i>Myliobatis</i>	1	1	1	1
<i>Nebrius</i>	1	0	1	0
<i>Palaeomyliobatis</i>	1	1	1	1
<i>Rhinoptera</i>	1	1	1	1
<i>Rhynchlatrus</i>	1	0	0	0
<i>Scoliodon</i> †	1	0	0	1
<i>Sphyræna</i>	1	0	1	1
Sirênios				
<i>Dioplotherium</i> †	1	0	0	0
<i>Metaxitherium</i> †	1	1	1	0
<i>Rytiodus</i> †	1	0	1	0

Fonte: Behrensmeyer e Turner (2013), Froese e Pauly (2014) e Távora, Santos e Araújo (2010).

ANEXO B- MATRIZ DE DADOS DOS GRUPOS FUNCIONAIS REGISTRADOS PARA A MINA B-17 (CAPANEMA) ORGANIZADA POR GÊNEROS E UMA FAMÍLIA (CHARACIDAE).

Gênero	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
Poríferos				
<i>Aphrocallistes</i>	1	0	0	0
<i>Manzonia</i> †	1	0	0	0
Cnidários				
<i>Caryophyllia</i>	1	1	0	0
<i>Flabellum</i>	1	1	1	0
Biválves				
<i>Anadara</i>	1	1	1	0
<i>Anomia</i>	1	1	1	0
<i>Arcinella</i>	1	0	0	0
<i>Barbatia</i>	1	1	1	0
<i>Cardita</i>	1	1	1	0
<i>Cardium</i>	1	1	1	0
<i>Chama</i>	1	1	1	0
<i>Chlamys</i>	1	1	1	0
<i>Clementia</i>	1	1	1	0
<i>Corbula</i>	1	1	1	0
<i>Cubitostrea</i> †	1	1	0	0
<i>Dosinia</i>	1	1	1	0
<i>Glycymeris</i>	1	1	1	0
<i>Laevicardium</i>	1	1	1	0
<i>Lima</i>	1	1	0	0
<i>Linga</i>	1	1	0	0
<i>Mactra</i>	1	1	1	0
<i>Mercenaria</i>	1	1	1	0
<i>Mytilus</i>	1	1	1	0
<i>Pitar</i>	1	1	1	0
<i>Plicatula</i>	1	1	1	0
<i>Scapharca</i>	1	1	0	0
<i>Spondylus</i>	1	1	0	0
<i>Tellina</i>	1	1	1	0
<i>Trachycardium</i>	1	1	1	0
<i>Venericardia</i>	1	0	1	0
<i>Ventricolaria</i>	1	0	0	0

(continuação)

Mina B-17	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
Gastrópodes				
<i>Amauropsis</i>	1	0	1	0
<i>Architectonica</i>	1	1	1	0
<i>Calliostoma</i>	1	1	1	0
<i>Cancellaria</i>	1	1	1	0
<i>Cerithium</i>	1	1	1	0
<i>Colubraria</i>	1	0	0	0
<i>Crassispira</i>	1	1	0	0
<i>Cypraea</i>	1	1	0	0
<i>Drillia</i>	1	1	0	0
<i>Ficus</i>	1	1	1	1
<i>Fissuridea</i> †	1	0	0	0
<i>Fusus</i>	1	1	0	0
<i>Lunatia</i>	1	1	1	0
<i>Lyria</i>	1	1	0	0
<i>Mesalia</i>	1	0	1	0
<i>Mitra</i>	1	1	0	0
<i>Murex</i>	1	1	0	0
<i>Natica</i>	1	1	1	1
<i>Oliva</i>	1	1	1	0
<i>Olivella</i>	1	1	1	0
<i>Orthaulax</i> †	1	0	0	0
<i>Pachycrommium</i> †	1	1	0	0
<i>Sconsia</i>	1	0	0	0
<i>Surcula</i>	1	0	0	0
<i>Tritonidea</i> †	1	0	0	0
<i>Trochus</i>	1	1	0	0
<i>Turbinella</i>	1	1	0	0
<i>Turritella</i>	1	1	1	1
<i>Umbrella</i>	1	0	0	0
<i>Xancus</i>	1	1	0	0
<i>Xenophora</i>	1	1	0	0
Equinóides				
<i>Abertella</i> †	1	0	0	0
<i>Agassizia</i>	1	0	0	0
<i>Prionocidaris</i>	1	1	0	0

(conclusão)

Mina B-17	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
Gênero				
Crustáceos Decápodes				
<i>Acanthocarpus</i>	1	0	0	0
<i>Callapa</i>	1	0	0	0
<i>Callinectes</i>	1	0	1	0
<i>Euphylax</i>	1	0	0	0
<i>Necronectes</i> †	1	0	0	0
<i>Portunus</i>	1	1	0	0
<i>Scylla</i>	1	0	0	1
Cirrípedes balanomorfos:				
<i>Balanus</i>	1	1	1	0
<i>Megabalanus</i>	1	0	0	0
Peixes				
<i>Carcharhinus</i>	1	1	1	1
<i>Carcharodon</i>	1	1	1	0
Characidae	0	0	0	1
<i>Galeocerdo</i>	1	1	1	1
<i>Ginglymostoma</i>	1	1	1	0
<i>Hemipristis</i>	1	1	1	1
<i>Isurus</i>	1	1	1	1
<i>Nebrius</i>	1	0	1	0
<i>Scoliodon</i> †	1	0	0	1
<i>Sphyrna</i>	1	1	1	1
Sirênios				
<i>Dioplotherium</i> †	1	0	0	0
<i>Metaxitherium</i> †	1	1	1	0
<i>Rytiodus</i> †	1	0	1	0

Fonte: Behrensmeyer e Turner (2013), Froese e Pauly (2014) e Távora, Santos e Araújo (2010).

ANEXO C- MATRIZ DE DADOS DOS GRUPOS FUNCIONAIS REGISTRADOS PARA SALINÓPOLIS ORGANIZADA POR GÊNEROS.

Salinópolis	Ambientes				
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial	
Poríferos					
<i>Aphrocallistes</i>		1	0	0	0
<i>Manzonia</i> †		1	0	0	0
Cnidários					
<i>Balanophyllia</i>		1	1	0	0
<i>Caryophyllia</i>		1	1	0	0
<i>Flabellum</i>		1	1	1	0
<i>Stylophora</i>		1	1	0	0
Briozoários					
<i>Cupuladria</i>		1	0	0	0
<i>Lunulites</i> †		1	0	0	0
<i>Steginoporella</i>		1	0	0	0
Biválves					
<i>Anadara</i>		1	1	1	0
<i>Anomia</i>		1	1	1	0
<i>Arcinella</i>		1	0	0	0
<i>Barbatia</i>		1	1	1	0
<i>Cardita</i>		1	1	1	0
<i>Cardium</i>		1	1	1	0
<i>Cerithium</i>		1	1	1	0
<i>Chama</i>		1	1	1	0
<i>Chione</i>		1	1	1	0
<i>Chlamys</i>		1	1	1	0
<i>Clementia</i>		1	1	1	0
<i>Corbula</i>		1	1	1	0
<i>Crassostrea</i>		1	1	1	0
<i>Cubitostrea</i> †		1	1	0	0
<i>Dosinia</i>		1	1	1	0
<i>Ficus</i>		1	1	0	1
<i>Glycymeris</i>		1	1	1	0
<i>Laevicardium</i>		1	1	1	0
<i>Lima</i>		1	1	0	0
<i>Linga</i>		1	1	0	0
<i>Mactra</i>		1	1	1	0
<i>Mercenaria</i>		1	1	1	0

(continuação)

Salinópolis	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
<i>Mytilus</i>	1	1	1	0
<i>Pitar</i>	1	1	1	0
<i>Plicatula</i>	1	1	1	0
<i>Scapharca</i>	1	1	0	0
<i>Spondylus</i>	1	1	0	0
<i>Tellina</i>	1	1	1	0
<i>Trachycardium</i>	1	1	1	0
<i>Venericardia</i>	1	0	1	0
<i>Ventricolaria</i>	1	0	0	0
Gastrópodes				
<i>Amauropsis</i>	1	0	1	0
<i>Architectonica</i>	1	1	1	0
<i>Calliostoma</i>	1	1	1	0
<i>Cancellaria</i>	1	1	1	0
<i>Cerithium</i>	1	1	1	0
<i>Colubraria</i>	1	0	0	0
<i>Crassispira</i>	1	1	0	0
<i>Cypraea</i>	1	1	0	0
<i>Drillia</i>	1	1	0	0
<i>Ficus</i>	1	1	1	1
<i>Fissuridea</i> †	1	0	0	0
<i>Fusinus</i>	1	1	1	0
<i>Fusus</i>	1	1	0	0
<i>Lunatia</i>	1	1	1	0
<i>Lyria</i>	1	1	0	0
<i>Mesalia</i>	1	0	1	0
<i>Mitra</i>	1	1	0	0
<i>Murex</i>	1	1	0	0
<i>Natica</i>	1	1	1	1
<i>Oliva</i>	1	1	1	0
<i>Olivella</i>	1	1	1	0
<i>Orthaulax</i> †	1	0	0	0
<i>Pachycrommium</i> †	1	1	0	0
<i>Sconsia</i>	1	0	0	0
<i>Surcula</i>	1	0	0	0
<i>Tritonidea</i> †	1	0	0	0
<i>Trochus</i>	1	1	0	0
<i>Turbinella</i>	1	1	0	0

(conclusão)

Salinópolis	Ambientes			
	Marinho/Costeiro	Lagunar	Estuário	Fluvial
<i>Turritella</i>	1	1	1	1
<i>Umbrella</i>	1	0	0	0
<i>Xancus</i>	1	1	0	0
<i>Xenophora</i>	1	1	0	0
Cefalópodes				
<i>Aturia</i> †	1	0	0	0
Equinóides				
<i>Abertella</i> †	1	0	0	0
<i>Cassidulus</i>	1	0	0	0
<i>Clypeaster</i>	1	1	0	0
<i>Phyllacanthus</i>	1	0	0	0
<i>Rhyncholampas</i>	1	0	0	0
Crustáceos decápodes				
<i>Acanthocarpus</i>	1	0	0	0
<i>Arenaeus</i>	1	0	0	0
<i>Callapa</i>	1	0	0	0
<i>Calappilia</i> †	1	0	0	0
<i>Callinectes</i>	1	0	1	0
<i>Portunus</i>	1	1	0	0
<i>Scylla</i>	1	0	0	1
Peixes				
<i>Carcharhinus</i>	1	1	1	1
<i>Carcharodon</i>	1	1	1	0
<i>Galeocerdo</i>	1	1	1	1
<i>Ginglymostoma</i>	1	1	1	0
<i>Hemipristis</i>	1	1	1	1
<i>Isurus</i>	1	1	1	1
<i>Nebrius</i>	1	0	1	0
<i>Scoliodon</i> †	1	0	0	1
<i>Sphyrna</i>	1	1	1	1
Sirênios				
<i>Dioplotherium</i> †	1	0	0	0
<i>Metaxitherium</i> †	1	1	1	0
<i>Rytiodus</i> †	1	0	1	0

Fonte: Behrensmeyer e Turner (2013), Froese e Pauly (2014) e Távora, Santos e Araújo (2010).