



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
CURSO DE BACHARELADO EM OCEANOGRAFIA**



BÁRBARA EHRHARDT PAES

**FORMAÇÃO, GEOQUÍMICA E DATAÇÃO DE ARENITOS DE PRAIA
EM JABOATÃO DOS GUARARAPES-PE**

Recife
2015

BÁRBARA EHRHARDT PAES

**FORMAÇÃO, GEOQUÍMICA E DATAÇÃO DE ARENITOS DE PRAIA
EM JABOATÃO DOS GUARARAPES-PE**

Trabalho de conclusão de curso de Graduação apresentado como parte das atividades para obtenção do título de Oceanógrafo, do curso de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, na área de Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Vicente Ferreira Júnior

Recife

2015

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicea alves, CRB-4 / 1260

P126f Paes, Bárbara Ehrhardt.
Formação, geoquímica e datação de arenitos de praia em Jaboatão dos
guararapes-pe / Bárbara Ehrhardt Paes. - Recife: O Autor, 2015.
70folhas, il., e tabs.

Orientadora: Prof. Dr. Antônio Vicente Ferreira Júnior.

TCC (Graduação) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Departamento de Oceanografia, 2015.
Inclui Referências.

1. Oceanografia. 2. Estirâncio. 3. Variação do nível do mar.4. Holoceno.
I. Ferreira Júnior, Antônio Vicente. (Orientador). II. Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.) BCTG/2015-234

BÁRBARA EHRHARDT PAES

**FORMAÇÃO, GEOQUÍMICA E DATAÇÃO DE ARENITOS DE PRAIA
EM JABOATÃO DOS GUARARAPES-PE**

Trabalho de conclusão de curso de Graduação apresentado como parte das atividades para obtenção do título de Oceanógrafo, do curso de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, na área de Oceanografia Geológica.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Antônio Vicente Ferreira Júnior
Departamento de Oceanografia - UFPE

Prof. Dr. David Holanda de Oliveira
Departamento de Ciências Biológicas – UFPB

Prof. Dr. Gilvan Takeshi Yogui
Departamento de Oceanografia – UFPE

MSc. Diego de Arruda Xavier
Programa de Pós-graduação em Oceanografia - UFPE

Recife, agosto de 2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me concedido perseverança, apesar das adversidades para conseguir realizar meu sonho.

À minha mãe Nádia, meu pai José Carlos e minha avó Renilda, que são as pessoas mais importantes da minha vida, pelo apoio e amor incondicional.

Aos meus irmãos Alan e Bruno, minha irmã Isabella e cunhada Flávia.

Aos meus amigos e amigas de graduação, com agradecimento especial para Rafaela Fidelis, Jéssica Moura e Isabelle Vilela, não sei o que seria de mim sem vocês.

Aos amigos do grupo “Oceanógrafos Perdidos”, com destaque para Liza de Oliveira, Kleyton Silva, Sayonara Lins, Talita Florencio e Cristielen Pereira, que sempre estiveram ao meu lado me incentivando nessa etapa final.

Às minhas amigas de infância, Camila Melo e Marcela Buarque, pelos conselhos.

Ao meu orientador Antônio Vicente, pela oportunidade, paciência e por acreditar no meu potencial, e demais professores do curso pelo incentivo.

À Anderson Lino e todos os integrantes do LABOGEO.

À CAPES e programa Ciências do Mar II pelo apoio financeiro na minha pesquisa.

À Empresa Ensolo pela concessão do testemunho de sondagem.

RESUMO

O presente trabalho tem por objetivo compreender o processo de formação dos *beachrocks* na Praia de Piedade no município de Jaboatão dos Guararapes, através da petrografia, geoquímica e datação por radiocarbono, visando uma discussão da variação do nível do mar durante o Holoceno. Neste estudo, foi utilizado um testemunho de sondagem localizado a 5,43 m de profundidade em relação ao nível médio do mar atual e a 143 m de distância da linha de costa em direção ao continente. Os dados de petrografia indicam que os arenitos de praia apresentam valores de 64,23% a 70,69% do arcabouço composto por grãos de quartzo e que o cimento carbonático é constituído em grande parte por alta calcita magnesiana, sendo o mesmo cimento constituído também por aragonita. Os resultados de concentração isotópica de carbono e oxigênio apresentam valores de 3,09‰ a 3,89‰, com média de 3,63‰, para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e de -0,91‰ a 0,96‰, com média de 0,54‰ para o $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, sugerindo que o cimento é formado em ambiente marinho raso sob influência de água doce. Os valores de paleotemperatura obtidos variam de 21°C a 30°C, com média de 23°C, com pequena variação indicando precipitação em ambiente raso. Na área estudada, os arenitos de praia são indicadores do nível do mar e os resultados obtidos sugerem que entre 7.509 anos A.P. e 5.982 anos A.P. ocorreu um processo de transgressão marinha, com nível do mar 9,18 m abaixo do nível médio do mar atual.

Palavras-chaves: estirâncio, variação do nível do mar, Holoceno.

ABSTRACT

The aim of this work is to understand the formation process of beachrocks at Piedade Beach in the city of Jaboatão dos Guararapes by petrography, geochemistry and radiocarbon dating, aimed at discussion variation of sea level during the Holocene. In the study it was used a core located 5.43 m deep relative to the average current sea level and 143 m away from the shoreline towards the mainland. Petrographic data indicate that the beachrocks have values of 64.23% to 70.69% of framework composed of quartz grains, and that the carbonate cement consists largely of high magnesian calcite with the same cement also comprising aragonite.

The results of the isotopic composition of carbon and oxygen present values of 3.09‰ to 3.89‰, with an average of 3.63‰ to $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and of -0.91‰ to 0.96‰, with an average of 0.54‰ to $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, suggest that the cement is formed in a shallow marine environment with freshwater influence. The values obtained in paleotemperature vary from 21°C to 30°C, with an average of 23°C, with little variation indicating precipitation in a shallow water environment. In the study area, the beachrocks are indicators of sea level and the results suggest that between 7.509 years B.P. and 5982 years B.P. there was a marine transgression process, with sea level 9.18 m lower than the current sea level.

Keywords: foreshore, sea level variation, Holocene.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Distribuição global dos arenitos de praia com os pontos de <i>hot spots</i> indicados na forma de círculo (DANJO; KAWASAKI, 2014).....	11
Figura 2: Localização da área de estudo equivalente à Praia de Piedade.....	16
Figura 3: Distribuição dos quatro principais ambientes diagenéticos, em subsuperfície rasa, adaptado de LONGMAN (1980).....	25
Figura 4: Etapas de formação de arenitos de praia em latitudes tropicais (BAPTISTA, 2010)	27
Figura 5: Modelo evolutivo de formação de arenito de praia em Porto Rico (TURNER, 1999).....	28
Figura 6: Possíveis condições durante formação de arenito de praia na costa do Lago de Taupo, na Nova Zelândia (JONES et al., 1997).....	29
Figura 7: Evolução dos arenitos de praia na Ilha de La Palma (CALVET et al., 2003).....	30
Figura 8: Curvas brasileiras de variação do nível do mar estabelecidas para quatro diferentes localidades (CALDAS et al., 2006).....	32
Figura 9: Curva de nível do mar elaborada para o estado de Pernambuco. Modelo proposto por MILNE et al. (2005) em linha sólida, predição glácio-isostática em linha tracejada e pontos verdes indicando idades compiladas de DOMINGUEZ et al. (1990) e VAN ANDEL e LABOREL (1964) (Modificado).....	34
Figura 10: Testemunho de arenito de praia em Piedade, com identificação das litofácies.....	38
Figura 11: Amostra correspondente à litofácia 1 encontrada na base do testemunho.....	39
Figura 12: Amostra encontrada na litofácia 2 indicando estrutura laminar de baixo ângulo e presença de seixos.....	40
Figura 13: Amostra encontrada na litofácia 3 com estratificação cruzada acanalada.....	41
Figura 14: Amostra encontrada em litofácia 4 com presença de areia grossa e porosidade.....	42
Figura 15: Aspecto geral da lâmina indicando grãos de quartzo no arcabouço (Amostra 1).....	43
Figura 16: Gastrópode encontrado em amostra 3.....	44
Figura 17: Mineral pesado (MP), grão de turmalina (T) e alga vermelha (A) encontrados em amostra 1.....	45
Figura 18: Em destaque, feldspato plagioclásio encontrado em amostra 9.....	45
Figura 19: Em destaque, cristal equante (E) preenchendo os espaços porosos entre os grãos de quartzo e óxido de ferro (O) em amostra 6.....	46

Figura 20: Grão de quartzo preenchido por intercalações de franja isópaca (I) e cimento micrítico (M).....	46
Figura 21: Distribuição isotópica de arenitos emersos na praia de Piedade.....	49
Figura 22: Testemunho de arenito de praia em Piedade e curvas isotópicas de oxigênio e carbono.....	52
Figura 23: Correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em arenitos de praia emersos em Piedade.....	53
Figura 24: Distribuição de valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ com vários tipos de carbonatos marinhos adaptado de MOORE (2004).....	54
Figura 25: Distribuição de valores de temperatura e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	55
Figura 26: Testemunho de arenito de praia em Piedade e curvas de SiO_2 e CaO com valores em %.....	57
Figura 27: Profundidade das amostras de testemunho em relação ao nível do mar atual, em metros, <i>versus</i> suas respectivas idades calibradas de C^{14} em amplitude de 1σ anos A.P.....	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Arenitos de praia encontrados na literatura com descrição da idade em anos A.P., altura em relação ao nível do mar, arcabouço e tipo de cimento.....	19
Tabela 2: Descrição e interpretação de cada litofície.....	43
Tabela 3: Valores percentuais da análise petrográfica dos arenitos de praia.....	44
Tabela 4: Distribuição do material diagenético distribuído ao longo das cinco amostras de lâminas analisadas.....	47
Tabela 5: Valores isotópicos de carbono e oxigênio e valores de paleotemperatura encontrados em arenitos de praia na literatura.....	48
Tabela 6: Localização das amostras de testemunho da Praia de Piedade e suas respectivas elevações do nível médio do mar em relação ao nível do mar atual.....	50
Tabela 7: Idades referentes às amostras de testemunho da Praia de Piedade, datadas por meio de conchas a partir do método de C^{14}	56
Tabela 8: Localização das amostras de testemunho da Praia de Piedade e suas respectivas elevações do nível médio do mar em relação ao nível do mar atual.....	60
Tabela 9: Idades referentes às amostras de testemunho da Praia de Piedade, datadas por meio de conchas a partir do método de C^{14}	60

SUMÁRIO

1 Introdução.....	11
1.1 Objetivos.....	15
1.1.1 Objetivo Geral.....	15
1.1.2 Objetivos Específicos.....	15
1.2 Área de Estudo.....	16
2 Referencial Teórico.....	18
2.1 Formação dos Arenitos de Praia no Holoceno.....	18
2.2 Modelos de Evolução de Arenitos de Praia em Latitudes Médias e Tropicais.....	24
2.3 Arenitos de Praia como Indicadores de Variações do Nível Médio do Mar.....	30
3 Metodologia.....	35
3.1 Levantamento Bibliográfico.....	35
3.2 Campo.....	35
3.3 Laboratório.....	35
3.3.1 Datação.....	35
3.3.2 Petrografia.....	36
3.3.3 Geoquímica.....	36
3.3.3.1 Isótopos de Carbono e Oxigênio.....	36
3.3.3.2 Elementos Químicos.....	37
3.4 Integração e Análise de Dados.....	37
4 Resultados e Discussões.....	38
4.1 Descrição de Litofácies.....	38
4.2 Petrografia.....	43
4.3 Geoquímica.....	47
4.3.1 Isótopos de Carbono e Oxigênio.....	47
4.3.2 Elementos Químicos.....	55
4.4 Datação por C ¹⁴	59
5 Considerações Finais.....	62
Referências Bibliográficas.....	64

1 INTRODUÇÃO

Arenitos de praia, também denominados *beachrocks*, consistem em rochas sedimentares formadas a partir de precipitação de carbonato de cálcio (TURNER, 2005). Localizam-se paralelamente à linha de costa, na forma de faixas lineares separadas por meio de depressões de lama e/ou areia, sendo encontrados emersos ou submersos. Situam-se tanto em regiões tropicais, subtropicais, como temperadas e frias, onde, de acordo com estudo realizado por DANJO e KAWASAKI (2014), mais de 90% dos arenitos de praia se localizam entre as latitudes de 40°N e o Trópico de Capricórnio (Fig.1).

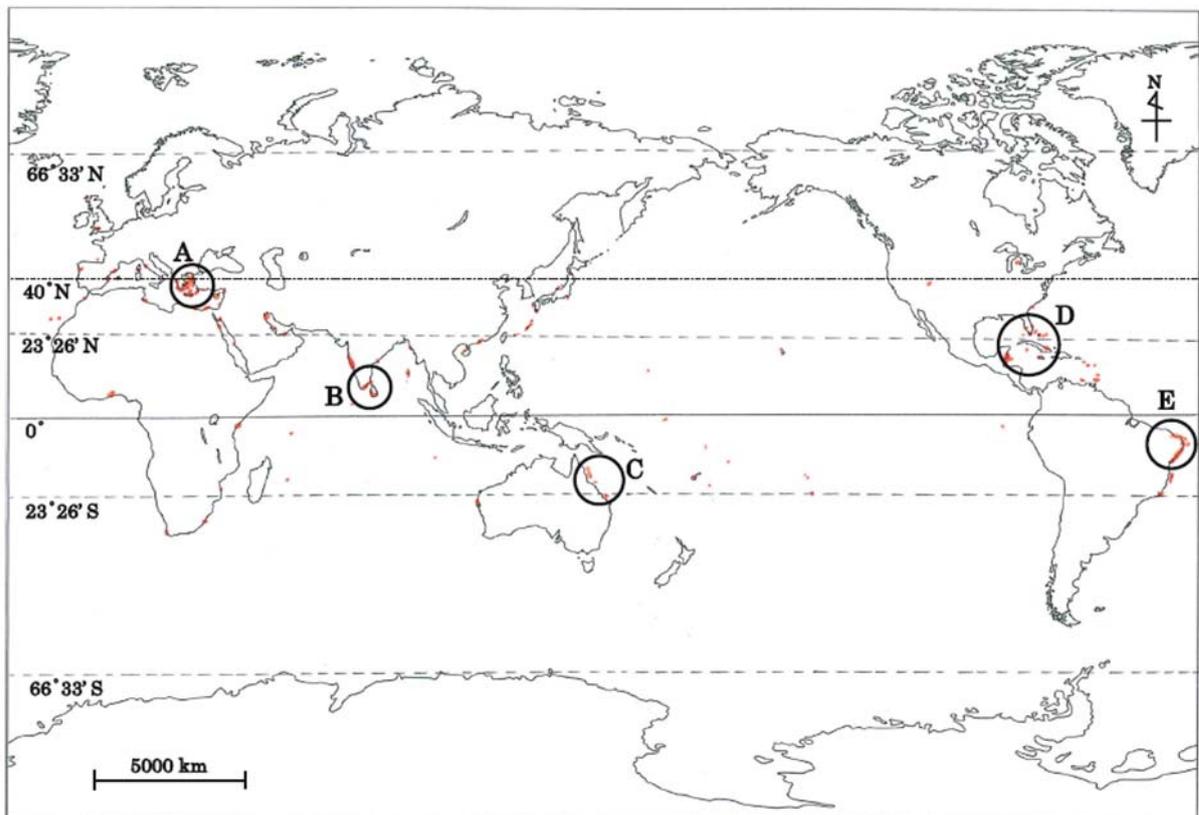


Figura 1: Distribuição global dos arenitos de praia com os pontos de *hot spots* indicados na forma de círculo (DANJO; KAWASAKI, 2014).

No Brasil, arenitos de praia são encontrados na zona de estirâncio e plataforma rasa desde o estado do Ceará até o litoral norte do estado de São Paulo, sendo descritos na forma submersa no estado do Paraná (SIMIONI et al., 2011). Na região do Nordeste, o primeiro estudo desses depósitos foi realizado por DARWIN (1841) que os identificou como arenitos calcíferos com fragmentos de conchas e raros seixos, sendo de acordo com BRANNER (1904) representativos de antigas linhas de praia consolidadas por carbonato de cálcio.

Arenitos de praia constituem sedimentos litificados na zona de estirâncio (antepraia), que posteriormente sofreram processo de cimentação, onde a litificação dos sedimentos ainda não é perfeitamente conhecida, podendo ocorrer devido a processos como percolação e litificação em profundidade, evaporação da água e aquecimento na superfície, mistura de água doce e salgada e atividade metabólica por algas ou bactérias (COUTINHO & FARIAS, 1979). Os arenitos de praia, após litificação, podem sofrer modificações devido a agentes naturais, como cursos fluviais e ação de ondas, assim como modificações provenientes de ações antrópicas, como aterros e dragagens, podendo ocorrer influência na dinâmica dos processos físicos e químicos envolvidos na formação dos mesmos.

Segundo VOUSDOKAS et al. (2007), através do tipo de agente cimentante é possível estudar a origem dos carbonatos costeiros, e, de acordo com ALLIOTA et al. (2009), hipóteses existentes relacionadas à origem do cimento dos arenitos de praia envolvem a precipitação do carbonato proveniente da água marinha, assim como a circulação de água subterrânea. Muitos processos de cimentação em carbonatos ocorrem em profundidades rasas, em ambientes diagenéticos equivalentes às zonas freática marinha, vadosa meteórica, freática meteórica, ou zona de mistura (LONGMAN, 1980), sendo, portanto, a origem dos carbonatos determinada a partir das condições químicas da água durante o processo de precipitação do cimento.

A presença de arenitos de praia sobre extensas áreas costeiras do Mediterrâneo e Mar Vermelho sugerem que o processo de cimentação ocorre de forma rápida e contínua (HOLAIL & RASHED, 1992). A rápida cimentação foi relatada por FRANKEL (1968) a partir de destroços de aeronave encontrados em uma ilha subtropical australiana, por EASTON (1974), em uma praia tropical do Taiti, onde um coco foi incorporado no arenito de praia, e por FRIEDMAN (1998) em uma lata de sardinha encontrada nas Bahamas. A lata foi preenchida por 382g de material esquelético e ooides, que foram litificados em seu interior ou foram cimentados fora da mesma.

No Nordeste do Brasil, por meio do contato das águas do lençol freático com as águas salgadas, o carbonato existente nas areias é dissolvido e posteriormente precipitado na forma de calcita (MABESOONE, 1964). Em Pernambuco o arcabouço dos arenitos de praia é composto, em sua maioria, por grãos detríticos de quartzo, apresentando também feldspato, minerais pesados e bioclastos, e o cimento carbonático constituído por alta calcita magnesiana.

Os arenitos de praia proporcionam o registro de mudanças climáticas e oceanográficas ocorridas em áreas costeiras (ERGINAL et al., 2013). A partir de datação por radiocarbono realizada por meio de bioclastos e assinatura isotópica de carbono e oxigênio, podemos revelar eventos holocênicos como regressão/transgressão marinha e glaciações/deglaciações, além de catástrofes naturais, períodos de enchentes, entre outros eventos, conforme os intervalos de transição existentes na sequência estratigráfica destes corpos, caracterizados pela mudança na composição e granulometria de seus sedimentos.

No Brasil, dificilmente catástrofes naturais de grande impacto ocorrem, sendo, portanto, outros fatores responsáveis pela formação dos arenitos de praia, onde, no litoral de Pernambuco, provavelmente, os intervalos estabelecidos nesse processo de formação estão relacionados com flutuações do nível do mar, conforme mudança na estrutura sedimentar dos depósitos de arenito.

Os depósitos de arenito protegem a costa do efeito de ondas (MANSO et al., 1995), sendo importantes agentes contra a erosão marinha, estando relacionados com a hidrodinâmica atual da região costeira, alterando a morfologia e granulometria dos sedimentos. Não são muito estudados, havendo poucos trabalhos a respeito deles na literatura brasileira, como o de DARWIN (1841), BRANNER(1904), CHAVES e SIAL (1998), BARROS et al. (2003), CALDAS et al. (2006), VIEIRA & DE ROS (2006) e FERREIRA JR. et al. (2011). Contudo, são de fundamental importância para a compreensão da evolução holocênica de uma determinada região, identificando-se por meio deles paleoníveis marinhos.

Valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos marinhos indicam períodos interglaciais e de avanço do mar (transgressivos), enquanto que valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ indicam períodos glaciais e de recuo do mar (regressivos), sendo os períodos de congelamento e degelo intimamente ligados a mudanças climáticas, indicando intervalos mais frios e mais quentes, respectivamente.

Com a finalidade de investigar a evolução holocênica dos arenitos de praia em Pernambuco, foram realizadas nesta pesquisa, análises geoquímicas, isotópicas e petrográficas, assim como datações por radiocarbono, onde, interpretando os dados provenientes de cada análise, foi possível compreender o processo diagenético envolvido na formação dos arenitos de praia e, conseqüentemente, sua origem.

A partir de datações por radiocarbono em conchas de moluscos foi determinada a idade e, dessa forma, o período geológico em que surgiram, sendo possível realizar

interpretações quanto a paleoambientes e paleoníveis marinhos. As análises geoquímicas, no entanto, foram baseadas na composição química dos cimentos carbonáticos e grãos detríticos dos arenitos de praia. Através da análise da razão isotópica de carbono e oxigênio foi possível determinar mudanças de temperatura da água do mar e identificar variações químicas e físicas nos diferentes ambientes deposicionais, e conseqüentemente, obter informações a respeito de variações paleoambientais durante o processo de formação dessas rochas.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Contribuir para a reconstituição da zona costeira da Praia de Piedade em Pernambuco, com base na datação por radiocarbono e caracterização petrográfica e geoquímica dos arenitos de praia.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Descrever os processos de diagênese envolvidos na formação dos arenitos de praia;
- Determinar os intervalos de transição entre as litofácies do testemunho, identificados a partir da mudança granulométrica e estrutura sedimentar;
- Reconstituir antigos ambientes marinhos através da análise isotópica de oxigênio e de carbono nos cimentos.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A Praia de Piedade localiza-se na cidade de Jaboatão dos Guararapes, no litoral do Estado de Pernambuco, limitando-se ao sul com o Município de Cabo de Santo Agostinho, com 5,6 km de extensão de linha de costa (Fig. 2).

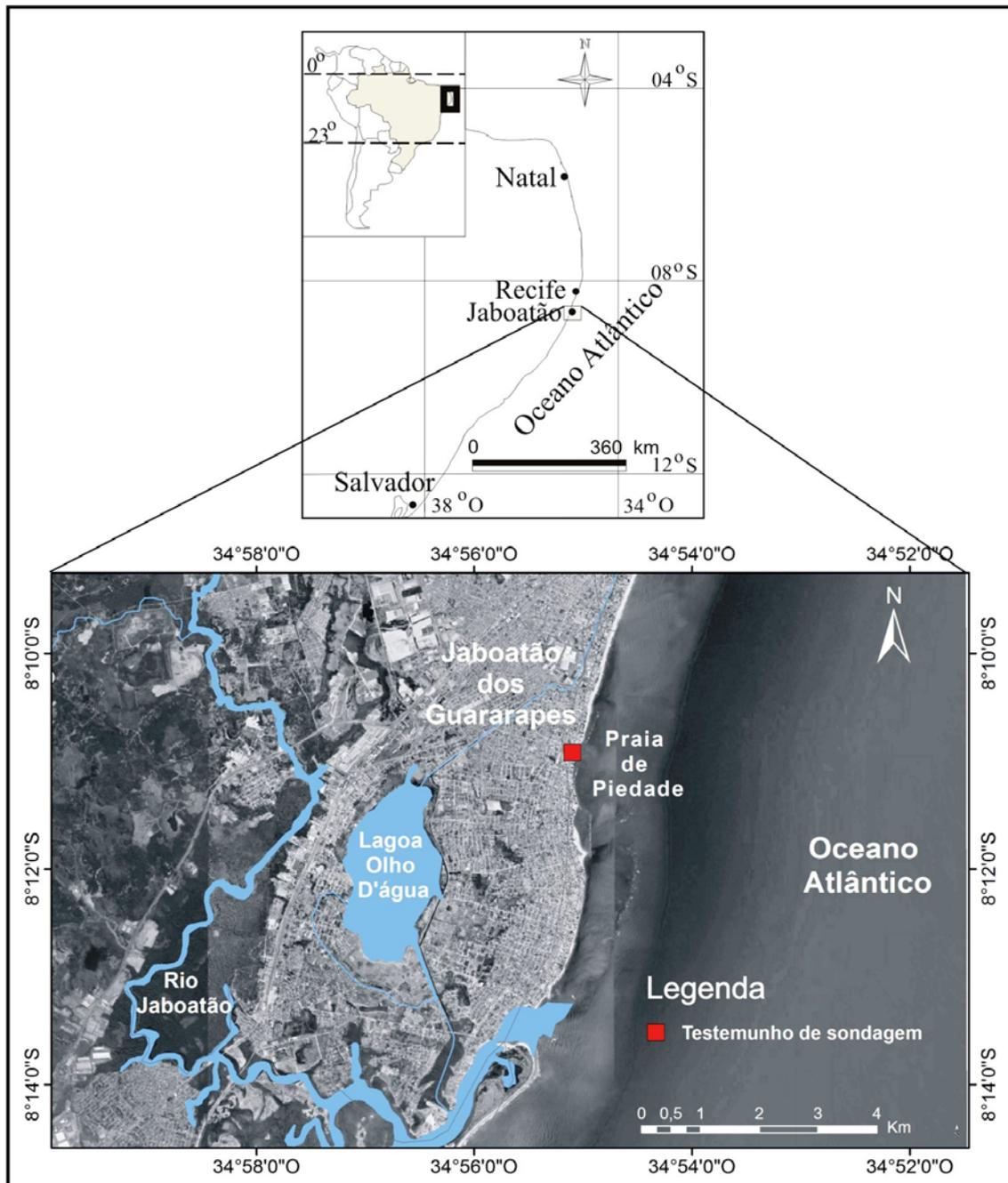


Figura 2: Localização da área de estudo na Praia de Piedade.

A área de estudo apresenta temperatura média anual em torno de 27°C e pluviosidade aproximada de 2.000 mm/ano, distribuídos de modo desigual entre os períodos seco e chuvoso (MALLMANN et al., 2014).

As águas da costa litorânea pernambucana apresentam os maiores valores de salinidade no período de setembro a fevereiro, atingindo valores de 32,2 a 36 de março a agosto (CAVALCANTI & KEMPF, 1970). Na plataforma continental, as águas superficiais apresentam uma variação de 27 a 29°C, onde, da superfície até a profundidade de 50 m, a temperatura é constante, iniciando-se um decréscimo a partir de 60 a 75 m, que coincide com a borda da plataforma continental e início da termoclina (COUTINHO et al., 1997).

Na costa pernambucana, os ventos alísios atuantes surgem principalmente da direção E-SE entre abril e setembro, e da direção N-NE, no período de outubro a março, apresentando maior intensidade nos meses de agosto e setembro (COUTINHO et al., 1997). As correntes litorâneas existentes na Praia de Piedade são pouco intensas, sendo significativas quando próximas à foz do Rio Jaboatão (ROLLNIC, 2002).

O regime de marés característico da região equivale a mesomarés, com amplitude entre 2 e 4 m, e marés semidiurnas cujo período médio é de 12,42 horas, apresentando duas preamares e duas baixa-mares por dia lunar (KNOPPERS et al., 2002). Durante esse fenômeno arenitos de praia podem encontrar-se emersos ou submersos, dependendo da maré atuante. Os valores representativos da altura da maré são 2,4 m para sizígia máxima; 2,1 m para sizígia mínima, 1,1 m para a maré intermediária e 0,7 m para a maré de quadratura (MANSO et al., 1995).

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 FORMAÇÃO DOS ARENITOS DE PRAIA NO HOLOCENO

Os quatro agentes principais na precipitação do cimento de carbonato de cálcio são bem conhecidos, correspondendo à mistura de águas marinhas e meteóricas, desgaseificação de CO_2 através de águas subterrâneas, evaporação da água do mar e atividade de microorganismos (ERGINAL et al., 2012). A influência das atividades metabólicas de organismos na litificação de sedimentos de depósitos de arenito ainda é bastante discutida, havendo poucos trabalhos relatando essa cooperação biológica como o de BERNIER (1990), que explica essa influência a partir do revestimento superficial de cianobactérias que podem bloquear o sedimento e permitir que o processo de cimentação comece. Há ainda o trabalho de NEUMEIER (1999), que explica a partir do primeiro cimento formado, uma forte influência microbiana perto ou em um biofilme cobrindo a superfície do grão, e ainda o de DANJO e KAWASAKI (2013), cujo estudo, por meio de testes, deduziu que a atividade metabólica da bactéria, talvez em conjunto com o mecanismo de evaporação da água do mar, pode ter resultado na precipitação do cimento.

O processo de desgaseificação de CO_2 , que consiste na perda de CO_2 de águas subterrâneas saturadas em carbonato de cálcio, como consequência da precipitação do cimento, foi mencionado por HANOR (1978) na Ilha de St. Croix e por PIGOTT & TRUMBLY (1985) no norte da Jamaica. O mecanismo de mistura de águas marinhas e meteóricas foi descrito por REY et al. (2004) a partir da contribuição das águas meteóricas ricas em carbonato à zona de estirâncio de uma praia exposta à ação de ondas de alta energia, enquanto que a precipitação do cimento por meio da evaporação da água do mar foi mencionado por VIEIRA & DE ROS (2006) como resposta às condições climáticas secas do Rio Grande do Norte.

Os cimentos em depósitos de arenito de praia são compostos principalmente de polimorfos de CaCO_3 como aragonita, alta calcita magnesiana e baixa calcita magnesiana, cujas respectivas dominâncias são dependentes de parâmetros físico-químicos, como temperatura, pH, salinidade e abundância de Mg. Também estão relacionadas com mecanismos genéticos envolvidos nos respectivos tipos de polimorfos, sendo a aragonita e alta calcita magnesiana, precipitados inorgânicos comuns da água do mar, enquanto que, a baixa calcita magnesiana deriva principalmente de águas meteóricas ou mistura de soluções de águas meteórico-marinhas. No entanto, a precipitação do cimento micrítico da alta calcita

magnesiana, é provavelmente consequente do produto residual metabólico de atividades microbiana, bacteriana ou de algas (ARRIETA et al.,2011). Cimentos de arenitos de praia, como a calcita e aragonita, foram encontrados na literatura em diferentes localidades (Tab.1).

Tabela 1: Arenitos de praia encontrados na literatura com descrição da idade em anos A.P., altura em relação ao nível do mar, arcabouço e tipo de cimento

Referência	Localidade	Idade (anos AP)	Altura com relação ao NMM (m)	Arcabouço	Cimento
ALEXANDERSSON (1969)	Mediterrâneo	-	-	Grãos terrígenos, fragmentos de conchas e foraminíferos	HMC, micrítica
ALLIOTA et al. (2009)	Bahía Blanca (Argentina)	-	+0.5	Qz, felds, Hematita	Calcita magnesiana micrítica
BARROS et al. (2003)	Ceará (Brasil)	-	-	Qz, felds, minerais pesados, bioclastos	Aragonita, calcita magnesiana
CALDAS et al. (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	5940-1810	-1.1-+2.7	-	-
CALVET et al. (2003)	Ilhas Canárias (Espanha)	33330-14940	+ 1.5	Qz, grãos vulcânicos	Aragonita fibrosa, HMC
CHAVES e SIAL (1998)	Pernambuco (Brasil)	6200-4830	-	Qz, felds, fragmentos de rochas	Calcita magnesiana, micrítica
DANJO e KAWASAKI (2013)	Okinawa (Japão)	-	-	Qz	HMC, LMC, aragonita
EL-SAYED (1988)	Egito (África)	-	-	Qz, bioclasto, felds	HMC, micrítica
ERGINAL et al. (2008)	Mar Egeu (Turquia)	2280-1420	-1-+0.6	Qz, felds, biotita, minerais opacos	HMC
ERGINAL et al. (2010)	Ilha Bozcaada (Turquia)	5410-330	+0.75	Qz, fragmentos de mica	HMC, meniscos, cimento biológico
ERGINAL et al. (2012)	Lago Iznic (Turquia)	20285-2456	-	Qz, grãos carbonáticos e siliclásticos, fragmentos de rochas vulcânicas	Aragonita, micrítica
FERREIRA JR. et al. (2011)	Pernambuco (Brasil)	-	-0.35-+0.89	Qz	HMC
FONT & CALVET (1997)	Ilha Reunião (Oceano Índico)	-	-	Grãos vulcânicos, bioclastos	HMC, aragonita

FRIEDMAN (2011)	Java (Indonésia)	1950- 1955	-	Qz, felds	Calcita
FRIEDMAN (2011)	Bandawil (Delta do Nilo, Egito)	-	+3	Qz, felds e bioclastos	Gipsita, calcita e anidrita
FUZZI & YOUSHEN (1988)	Ilha Haishan (China)	-	-0.5	Qz, felds, clastos terrigenos, bioclastos	Aragonita fibrosa, micrítica, calcita, cimento ferruginoso
GISCHLER & LOMANDO (1997)	Belize (América Central)	1435- 345	+2	Qz, oóides, microorganismos	Aragonita, HMC, cimentos meniscos
HANOR (1978)	Ilhas Virgens (Mar do Caribe)	-	+0.4	-	LMC
HOLAIL & RASHED (1992)	Egito (África)	-	+0.4	Qz, bioclastos, fragmentos de rochas	HMC, aragonita acicular
JIANBIN & JIANWEI (2008)	Ilha Hainan (China)	-	-	-	Aragonita, calcita magnésiana
JONES et al. (1997)	Nova Zelândia (Oceania)	-	-	Grãos vulcânicos, microorganismos	-
KUMAR et al. (2000)	Konkan (Índia)	3130- 1100	-	-	-
MEYERS (1987)	Hawai (USA)	-	-	Grãos vulcânicos, bioclastos	HMC
NEUMEIER (1999)	Mar Vermelho (Egito)	1908- 1685	+0.5	Qz, bioclasto	Aragonita acicular, micrítica
NEUMEIER (1999)	Austrália (Oceania)	1950- 1710	+0.6	Qz, bioclasto	Aragonita micrítica
REY et al. (2004)	Galícia (Espanha)	2280- 1045	-	Qz, felds, fragmentos de rochas, minerais pesados, bioclastos	Calcita magnésiana
VIEIRA & DE ROS (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	7460- 110	-0.5-+3.9	Qz, felds, minerais pesados, bioclasto e laterito	HMC
WAGLE (1990)	Costa Oeste da Índia	5200- 1100	0-+0.4	Qz, felds, minerais pesados, bioclastos e fragmentos de rochas	Aragonita, LMC

Qz: Quartzo; felds: feldspato; HMC: alta calcita magnésiana; LMC: baixa calcita magnésiana.

Os arenitos de praia apresentam estágios de cimentação que representam uma sequência diagenética cujos respectivos cimentos indicam as condições em que os mesmos foram desenvolvidos. A presença de aragonita em arenitos de praia foi relatada em vários estudos como o de ALLEN et al.(1969), FUZHI & YOUSHEN (1988),WAGLE (1990), HOLAIL & RASHED (1992), FONT & CALVET (1997), CHAVES e SIAL (1998), NEUMEIER (1999), BARROS et al. (2003), CALVET et al. (2003), JIANBIN e JIANWEI (2008), ERGINAL et al. (2012) e DANJO et al. (2013), enquanto que o cimento equivalente à alta calcita magnesiana foi encontrado em estudos como o de ALEXANDERSSON (1969), MEYERS (1987), EL-SAYED (1988), HOLAIL & RASHED (1992), FONT & CALVET (1997), GISCHLER & LOMANDO (1997), CALVET et al.(2003), VIEIRA & DE ROS (2006), ERGINAL et al. (2008), ERGINAL et al. (2010), DANJO e KAWASAKI (2013) e FERREIRA JR. et al. (2011).

Os principais cimentos de aragonita são encontrados na forma prismática, fibrosa ou ainda micrítica, podendo os cimentos de alta calcita magnesiana serem encontrados, de acordo com estágios de sequência diagenética, nas formas de cutícula criptocristalina, franja prismática isópaca, agregados pseudopeloidais, agregados fibroradiais, cimento micrítico, cimento equante e marga infiltrada.

▪ **Cimentos Aragoníticos Prismáticos e Fibrosos**

Os cimentos aragoníticos prismáticos e fibrosos apresentam forma isópaca e ocupam porosidade intergranular e intragranular, sendo de acordo com GISCHLER & LOMANDO (1997), cimentos típicos de arenitos de praia existentes na zona intermaré. O cimento aragonítico prismático é muito abundante, apresentando cristais medindo de 10 a 30 μm de comprimento, sendo o cimento aragonítico fibroso constituído de cristais aciculares de 20 a 80 μm de comprimento. Em geral esse cimento fibroso precipita primeiro na porosidade intragranular, basicamente nos fragmentos de corais, podendo precipitar também nas cavidades de gastrópodes (FONT & CALVET, 1997).

▪ **Cimento Micrítico**

Equivale à calcita magnesiana micrítica, composta de cristais com dimensão de 0,5 a 4 μm , constituindo um dos principais cimentos marinhos, sendo encontrado em maior abundância nos arenitos de praia. De acordo com CALVET et al. (2003) esse tipo de cimento

é atribuído à atividade microbiana, onde a fábrica de meniscos existente pode indicar, na maioria dos casos, condições vadasas. No entanto, ERGINAL et al. (2010) associa sua presença a condições meteóricas ricas em carbonato, onde geralmente ocorre precipitação do cimento a partir da mistura de águas marinhas e meteóricas.

▪ **Cutícula Criptocristalina**

Equivale ao estágio inicial de cimentação dos arenitos de praia, onde sua presença indica formação sob condições freáticas. Apresenta dimensão heterogênea variando de 10 a 120 μ m, envolvendo em maior quantidade os grãos siliclásticos e em menor quantidade os bioclásticos. Cristais de calcita criptocristalina são desenvolvidos em todos os tipos de substratos, incluindo todos os tamanhos e tipos de grãos carbonáticos, cimentos carbonáticos e fragmentos raros de rocha vulcânica (MEYERS, 1987).

▪ **Franja Prismática Isópaca**

Consiste em um dos principais cimentos marinhos, apresentando geralmente comprimento máximo de 60 μ m, sendo composto de prismas alongados perpendiculares à superfície do grão, ocupando grande parte dos espaços interpartícula. Foi o cimento carbonático mais comum encontrado nos arenitos de praia holocênicos existentes nas costas leste e norte do estado do Rio Grande do Norte, no Nordeste do Brasil (VIEIRA & DE ROS, 2006).

▪ **Agregados Pseudopeloidais**

Apresenta forma esférica à subesférica com diâmetro de 40 a 100 μ m, estando associado à franja isópaca e cimento micrítico.

▪ **Agregados Fibro-radiais**

Esse tipo de cimento se apresenta geralmente como cristais prismáticos arranjos radialmente a partir de núcleos, apesar de pouco comum, também podem radiar a partir de cristais equantes.

▪ **Cimento Equante**

Cimento composto por agregados de cristais anédricos e subédricos de calcita responsáveis pelo preenchimento completo da porosidade, com tamanho variando de microcristalino a mesocristalino.

▪ **Marga Infiltrada**

Apresenta bioclastos, sobretudo planctônicos, além de grãos detriticos, geralmente de quartzo, flutuando em uma mistura de micrita e argila. Indicativa de deposição em zona vadosa devido a sua ocorrência na forma de menisco, consiste em cimento com estrutura maciça que permite o preenchimento da porosidade interpartícula e, algumas vezes, preenche até os poros intrapartículas de bioclastos. Representa o estágio final de diagênese.

No Mediterrâneo o cimento equivalente à alta calcita magnésiana é originado a partir da água do mar, sendo precipitado de forma inorgânica sem influência de águas freáticas, ocorrendo em parte como cimento micrítico e em parte como franjas radiadas (ALEXANDERSSON, 1969). Em estudo petrográfico realizado por STRASSER et al. (1989) na Tunísia, os cimentos micríticos existentes nas amostras formam pontes de meniscos que permitem a união de partículas, indicando zona vadosa. Cimentação em zona vadosa também foi descrita por MEYERS (1987) em Maui, no Havaí, no entanto, a partir do cimento equivalente à calcita magnésiana criptocristalina.

Em arenitos de praia existentes na costa centro-oeste da Índia foram encontrados quartzos (35-77%), feldspatos (2-5%), minerais pesados (5-10%), fragmentos de rocha (4-14%) e conchas (10-49%) envolvidos por calcita e aragonita, com presença também de baixa calcita magnésiana, onde provavelmente os arenitos de praia dessa região são formados principalmente em ambiente intermarés durante fase regressiva do mar (WAGLE, 1990).

Feições diagenéticas em arenitos de praia existentes na zona de estirâncio em Belize, na América Central, indicam claramente um ambiente de cimentação marinho-freático, com predominância dos cimentos aragonita, na forma de franjas isópacas, e alta calcita magnésiana micrítica (GISCHLER & LOMANDO, 1997). De acordo com os mesmos autores, feições diagenéticas típicas de ambiente meteórico foram raramente observadas, onde tais feições incluem neomorfismo de aragonita em concha de molusco que tem como consequência a formação de cristais de baixa calcita magnésiana.

Na África do Sul e Moçambique acredita-se que o cimento do arenito de praia é derivado de água intersticial contida em sedimentos de praia, com precipitação surgindo em maré baixa como resultado da evaporação, sendo o cimento constituído principalmente de micrítica (tanto aragonita, como alta calcita magnesiana) (SIESSER, 1974).

ARRIETA et al. (2011) propõem que a formação do arenito de praia na Baía de Biscay, norte da Espanha, ocorre em ambiente freático-marinho devido ao aspecto isópaco de duas gerações de cimento equivalentes à aragonita, alta calcita magnesiana e misturas de silicato (primeira geração) e aragonita (segunda geração), apresentando processo de cimentação mais avançado em direção ao mar.

NEUMEIER (1999) associa a formação do primeiro cimento aragonítico micrítico em arenito de praia existente na Baía Shark, na Austrália, à forte influência microbiana, sendo a presença deste cimento necessária para o desenvolvimento de cimento aragonítico prismático, sendo esse último provavelmente resultante de precipitação abiótica durante alta circulação de fluidos. JONES et al. (1997) explica a formação de arenito de praia no Lago Taupo na Nova Zelândia por meio de precipitação de sílica através de plumas de água quente geradas pela mistura da água fria proveniente do lago com águas quentes termais e, percolação de águas freáticas, além da influência de micróbios filamentosos.

2.2 MODELOS DE EVOLUÇÃO DE ARENITOS DE PRAIA EM LATITUDES MÉDIAS E TROPICAIS

Muitos processos de cimentação em carbonatos ocorrem em profundidades rasas, em ambientes diagenéticos equivalentes às zonas freática marinha, vadosa meteórica, freática meteórica (zona de mistura) que constituem os principais ambientes de formação diagenéticos, havendo existência também da zona vadosa marinha, zona marinha profunda e salmouras (Fig. 3) (LONGMAN, 1980).

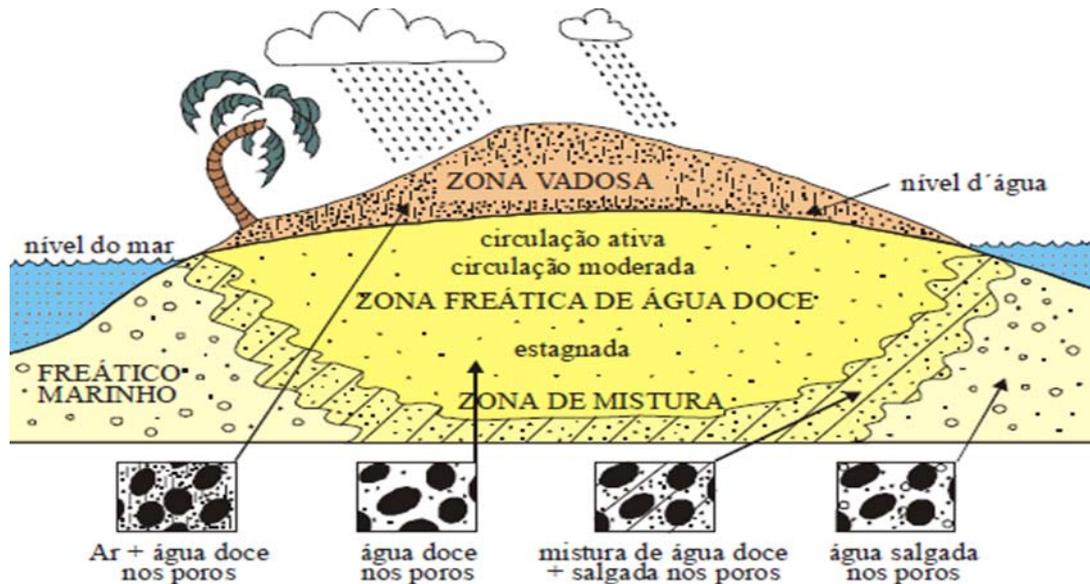


Figura 3: Distribuição dos quatro principais ambientes diagenéticos, em subsuperfície rasa, adaptado de LONGMAN (1980).

A zona freática marinha divide-se em duas subzonas denominadas de estagnada e ativa, estando ambas relacionadas à circulação de água, onde na região estagnada o fluxo é pequeno, enquanto que na região ativa há um fluxo considerável nas proximidades da interface sedimento/água, estando essa última situada na margem da plataforma ou na zona de antepraia superior. Quanto à cimentação, na área estagnada prevalece a micrítica enquanto que, na área ativa os cimentos dominantes além da micrítica equivalem à aragonita e calcita magnesiana (VIEIRA, 2005).

A zona vadosa meteórica ou de água doce também apresenta duas subzonas, sendo uma de solução e a outra de precipitação. Na região de precipitação, caracterizada pela granulometria fina e presença de meniscos, a água torna-se saturada em calcita e por meio da evaporação ou perda de CO_2 , a calcita é posteriormente precipitada. Na região de solução, no entanto, o CO_2 atmosférico juntamente com o do solo contribui para o mecanismo de dissolução em áreas próximas ao solo, formando grãos alvéolos (VIEIRA, 2005).

No ambiente freático meteórico também denominado de freático de água doce há uma divisão em três subambientes: o referente à solução, onde ocorre o processo de lixiviação, à área saturada ativa, onde recristalização dos grãos e cimentação calcítica intergranular são frequentes e à área saturada estagnada, onde neomorfismo ocorre sem cimentação. E por último, o ambiente de mistura (freática meteórica/marina) pode apresentar dois tipos de cimento a depender da salinidade da água. A dolomita surge em água com salinidade relativamente baixa, enquanto que a calcita magnesiana surge em água relativamente salina

(VIEIRA, 2005).

Diferentes teorias têm sido propostas para explicar a gênese do arenito de praia, sendo uma teoria geral provavelmente insuficiente, devido ao fato dos materiais e processos envolvidos variarem bastante de uma área para a outra. O processo de formação e evolução de arenitos de praia em latitudes médias, como na Baía de Corrubedo, situada no noroeste da Espanha, por exemplo, foi estabelecido em termos morfodinâmicos por REY et al. (2004) em quatro etapas referentes à cimentação inicial na zona de estirâncio, exposição e modelagem por ação de ondas, colonização e endurecimento e posterior desintegração/preservação e imersão.

A primeira etapa, equivalente à cimentação inicial e posterior consolidação do arenito de praia, surge na região espanhola de Corrubedo a partir de chuvas de inverno atuantes em dunas eólicas, permitindo por meio da influência de águas meteóricas nesses depósitos, a dissolução de bioclastos, constituindo as dunas, após esse processo, em reservatórios de CaCO_3 . Em seguida, ocorre bombeamento de águas freáticas provenientes da ação de ondas e marés, possibilitando a mistura de águas marinhas e meteóricas, e assim, precipitação do carbonato (REY et al., 2004).

A exposição do arenito de praia, referente à segunda etapa, está vinculada a deslocamentos cíclicos de sedimentos conforme variação sazonal e energia proveniente de ondas e marés. O acúmulo de areia nas zonas de antepraia e pós-praia ocorre na região de Corrubedo em períodos de clima ameno, ocasionando aumento do declive do perfil praial e progradação da linha de costa, sendo os arenitos de praia enterrados, enquanto que, em condições típicas de inverno, ocorre redução do declive e perfil praial, onde devido ao surgimento de processos erosivos, os sedimentos são transportados para a face litorânea. No entanto, é somente em invernos rigorosos em Corrubedo, que os arenitos de praia são expostos à ação de ondas, com deslocamento de sedimentos para o mar e aumento do recuo do perfil de praia, sendo o cimento desses depósitos fraturados, o que possibilita a entrada de fluidos de água durante ciclo de maré (REY et al., 2004).

A terceira etapa consiste nos mecanismos de colonização por meio de algas e microorganismos e consolidação e endurecimento do arenito de praia. O processo de colonização propicia a esse depósito uma coloração esverdeada que favorece a precipitação de novos cimentos, enquanto que os processos de consolidação e endurecimento ocorrem em períodos de invernos sucessivos, onde os arenitos de praia ficam expostos à ação de ondas e favorecem a precipitação de CaCO_3 pela evaporação direta da água do mar e pela

desgaseificação de CO₂. Com o término do inverno e chegada de um tempo com clima ameno, os arenitos ficam novamente enterrados, sendo preservados até o próximo inverno se o processo anterior de cimentação for bem sucedido, o que compreende um ciclo cujo balanço pode durar séculos. Essa etapa é, portanto, a última referente à formação do arenito de praia (REY et al., 2004).

Em latitudes tropicais, o processo de formação dos arenitos de praia ocorre de maneira semelhante ao de latitudes médias e os arenitos são formados sob a superfície da areia e próximo ao lençol freático. Esse modelo, ademais, compreende três etapas: a formação dos arenitos dentro do corpo de uma praia, perda da cobertura de areia do arenito e exposição da rocha dura e, por último, a exposição das camadas de arenito com o recuo contínuo da linha de costa (Fig.4), sendo o endurecimento dos arenitos provenientes do alinhamento das coberturas de areia da praia, constituindo rochas cujas camadas expostas representam uma linha de costa em erosão (BAPTISTA, 2010).

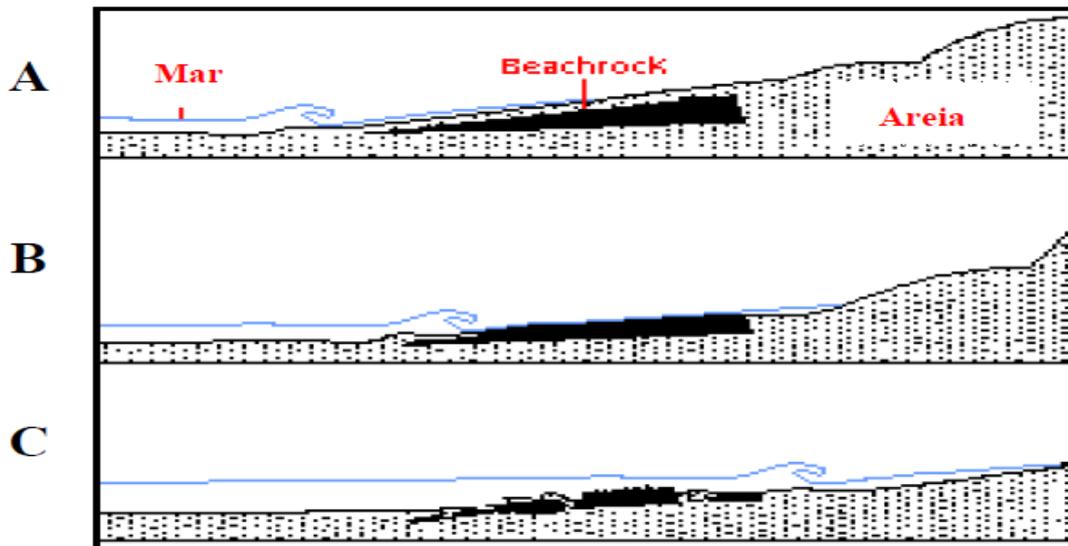


Figura 4: Etapas de formação de arenitos de praia em latitudes tropicais (BAPTISTA, 2010).

Cinco estágios foram identificados por TURNER (1999) no ciclo de vida e evolução morfológica do arenito de praia existente na costa de Porto Rico (Fig. 5).

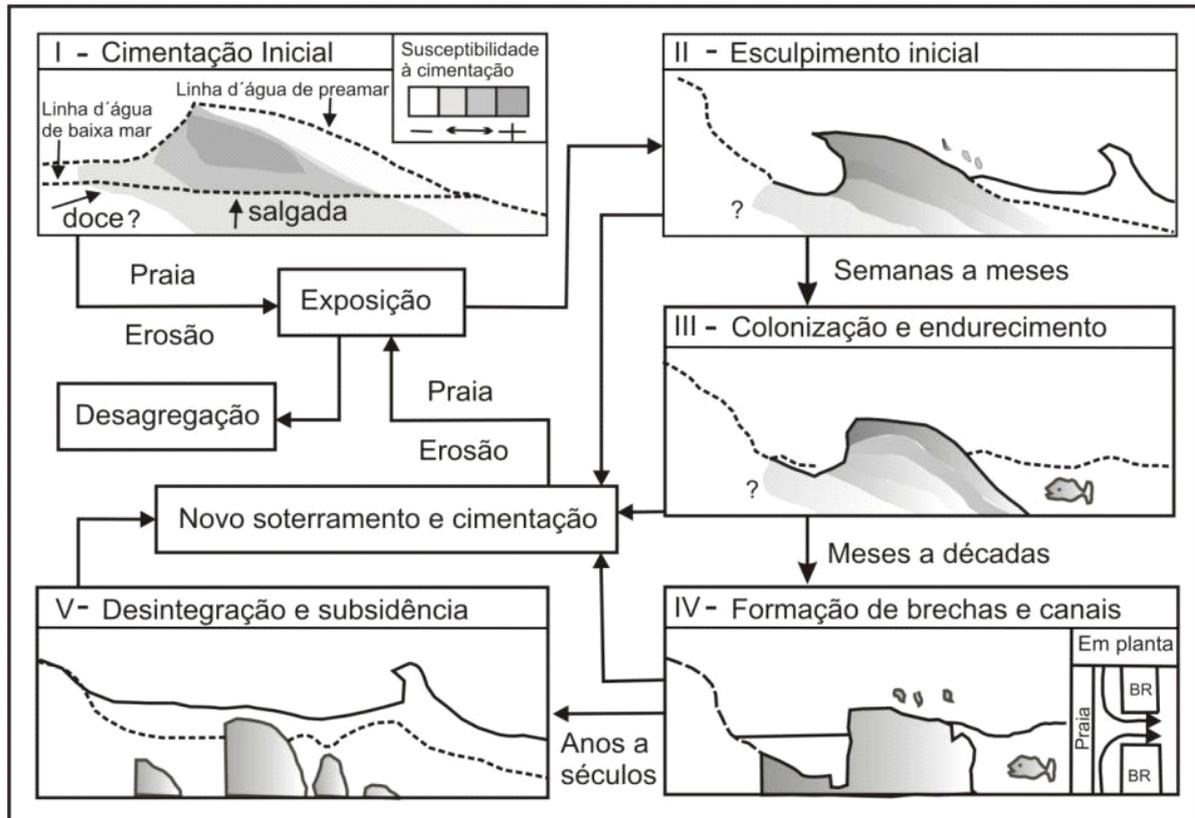


Figura 5: Modelo evolutivo de formação de arenito de praia em Porto Rico (TURNER, 1999).

O primeiro estágio corresponde à fase de cimentação do arenito de praia, estando o mesmo ainda pré-exposto e localizado na subsuperfície entre a maré alta de água salina e maré baixa composta por água do lençol freático. Após exposição inicial, a parte mais fraca do cimento do arenito é erodida, sendo substituída por material terrígeno, havendo, dessa forma, esculpimento desse depósito (segundo estágio). Após exposição por várias semanas, a superfície externa do arenito de praia é endurecida e colonizada por biota epilítica (terceiro estágio). O próximo estágio equivale ao rompimento e canalização do arenito de praia se deve à sua exposição cumulativa e à erosão de sua plataforma durante um período de meses a décadas. Com isso, há o aumento gradual dos relevos terrestres e marinhos do arenito, assim como o surgimento de brechas perpendiculares nesse depósito e o desenvolvimento de canais paralelos à costa. No entanto, quando o processo de nova cimentação não é significativo, estando o arenito exposto por várias décadas, o mesmo sofre desintegração em blocos e placas que são deslocados e enterrados em sedimento inconsolidado. Esse mecanismo é referente ao último estágio (TURNER, 1999).

JONES et al. (1997) demonstram as possíveis condições para formação do arenito de praia na costa do Lago Taupo, na Nova Zelândia, onde a distribuição desse corpo ao longo da

costa sugere que sua formação ocorre a partir de plumas de água quente geradas pela mistura da água fria proveniente do lago com águas quentes termais (Fig. 6).

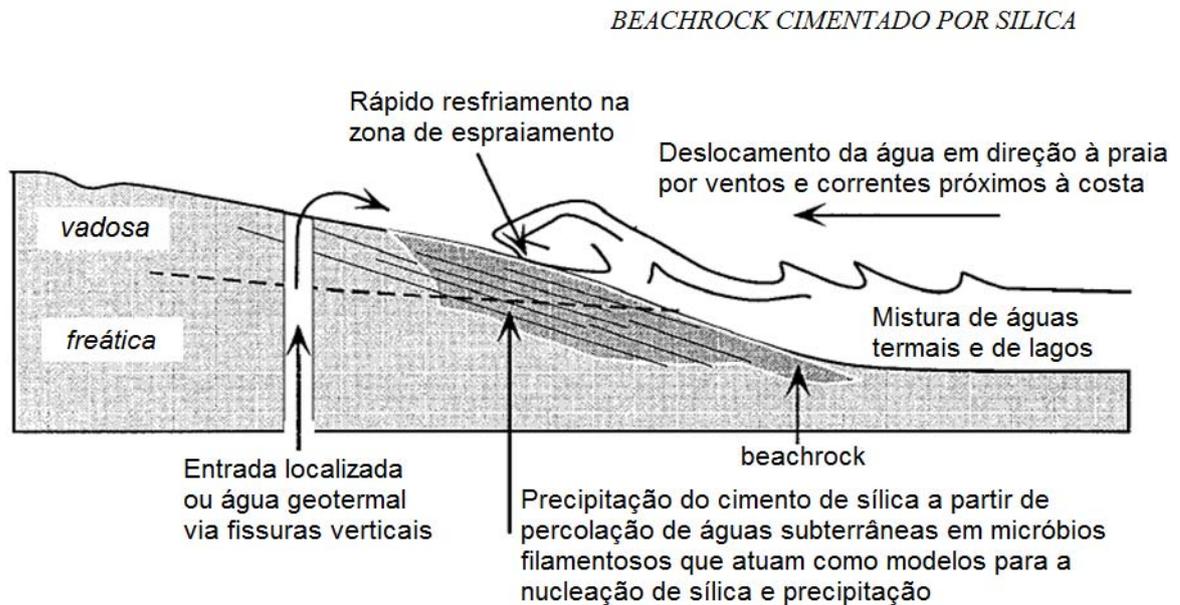


Figura 6: Possíveis condições durante formação de arenito de praia na costa do Lago de Taupo, na Nova Zelândia (JONES et al., 1997).

As plumas de água morna provenientes da mistura se propagam em direção à costa por meio de ventos e correntes litorâneas, sendo parte dessa água resfriada na zona de espreamento à medida que ocorre percolação de águas subterrâneas na mesma região. O resfriamento significativo da água, gerada a partir de águas quentes termais saturadas em sílica com as águas frias do lago, pode resultar em precipitação de sílica nas areias e cascalhos. Em algumas áreas, a água geotérmica adicional é também inserida nos sedimentos praias através de fissuras verticais que transectam a região. Mas, nem sempre a simples mistura dos dois fluidos sozinhos desencadeia a precipitação devido ao fato da queda brusca de temperatura proveniente da mistura e diluição poder gerar decaimento do nível de saturação da sílica. Dessa forma, micróbios filamentosos presentes no arenito de praia do Lago Taupo unem grãos adjacentes e assim estabilizam os sedimentos de praia propiciando condições favoráveis para o processo de precipitação de sílica amorfa (JONES et al., 1997).

CALVET et al. (2003) descreveu o processo evolutivo de arenitos de praia na Ilha de La Palma em três etapas equivalentes à evolução do ambiente praias, formação do arenito e retrogradação e/ou erosão das praias (Fig.7).

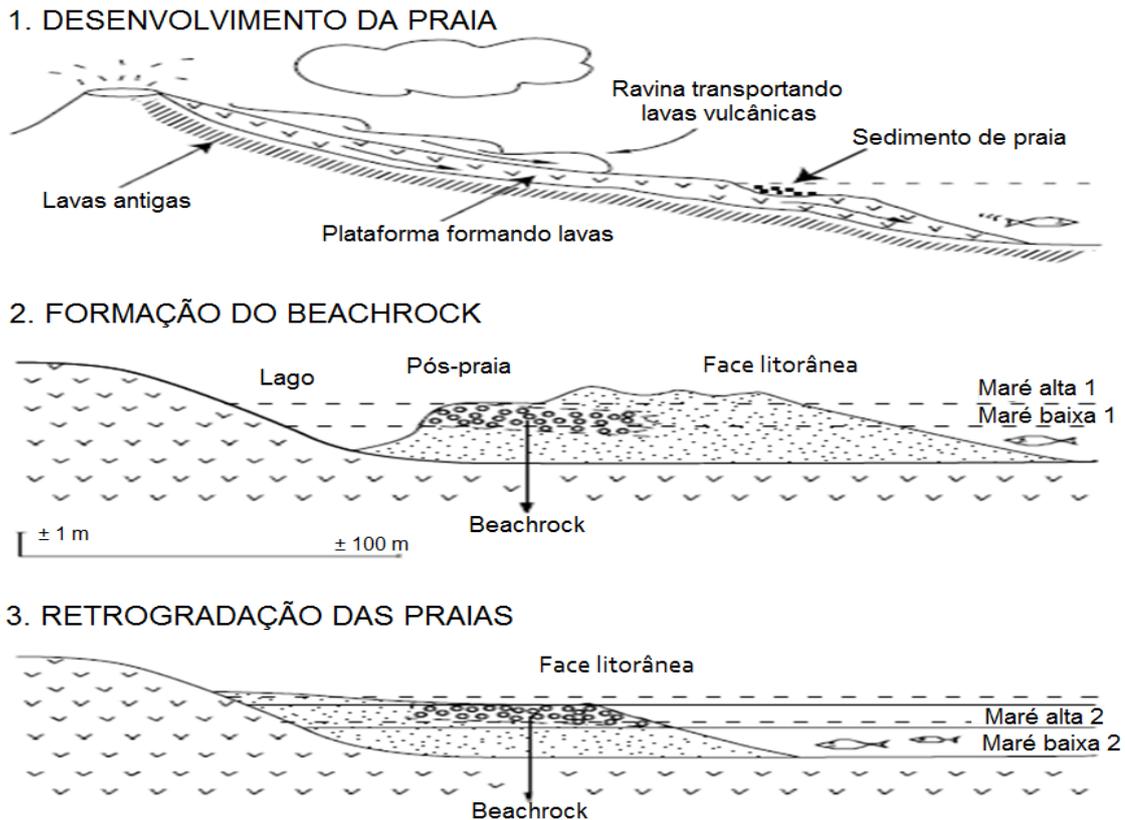


Figura 7: Evolução dos arenitos de praia na Ilha de La Palma (CALVET et al., 2003).

A primeira etapa consiste no processo de formação da praia na ilha de La Palma a partir da entrada de sedimentos terrígenos compostos por grãos clásticos nesse ambiente. Os sedimentos provenientes de lavas geradas por erupções vulcânicas que entram em contato com a água do mar são, portanto, as contribuições de material terrígeno decorrentes da erosão costeira marinha de lava vulcânica e drenagem de ravinas. Na segunda etapa, ocorre formação do arenito de praia na zona de antepraia (estirâncio), havendo cimentação do mesmo, com cimentos do tipo aragonítico fibroso e micrítico equivalente à calcita altamente magnesiânica. Se o retrocesso da praia ocasionar um processo erosivo muito energético, pode provocar erosão no arenito de praia, o que corresponde à última etapa (CALVET et al., 2003).

2.3 ARENITOS DE PRAIA COMO INDICADORES DE VARIAÇÕES DO NÍVEL MÉDIO DO MAR

O nível do mar ou nível médio corresponde a uma superfície na qual oscilam as ondas de maré, também é conhecido como nível de maré nula. As flutuações dos níveis relativos marinhos estão interligadas com variações absolutas dos níveis dos oceanos, conhecidas como

eustasia, e com mudanças nos níveis continentais por movimentos tectônicos, isostáticos e deformações nas suas superfícies por causas gravitacionais (SUGUIO, 2010).

A eustasia compreende mudanças de volume das águas oceânicas (glacioeustasia) e volume das bacias oceânicas devido a movimentos da crosta (tecnoeustasia), além de mudanças de distribuição dos níveis oceânicos (geoidoeustasia) devido à rotação e gravidade. Movimentos isostáticos, no entanto, podem equivaler a variações nas sobrecargas exercidas pela expansão e retração de geleiras na crosta, à deposição e erosão em bacias sedimentares, assim como à hidroisostasia, ou seja, transgressão e regressão sobre as plataformas continentais (SUGUIO, 2010).

Oscilações do nível do mar podem ser determinadas a partir de indicadores biológicos como recifes de corais, históricos como sambaquis e geológicos como os arenitos de praia. Esses últimos consistem em indicadores de variações do nível do mar muito confiáveis, devido ao fato de representarem antigas linhas de costa. Para se determinar períodos regressivos e transgressivos marinhos a partir deles é necessário realizar datações de conchas existentes nesses corpos. As conchas, após transporte e deposição na praia, encontram-se cimentadas no arenito de praia, podendo ser utilizadas para determinar o tempo de formação do cimento dessa rocha sedimentar a partir do método de datação por radiocarbono.

O transporte de conchas em um ambiente de alta energia, como as praias, tende a promover alterações químicas e físicas nas mesmas, sendo necessária uma seleção bem preservada desse material biogênico para datação. A diferença entre o tempo de morte do organismo e a cimentação do arenito de praia pode durar centenas ou até milhares de anos. É necessário escolher cuidadosamente conchas isentas de alterações decorrentes do transporte para reduzir a diferença entre a idade do bivalve e a idade de cimentação. A idade obtida por datação do organismo é somente considerada como a idade máxima possível para o mecanismo de cimentação do arenito de praia (CALDAS et al., 2006). A idade é determinada a partir do ano de 1950, equivalente ao presente, referindo-se aos anos anteriores como A.P. (Antes do Presente) e aos anos posteriores como D.P. (Depois do Presente).

A partir da idade obtida por meio de conchas através de datação por radiocarbono e de dados de altimetria referentes ao arenito de praia em relação ao nível do mar atual, é possível construir curvas holocênicas de variação do nível do mar de uma determinada região. Curvas holocênicas têm sido propostas para diferentes localidades do mundo, apresentando em sua maioria aumento do nível do mar no Holoceno em comparação com o nível médio do mar e queda gradual até os dias atuais.

Curvas de variações do nível relativo do mar dos últimos 7.000 anos A.P. construídas para a zona costeira do nordeste oriental, sudeste e sul do Brasil, apontam níveis marinhos na ordem de 5,0 m acima do atual há aproximadamente 5.000 anos A.P. (CASTRO et al., 2012). A linha de costa oriental brasileira está situada entre os paralelos 5°S (Estado do Rio Grande do Norte) e 34°S (Estado do Rio Grande do Sul) e tem aproximadamente 7.000 km de comprimento, compreendendo cerca de 60% da costa Americana do Atlântico Sul (da Argentina à Trinidad e Tobago) (ANGULO et al., 2006).

CALDAS et al.(2006) comparam alguns exemplos de curvas de nível do mar referentes a Salvador (A), à costa brasileira na latitude de 24°S a 27°S (B), à costa do estado do Rio Grande do Norte obtida a partir de paleoindicadores (curva envelope) (C) e ao modelo glacio-hidro-isostático (D), onde cada curva apresenta sua particularidade. Assim, a partir de alguma idade específica, indicam a mesma tendência de regressão do nível do mar em relação ao nível médio do mar atual (Fig. 8).

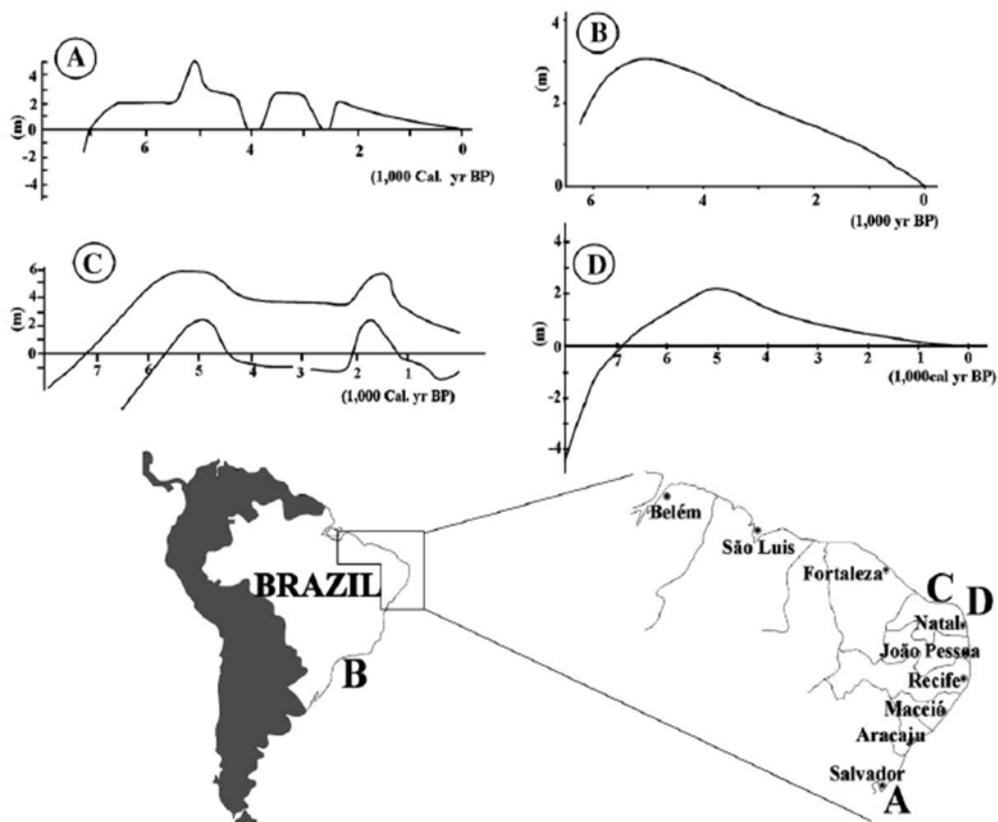


Figura 8: Curvas brasileiras de variação do nível do mar estabelecidas para quatro diferentes localidades (CALDAS et al., 2006).

A curva de Salvador, considerada a mais detalhada, é a melhor para explicar variações do nível médio do mar no Nordeste do Brasil, sendo construída a partir de conchas

incrustantes em arenitos de praia. Durante os últimos 7.000 anos, a costa central brasileira tem sido submetida a uma fase de submersão que durou até 5.100 anos A.P. (5.600 cal. anos A.P.), seguida por uma fase de emersão, onde o nível médio do mar de acordo com essa curva foi excedido pela primeira vez no Holoceno em aproximadamente 7.800 cal. anos A.P. (intervalo 1), em 5.600 cal. anos A.P. o nível relativo do mar apresentou o primeiro máximo de 4.7 ± 0.5 m acima do nível atual (intervalo 2).

Após máximo houve uma rápida regressão até 5.300 cal anos A.P., desacelerando até 4.400 cal anos A.P. (nível do mar mínimo provavelmente abaixo do nível atual) e acelerando novamente até 4.200 cal anos A.P. (intervalo 3). Após 3.700 cal anos A.P., uma rápida transgressão ocorreu e há cerca de 3.500 cal anos A.P., o nível relativo do mar passou por um segundo máximo de 3.5 ± 0.5 m acima do nível atual (intervalo 4). Entre 3.500 e 2.800 anos A.P., o nível relativo do mar caiu de forma vagarosa e regular e o declínio se tornou novamente rápido, começando em 2.800 cal anos A.P.

Em 2.600 cal anos A.P., o nível marinho passou por um segundo mínimo, provavelmente abaixo do nível atual (intervalo 5). Após 2.300 cal anos A.P., o nível relativo do mar aumentou bem rápido, passando por um terceiro máximo de 2.5 ± 0.5 m acima do nível atual até cerca de 2.100 cal anos A.P. (intervalo 6). Desde 2.100 cal anos A.P., o nível relativo do mar tem diminuído regularmente até sua posição atual (intervalo 7) (Fig.9a) (MARTIN, 2003).

No entanto, ANGULO & LESSA (1997) propuseram curvas na região de Paranaguá e Cananeia, por meio de paleoindicadores do nível do mar equivalentes a tubos de vermetídeos, indicando que o nível do mar alcançou altitudes entre 3.5 m e 4.0 m, com duas oscilações secundárias que podem ter ocorrido entre 4.100-3.800 anos A.P. e 3.000-2.700 anos A.P. Também fizeram comparações com a curva de Salvador e com curvas de nível do mar de outras regiões brasileiras, as quais demonstraram diferentes valores máximos holocênicos de nível do mar.

As curvas de Salvador, Ilheus e Caravelas, na Bahia, Angra dos Reis, no Rio de Janeiro, Santos e Cananéia, em São Paulo, Paranaguá, no Paraná, e Itajaí, em Santa Catarina, seguem um mesmo padrão, com queda geral do nível do mar após um máximo de cerca de 5 m na transgressão marinha pós-glacial ao redor de 5.100 anos A.P., intercalado com dois intervalos de oscilações negativas quando o nível do mar poderia estar abaixo ou na elevação atual (4.100-3.800 e 3.000-2.700 anos A.P.). Por sua vez, a curva correspondente ao estado do Rio Grande do Sul é diferente das demais, onde números limitados de dados sugerem que o

nível do mar atingiu um mínimo de -1.5m em 1.500 anos A.P. e tem crescido desde então (ANGULO & LESSA,1997).

Em Pernambuco, a curva proposta por MILNE et al. (2005) foi baseada em amostras de vermetídeos obtidas de estudos de DOMINGUEZ et al. (1990) e VAN ANDEL e LABOREL (1964), com nível médio do mar oscilando entre +3,0m e +5,0m. A curva de Pernambuco apresenta máximo de nível do mar durante o Holoceno equivalente a aproximadamente +3.0 m, em torno de 5.000 cal anos D.P., apresentando queda relativa do nível do mar de 5.000 cal anos D.P. até o presente (Figura 9).

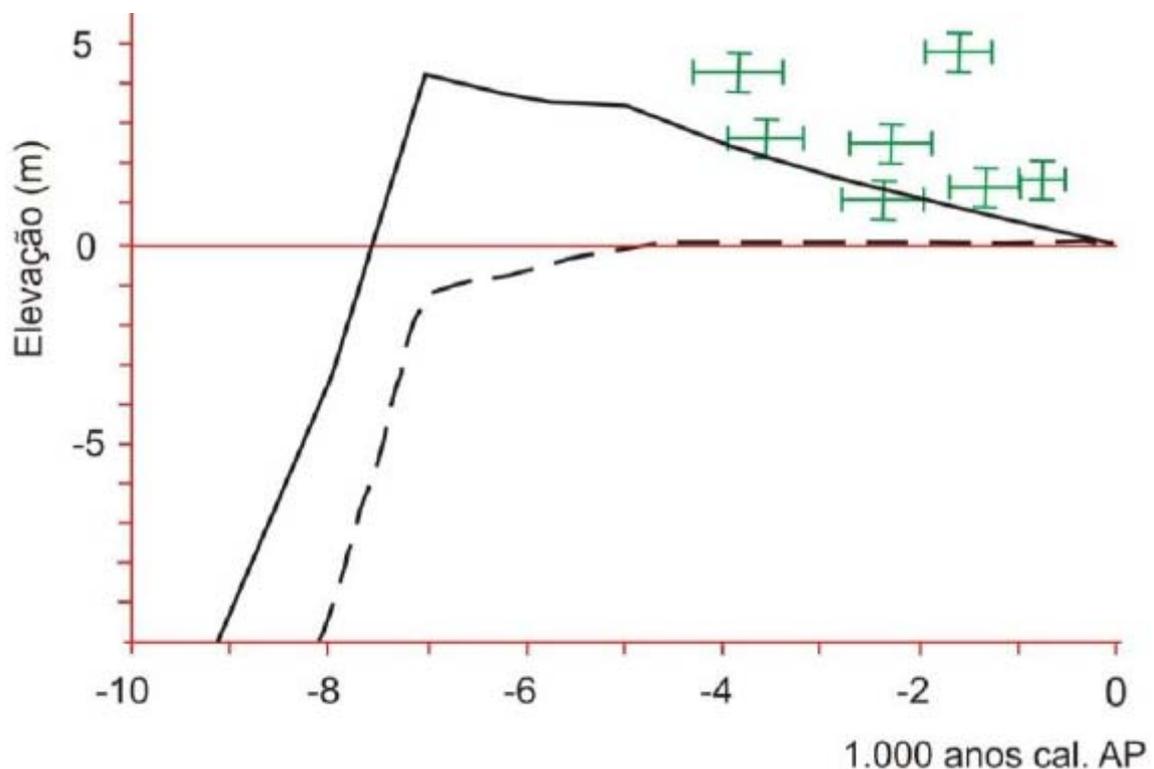


Figura 9: Curva de nível do mar elaborada para o estado de Pernambuco. Modelo proposto por MILNE et al. (2005) em linha sólida, previsão glácio-isostática em linha tracejada e, pontos verdes indicando idades compiladas de DOMINGUEZ et al. (1990) e VAN ANDEL e LABOREL (1964) (Modificado).

3 METODOLOGIA

A seguir, são apresentadas as etapas da metodologia do trabalho e os correspondentes procedimentos utilizados.

3.1 Levantamento bibliográfico

A primeira etapa, equivalente ao levantamento bibliográfico, refere-se à revisão da literatura, por meio da leitura de artigos sobre temas relacionados à formação de arenitos de praia, evolução do nível do mar, geoquímica e Holoceno. Essa etapa também se constituiu leitura de referencial teórico obtido em livros, teses, dissertações e periódicos nacionais e internacionais.

3.2 Campo

Foi utilizado um testemunho de sondagem situado a 143 m de distância da linha de costa, em direção ao continente, na Praia de Piedade no município de Jaboatão dos Guararapes. Sendo o mesmo concedido pela Empresa Ensolo, com comprimento do testemunho de 2,60 m, localizado na Avenida Bernardo Vieira de Melo 3258 com latitude de 8° 11'0''S e longitude de 34°55'0''O. Também foi realizada em campo a medição da profundidade do testemunho de sondagem em relação ao nível médio do mar atual, utilizando uma base RN como referência. O marco utilizado em relação ao testemunho localizou-se a 5,43 m acima do nível do mar atual, com distância entre o marco do RN e o topo do testemunho de 1,68 m. O topo do testemunho apresentou distância de 3,75 m em relação ao solo e de 6,35 m na base. Ajustando as respectivas distâncias com o marco do RN, o topo apresentou 10,10 m de profundidade e a base 11,58 m, em relação ao nível do mar atual.

3.3 Laboratório

3.3.1 Datação

Essa etapa foi realizada no Laboratório Leibniz da Universidade de Kiel na Alemanha, sendo possível detectar a concentração de ^{14}C em conchas incrustantes no arenito de praia a partir do método de datação por radiocarbono. A concentração de ^{14}C em três amostras de testemunho foi determinada pela técnica AMS e as idades radiocarbônicas obtidas foram

calibradas utilizando-se o programa *Radiocarbon Calibration Program* (CALIB) versão 5.02 (2005).

3.3.2 Petrografia

Para descrever os processos de diagênese envolvidos na litificação dos arenitos de praia foi necessário o auxílio da petrografia, responsável por indicar, a partir de um microscópio petrográfico, os tipos de cimentos existentes em cinco amostras selecionadas de testemunho da praia de Piedade, sendo as mesmas separadas a cada 0,20 m.

3.3.3 Geoquímica

A etapa da geoquímica compreende análises isotópicas de carbono e oxigênio e análises de elementos químicos, com amostragens a cada 0,10 m para execução dessas análises. Esta etapa é descrita nos subitens a seguir.

3.3.3.1 Isótopos de carbono e oxigênio

Dezenove amostras de testemunho foram maceradas e peneiradas com separação de 2g de cada amostra por meio de uma balança analítica. Posteriormente, com o auxílio de uma lupa, os bioclastos foram separados da rocha matriz para evitar dados errôneos, já que sua formação ocorre antes do cimento. Os conteúdos decorrentes desse processo reagiram com ácido ortofosfórico a 100%, sob condições de alto vácuo, a 25°C. O gás carbônico liberado, após ser criogenicamente limpo, foi analisado em um espectrômetro de massa VG-ISOTECH SIRA II, no Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), da Universidade Federal de Pernambuco. Os resultados obtidos dessa análise são relatados em partes por mil (‰), conforme os padrões isotópicos internacionais de acordo com a Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA), em Viena.

É possível determinar a paleotemperatura da água a partir da composição isotópica de oxigênio, tendo como base às reações de troca existentes entre o oxigênio do carbonato de cálcio e da água do mar (FAURE e MENSING, 2005). IRVING et al. (1977) propôs a seguinte equação para se calcular a paleotemperatura:

$T = 16,9 - 4,21 (\delta c - \delta w) + 0,14 (\delta c - \delta w)^2$, onde $(\delta c - \delta w)$ é a diferença de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ da calcita e da água, com valor padrão de $\delta w = -2$.

O parâmetro Z evidencia diferenças entre carbonatos marinhos ($Z > 120$) e carbonatos de água doce ($Z < 120$), sendo proposta por KEITH e WEBER (1964) a seguinte equação para determiná-lo: $Z = 2,048 (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0,498 (\delta^{18}\text{O} + 50)$.

3.3.3.2 Elementos Químicos

As dez amostras selecionadas contendo cada uma 6 g em forma de pó foram secadas em estufa a 100°C. Uma porção de amostra seca foi levada a uma mufla a 1000°C por 2 horas para combustão. Outra porção de amostra seca foi colocada em cápsula de alumínio e prensada em prensa hidráulica com 25 toneladas de força, sendo feita na pastilha prensada, análise química semiquantitativa de elementos pesados e alguns leves. Ao resultado da varredura introduziu-se o valor da perda pela combustão e então os valores foram recalculados para 100%. As análises químicas foram realizadas usando-se um espectrômetro de fluorescência de raios-X Rigaku modelo RIX 3000, equipado com tubo de Rh e 6 cristais analisadores e os resultados expressos em peso (%).

3.4 Integração e análise de dados

A reconstrução da evolução holocênica da zona costeira na Praia de Piedade em Pernambuco equivale à etapa final. Ela se baseia na integração e análise de dados coletados e observações efetuadas em campo. Além dessas etapas, foram realizados o mapa da área de estudo a partir do *ArcMap 10.1* e imagens do testemunho utilizando-se o *Strater Version 4.0* e o *CorelDRAW X7*.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Descrição de litofácies

Quatro litofácies foram identificadas no testemunho de arenito de praia estudado, cada uma apresentando características faciológicas distintas a partir da mudança de granulometria e estrutura sedimentar, sendo as mesmas descritas da base para o topo do testemunho, apresentando um total de 19 amostras (Fig. 10).

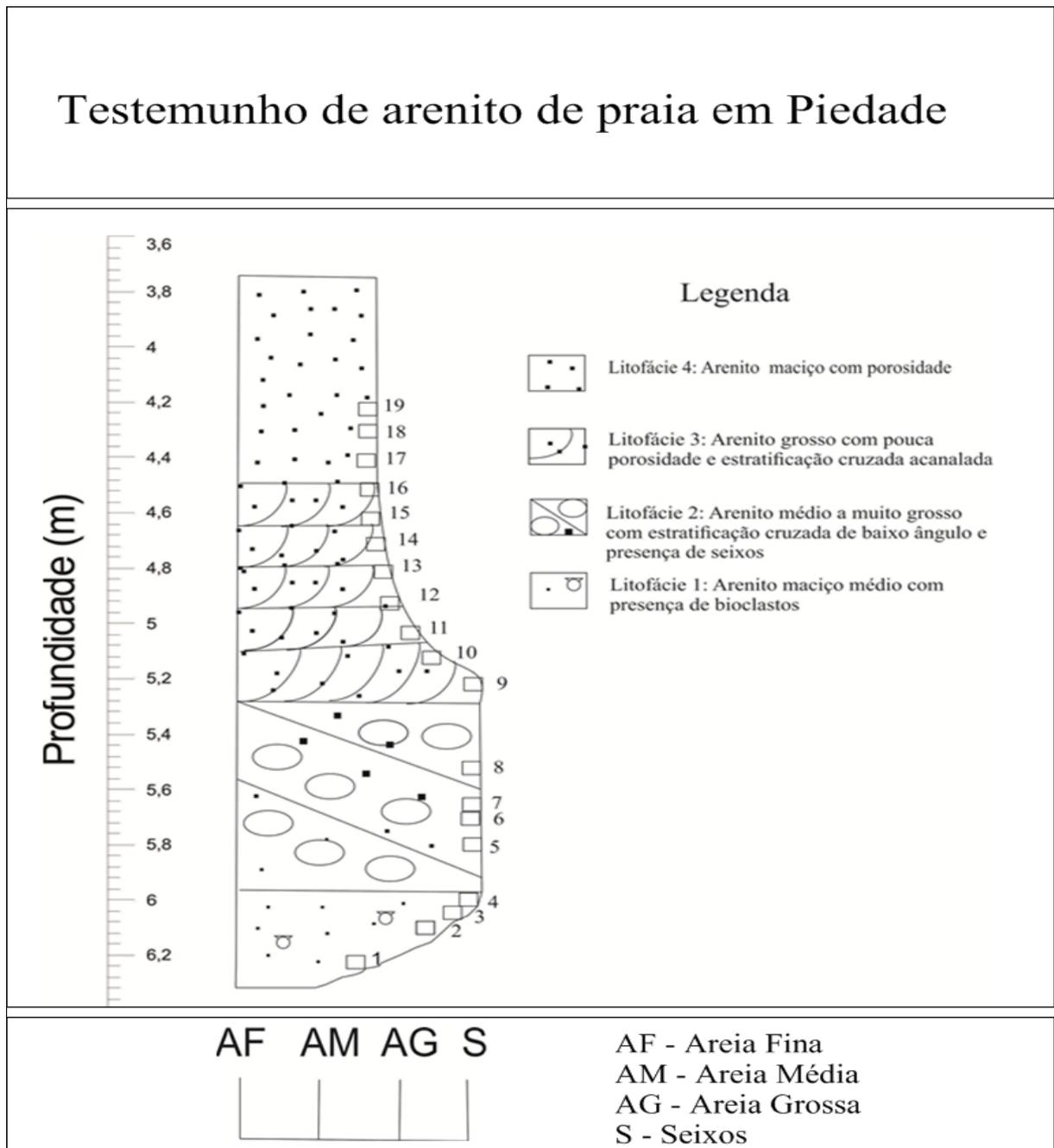


Figura 10: Testemunho de arenito de praia em Piedade, com identificação das litofácies.

▪ **LitofÁCie 1: Arenito maciço médio com presença de bioclastos**

A litofÁCie encontrada na base do testemunho no intervalo de profundidade entre 6,35 m e 5,95 m, apresentando comprimento de 0,40 m, com arenito na forma maciça composto por areia média e bioclastos. Caracterizada pelas amostras 1,2,3,4 de profundidades equivalentes à 6,25 m, 6,15 m, 6,05 m e 5,95 m, respectivamente. Os grãos de areia média, quanto ao arredondamento, classificam-se como muito angulosos, apresentando baixa esfericidade. A estrutura maciça do arenito indica ambiente de baixa energia e hidrodinâmica (Fig. 11).



Figura 11: Amostra correspondente à litofÁCie 1 encontrada na base do testemunho.

Arenitos maciços também foram descritos por VIEIRA et al. (2007) em litofÁCies existentes na base e topo de seções litológicas descritas no Rio Grande do Norte, com arenito do tipo médio, sendo de mal a bem selecionado, com grãos arredondados a subarredondados, onde os mesmos quando situados na base apresentam elevado grau de friabilidade devido ao maior contato da água marinha com o fundo.

▪ **Litofácia 2: Arenito médio a muito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo e presença de seixos**

Litofácia encontrada no testemunho no intervalo de profundidade entre 5,95 m e 5,28 m e comprimento de 0,67 m, com arenito composto por areia média a muito grossa e estratificação cruzada de baixo ângulo, indicando deposição na zona de estirâncio. Caracterizada pelas amostras 5,6,7,8 de profundidades equivalentes à 5,85 m, 5,75 m, 5,65 m e 5,55 m, respectivamente. A predominância grossa da textura dos grãos dos sedimentos de arenito e presença de seixos indica ambiente de alta energia e hidrodinâmica, com grãos variando de angulosos a muito angulosos (areia média), podendo ser também arredondados a bem arredondados (seixos), apresentando alta esfericidade (Fig. 12).



Figura 12: Amostra encontrada na litofácia 2 indicando estrutura laminar de baixo ângulo e presença de seixos.

Arenitos de estratificação cruzada de baixo ângulo foram descritos por MANSUR et al. (2011), no Rio de Janeiro, sendo caracterizados pela alternância de lâminas e de camadas de areia grossa a muito grossa e de areia média, com presença de conchas abundantes de bivalves fragmentadas e de grânulos e seixos de quartzo arredondados a subarredondados. De acordo com os mesmos autores, o mergulho da estratificação em relação ao mar, bem como a boa seleção dos sedimentos, o elevado arredondamento das partículas e a predominância da fração areia grossa, sugerem deposição na face de praia.

▪ **Litofície 3 : Arenito grosso com pouca porosidade e estratificação cruzada acanalada**

Litofície encontrada no testemunho no intervalo entre 5,28 m e 4,5 m, apresentando comprimento de 0,78 m, com arenito composto por areia grossa com pouca porosidade e presença de estrutura do tipo cruzada acanalada. Caracterizada pelas amostras 9,10,11,12,13,14,15,16 de profundidades equivalentes à 5,25 m, 5,15 m, 5,05 m, 4,90 m, 4,80 m, 4,70 m, 4,60 m e 4,50 m, respectivamente. A textura grossa dos grãos dos sedimentos de arenito indica ambiente de alta energia e hidrodinâmica, sendo os grãos muito angulosos e de baixa esfericidade e a pouca porosidade existente, indicativa de baixa permeabilidade dos mesmos (Fig.13).



Figura 13 : Amostra encontrada na litofície 3 com estratificação cruzada acanalada.

VIEIRA et al. (2007) interpreta a presença de estratificação cruzada acanalada em litofície no Rio Grande do Norte como resultado de deposição a partir do rolamento durante a migração de marcas sinuosas unidirecionais e onduladas com crista em canais. Essa estrutura sedimentar representa deposição na face litorânea superior (BEZERRA et al., 2005).

▪ **LitofÁCie 4 : Arenito maciço grosso com porosidade**

LitofÁCie encontrada no intervalo entre 4,5 m e 3,75 m do testemunho, apresentando comprimento de 0,75 m, com arenito composto por areia grossa com porosidade. Caracterizada pelas amostras 17,18,19 de profundidades equivalentes à 4,40 m, 4,30 m e 4,20 m, respectivamente. A textura dos grãos dos sedimentos indica ambiente de alta energia e hidrodinâmica, com grãos muito angulosos e de baixa esfericidade (Fig.14).



Figura 14: Amostra encontrada em litofÁCie 4 com presença de areia grossa e porosidade.

VIEIRA et al. (2007) associam a existência de arenitos maciços no topo do testemunho com características erosivas evidentes no arenito de praia decorrentes de parâmetros físico-químicos e das atividades de organismos como bioerosão, bioturbação e endurecimento de algas.

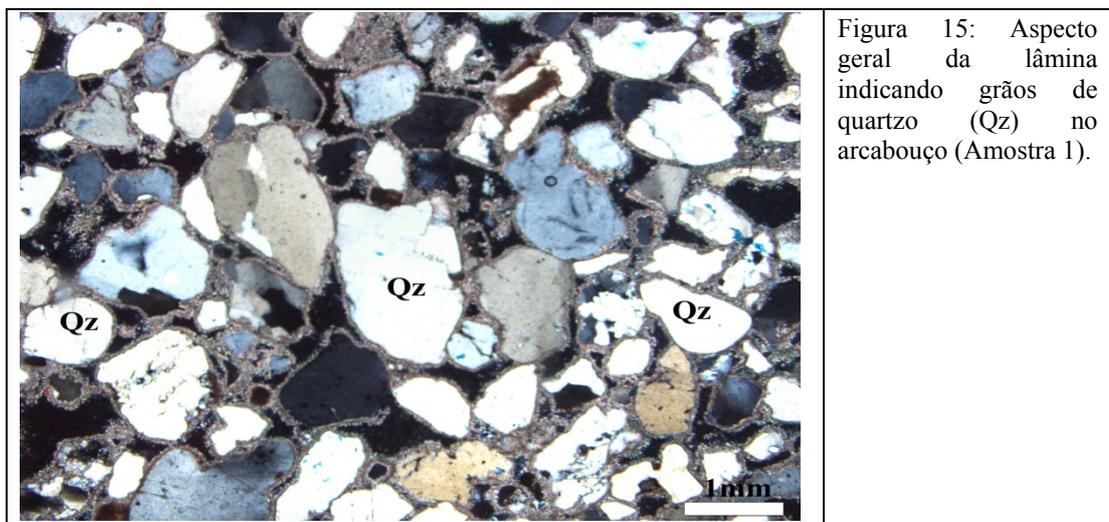
A partir da descrição das quatro litofÁCies do testemunho em relação à sua composição e presença ou ausência de estruturas sedimentares, é possível realizar interpretações quanto ao ambiente e processo de deposição (Tab. 2).

Tabela 2: Descrição e interpretação de cada litofácies

Litofácies	Descrição	Interpretação
4	Arenito maciço grosso com porosidade	Rápido processo de deposição
3	Arenito grosso com pouca porosidade e estratificação cruzada acanalada	Deposição na face litorânea superior
2	Arenito médio a muito grosso com estratificação cruzada de baixo ângulo e presença de seixos	Deposição na face de praia ou estirâncio
1	Arenito maciço médio com presença de bioclastos	Rápido processo de deposição

4.2 PETROGRAFIA

A partir da petrografia é possível identificar os tipos de cimentos existentes em arenitos de praia e, assim, interpretar a respeito do ambiente e condições em que foram formados. A análise petrográfica realizada em seções delgadas revelou que os arenitos de praia apresentam arcabouço constituído de grãos de quartzo (mínimo de 64,23% e máximo de 70,69%), predominando o tipo monocristalino (mínimo de 58,91% e máximo de 63,76%) e, em menor quantidade, o tipo policristalino (mínimo de 2,18% e máximo de 9,99%), com empacotamento do tipo pontual, com contatos tangenciais entre os grãos, indicando baixo grau de diagênese (Fig.15).



Outros elementos, além do quartzo, também foram quantificados nessa análise, com valores em porcentagem (Tab.3).

Tabela 3: Valores percentuais da análise petrográfica dos arenitos de praia

Amostras	Quartzo monocr.	Quartzo policr.	Feldspatos	Min. Pesados	Bioclastos	Cimento	Óxido de Ferro	Porosidade
AM - 1	64,14	2,18	-	0,52	5,35	11,93	-	15,88
AM - 3	60,7	9,99	-	0,82	1,63	16,83	0,57	9,46
AM - 6	58,91	5,32	-	-	8,59	20,11	0,31	6,76
AM - 7	60,21	9,24	0,7	-	5,73	12,11	-	12,01
AM - 9	63,76	4,13	4,13	-	2,65	12,06	0,24	13,03

Os bioclastos foram encontrados em todas as lâminas petrográficas, com porcentagem no arcabouço variando de 1,63% a 8,59%, sendo eles constituídos por bivalve, foraminíferos, gastrópode (Fig.16), algas vermelhas (Fig. 17), entre outros.

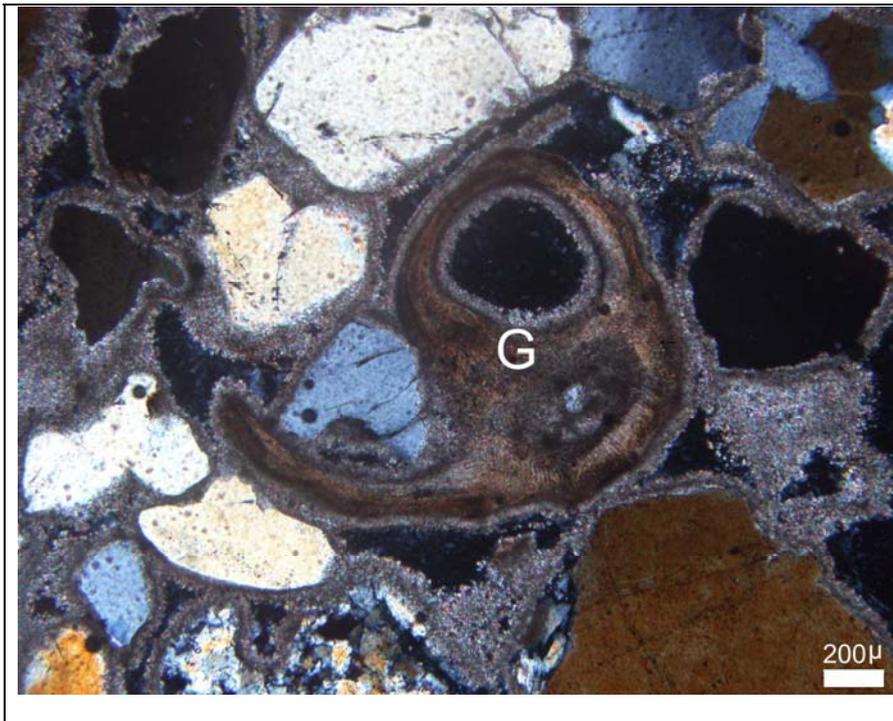
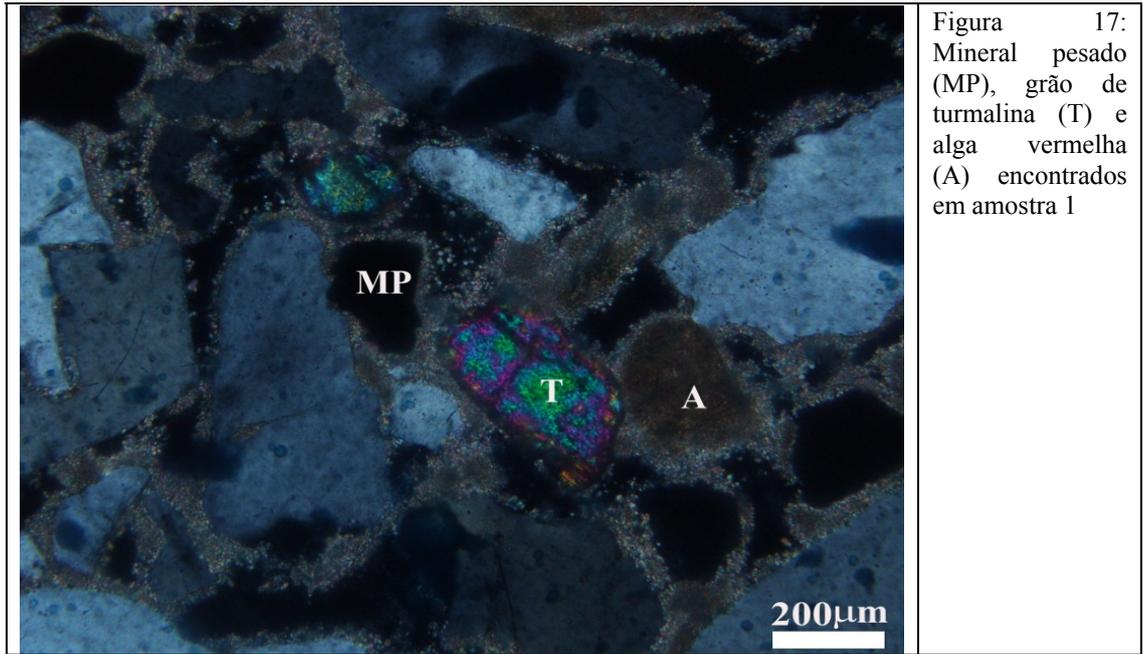
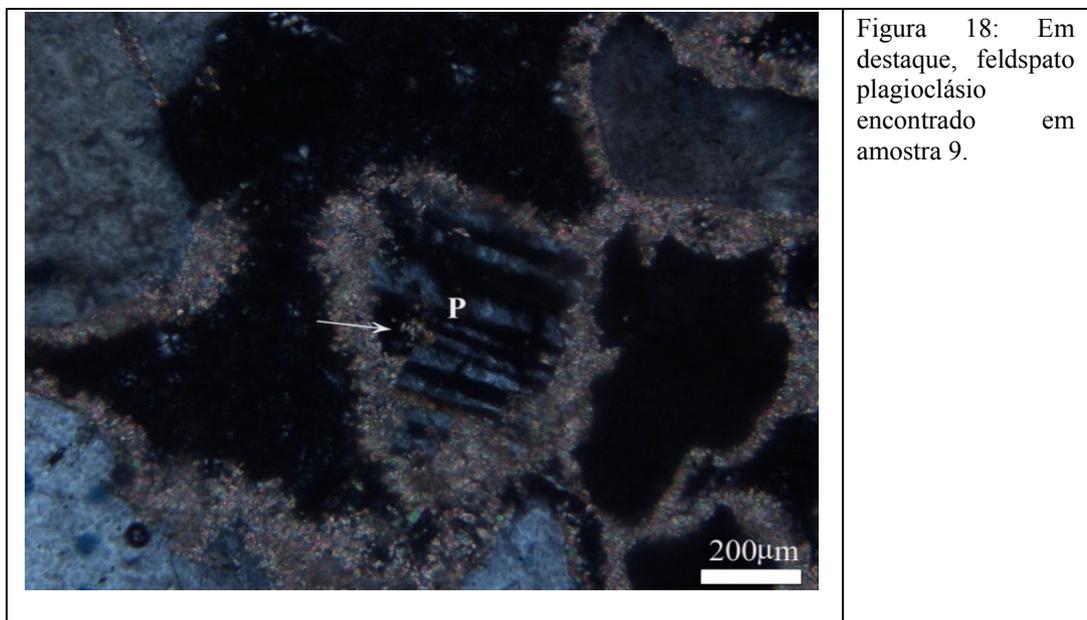


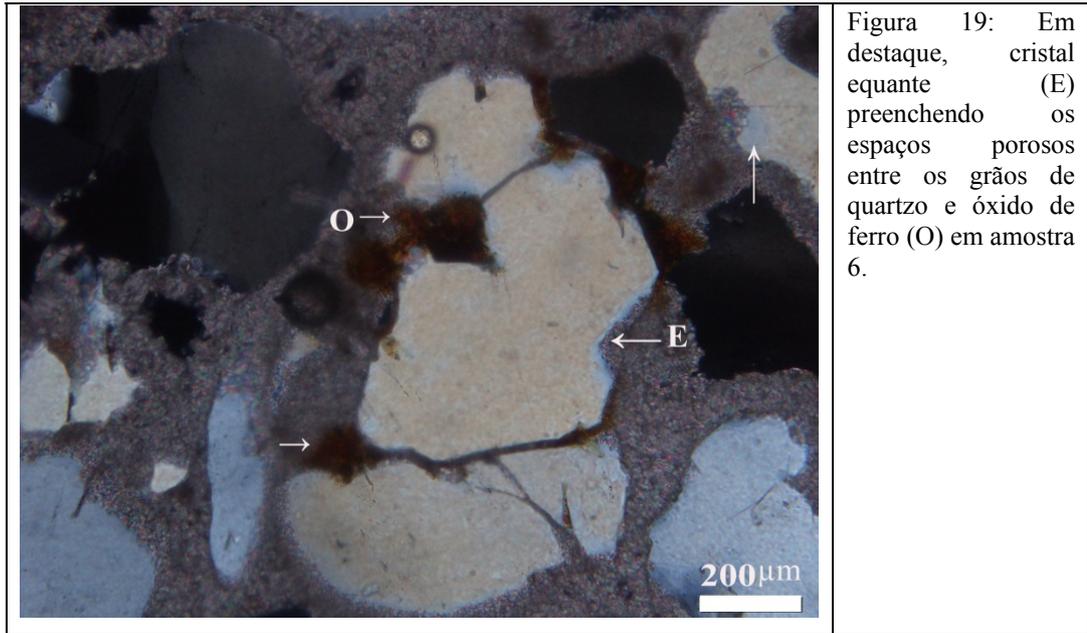
Figura 16:
Gastrópode (G)
encontrado em
amostra 3.



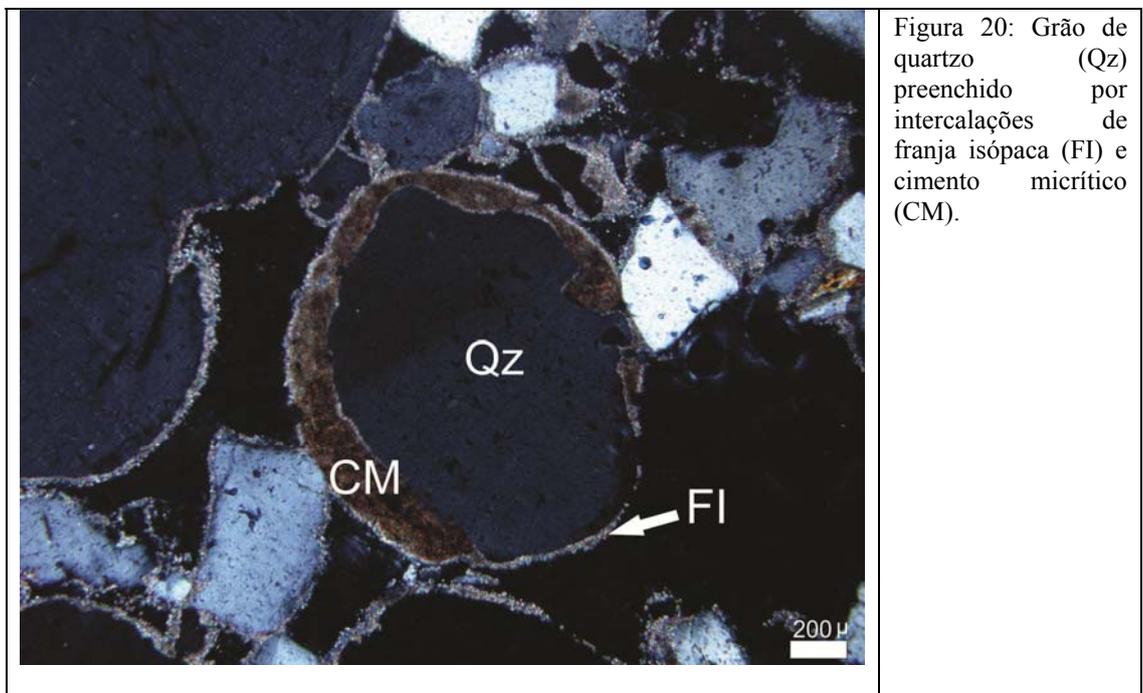
Observou-se baixa concentração de minerais pesados (Fig.17) e de feldspatos. Eles foram encontrados somente em duas lâminas, equivalentes às amostras 1,3 e 7,9, respectivamente, sendo os feldspatos do tipo plagioclásio (Fig. 18).



O óxido de ferro, apesar de existente em três das amostras, apresentou uma concentração muito baixa no arcabouço, variando de 0,24% a 0,57% (Fig.19).



Três tipos de cimentos foram identificados nas lâminas, sendo esses equivalentes ao cristal equante (Fig. 19), ao cimento micrítico e à franja isópaca (Fig. 20), com cimento carbonático composto predominantemente por alta calcita magnesiana, havendo também presença de aragonita em menor quantidade, e porosidade dominante no arcabouço do tipo interpartícula (mínimo de 6,76% e máximo de 15,88%).



As porcentagens correspondentes a cada amostra estão ilustradas na Tabela 4.

Tabela 4: Distribuição do material diagenético distribuído ao longo das cinco amostras de lâminas analisadas em %.

Amostras	FPI	CM	CE
AM - 1	4,89	3,29	2,65
AM - 3	6,85	6,42	3,02
AM - 6	11,95	1,39	6,77
AM - 7	6,6	0,83	4,68
AM - 9	7,52	1,33	3,21

Legenda: FPI: Franja Prismática Isópaca; CM: Cimento micrítico; CE: Cimento equante.

A franja prismática isópaca apresentou variação de 4,89% a 11,95% nas lâminas analisadas, constituindo o cimento mais abundante em cada amostra, sendo gerado, de acordo com LONGMAN (1980), na zona freática marinha. Compreende um dos principais cimentos marinhos e apresenta geralmente comprimento máximo de 60 μ m, sendo composto de prismas alongados perpendiculares à superfície do grão, ocupando grande parte dos espaços interpartícula. Franjas isópacas foram encontradas na forma de aragonita em arenitos de praia da Ilha de Itamaracá, podendo indicar precipitação freática marinha (franjas simétricas) ou precipitação em zona vadosa marinha (franjas assimétricas) (GUERRA et al., 2005).

O cimento micrítico, equivalente à calcita magnesiana micrítica, também considerado um dos principais cimentos marinhos, frequente em arenitos de praia, apresentou variação de 0,83% a 6,42%. Sua presença indica condições meteóricas ricas em carbonato, a partir da mistura de águas marinhas e meteóricas que ocasionam a precipitação do cimento (ERGINAL et al., 2010).

O cimento equante variou de 2,65% a 6,77%, indicando precipitação em um ambiente marinho vadoso quando o mesmo for responsável pela formação de calcita altamente magnesiana (LONGMAN, 1980). Consiste em cimento composto por agregados de cristais de calcita responsáveis pelo preenchimento completo da porosidade, com tamanho variando de microcristalino a mesocristalino.

Nesse estudo realizado na Praia de Piedade, tendo como referência os tipos de cimentos encontrados nos arenitos de praia e suas respectivas porcentagens acredita-se que os mesmos foram formados em ambiente marinho raso com influência de água doce.

4.3 GEOQUÍMICA

4.3.1 Isótopos de Carbono e Oxigênio

A partir da composição isotópica de carbono e oxigênio de rocha total é possível determinar o ambiente onde os carbonatos foram depositados, podendo os mesmos ser formados em ambientes de água marinha ou de água doce. Carbonatos precipitados em ambientes marinhos geralmente apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ próximos a zero, enquanto que carbonatos precipitados em ambiente de água doce apresentam valores negativos entre -5‰ e -15‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e valores entre -5‰ e -10‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, estando os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ relacionados com a composição do cimento e os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ relacionados com a temperatura em que ocorre a sua formação.

Nesse trabalho, os valores isotópicos para o cimento carbonático variaram de 3,09‰ a 3,89‰ para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, com média de 3,63‰, e de -0,91‰ a 0,96‰ para o $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, com média de 0,54‰, indicando precipitação em ambiente marinho, sendo os dados obtidos por meio de testemunho na praia de Piedade (Tab. 5).

Tabela 5: Dados isotópicos, de parâmetro Z, e de paleotemperatura referentes às amostras de testemunho de arenito de praia de Piedade

Amostras	Profundidade(m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	Z	T(°C)
AM 19	4,20	0,668	3,718	135,2471	23
AM 18	4,30	0,574	3,636	135,0324	23
AM 17	4,40	0,441	3,584	134,8597	24
AM 16	4,50	0,497	3,317	134,3407	24
AM 15	4,60	0,488	3,724	135,1698	24
AM 14	4,70	0,281	3,602	134,8168	25
AM 13	4,80	0,381	3,696	135,0591	24
AM 12	4,90	0,317	3,644	134,9208	24
AM 11	5,05	0,332	3,677	134,9958	24
AM 10	5,15	-0,916	3,093	133,1783	30
AM 9	5,25	0,424	3,653	134,9925	24
AM 8	5,55	0,865	3,891	135,6995	22
AM 7	5,65	0,935	3,877	135,7057	22
AM 6	5,75	0,955	3,767	135,4904	21
AM 5	5,85	0,599	3,383	134,5267	23
AM 4	5,95	0,956	3,807	135,5728	21
AM 3	6,05	0,808	3,509	134,8888	22
AM 2	6,15	0,842	3,686	135,2682	22
AM 1	6,25	0,873	3,706	135,3246	22

Observando a distribuição isotópica de arenitos emersos na Praia de Piedade, são encontrados, em sua maioria, valores isotópicos de carbono e oxigênio positivos, onde o único valor negativo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ pode indicar influência de água doce no processo de precipitação do cimento (Fig. 21).

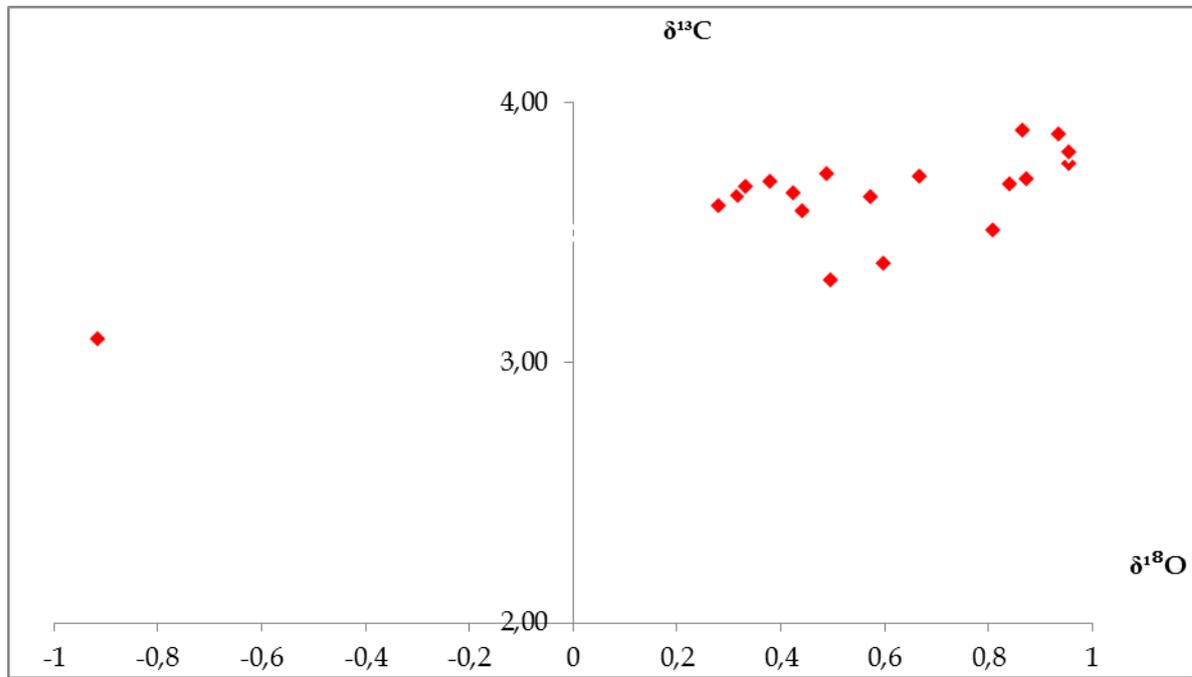


Figura 21: Distribuição isotópica de arenitos emersos na praia de Piedade

Em estudos encontrados na literatura, valores isotópicos em cimentos carbonáticos de arenitos de praia foram relatados em diferentes locais do mundo, como Bardawil, no Egito (FRIEDMAN, 2011), Mediterrâneo e Mar Vermelho (HOLAIL & RASHED, 1992), Índia (KUMAR et al., 2000), Indonésia (FRIEDMAN, 2011), Espanha (CALVET et al., 2003), Ceará (BARROS et al., 2003) e Pernambuco (CHAVES; SIAL, 1998), no Brasil (Tab. 6).

Tabela 6: Valores isotópicos de carbono e oxigênio e valores de paleotemperatura encontrados em arenitos de praia na literatura.

Referência	Localidade	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	T(°C)
BARROS et al. (2003)	Ceará (Brasil)	+1,9 a +3,1	-0,5 a + 0,4	15 a 19
	Lagoinha/ Uruau	+0,5 a +3,4	-1,8 a + 1,2	14 a 24
	Ilhas Canárias (Espanha)	+4,0 a +4,9	-4,2 a + 2,4	17 a 25
CHAVES e SIAL (1998)	Pernambuco (Brasil)	-1,3 a +3,5	-2,1 a +1,2	10,1 a 25,3
FRIEDMAN (2011)	Java (Indonésia)/ Bardawil	- 18,0	-14,8	-
	(Delta do Nilo, Egito)	-39,3 a -3,3	-36,6 a + 3,8	-
	Egito (África)	+1,0 a + 2,1	-0,4 a +1,2	-
HOLAIL & RASHED (1992)	Mediterrâneo/ Mar Vermelho	+2,1 a + 4,5	-0,1 a +1,2	-
VIEIRA & DE ROS (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	-7,8 a +3,6	+0,5 a +4,4	23,3 a 34,9

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos cimentos de arenitos de praia relatados por HOLAIL & RASHED (1992) no Mediterrâneo e Mar Vermelho, ambos com média de 0,5‰, são semelhantes aos dados de cimentos obtidos na Praia de Piedade. De acordo com esses autores, a pequena heterogeneidade isotópica de oxigênio pode indicar ausência de uma mudança progressiva na temperatura ou composição das águas precipitadas durante o crescimento do cimento, apresentando temperatura relativamente constante durante a formação do mesmo.

Dados de $\delta^{18}\text{O}$ referentes a cimentos de aragonita nas Ilhas Canárias, na Espanha, apresentaram valores inferiores (-4,2‰ a +2,4‰) em comparação aos deste trabalho (CALVET et al., 2003). Segundo esses autores, os valores isotópicos de oxigênio medidos estão possivelmente relacionados com fatores como: salinidade da água do mar nas Ilhas Canárias, temperatura da água do mar na zona intermaré das praias em La Palma e influência de água meteórica.

Valores extremamente negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em Java, Indonésia e em Bardawil, no Egito, estão relacionados à formação dos arenitos de praia devido a eventos catastróficos, a

partir do aumento da temperatura gerado por impactos e explosões, onde os valores extremamente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ em Bardawil indicam que o carbono da dolomita é proveniente de metano (FRIEDMAN, 2011).

No Ceará, valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de +1,9 a +3,1‰ na Praia de Lagoinha indicam precipitação em água marinha rasa, enquanto que valores de $\delta^{13}\text{C}$ de +0,5 a +3,4‰ na Praia de Uruau, por mostrarem um maior alcance, podem estar relacionados com influxo de água doce, causando alteração no cimento carbonático associado à exposição após regressão da linha de costa ou ainda elevação correlacionada à atividade tectônica do Quaternário (BARROS et al., 2003).

A composição de calcita altamente magnesiana em cimentos de arenitos de praia estudados no Rio Grande do Norte (VIEIRA & DE ROS, 2006) consistem em uma possível explicação para a homogeneidade observada nas amostras (-7,8‰ a +3,6‰ para $\delta^{13}\text{C}$, +0,5 a +4,4 para $\delta^{18}\text{O}$), assim como a uniformidade de parâmetros físico-químicos que controlam a cimentação do arenito de praia, comprovada pela pequena variação dos valores de paleotemperatura (23,3°C a 34,9°C).

Arenitos de praia estudados por CHAVES e SIAL (1998) em áreas costeiras do estado de Pernambuco apresentaram valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ de -1,3‰ a +3,5‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ de -2,1‰ a 1,2‰, indicando precipitação do cimento sob alta pressão de CO_2 como resultado da interação de CaCO_3 saturado em água marinha e de águas subterrâneas insaturadas, em um ambiente de praia.

A partir de curvas de valores isotópicos obtidos para o oxigênio e carbono, é possível determinar, respectivamente, a variação da temperatura em que ocorre a formação do cimento (paleotemperatura) e variações no ambiente deposicional durante precipitação do cimento carbonático, assim como associar tais variações às estruturas sedimentares e granulometria dos sedimentos das quatro litofácies descritas em testemunho da Praia de Piedade (Fig. 22).

Testemunho de arenito de praia em Piedade

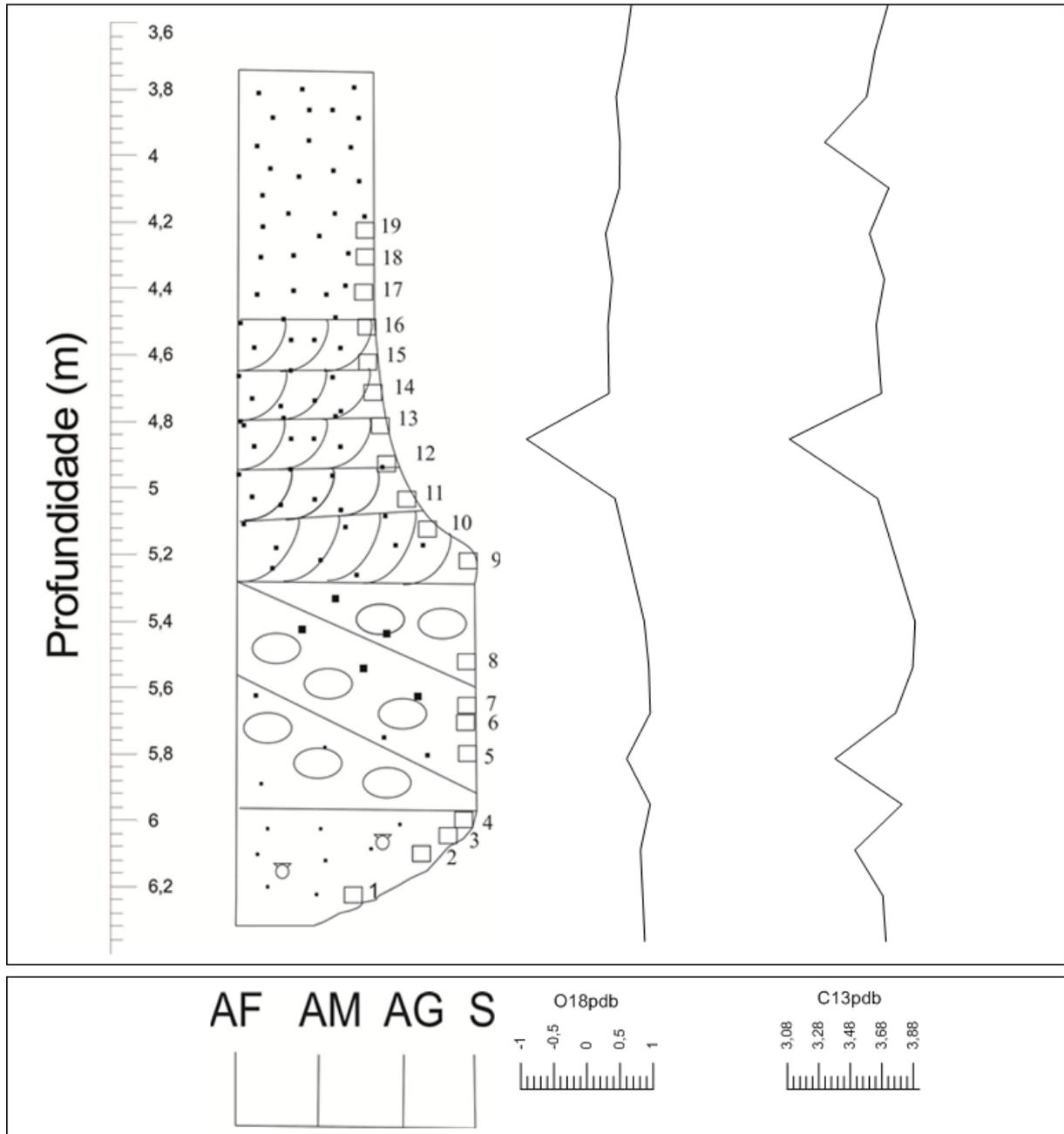


Figura 22: Testemunho de arenito de praia em Piedade e curvas isotópicas de oxigênio e carbono.

O breve intervalo de valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (-0,91‰ a 0,96‰) encontrado ao longo do testemunho indica que a temperatura da água manteve-se praticamente constante durante precipitação do carbonato, podendo fatores de escala local como aporte de água doce e

evaporação influenciar na variação de $\delta^{18}\text{O}$. O maior valor de isótopo de oxigênio (0,96‰) foi encontrado na litofácies 1 (arenito maciço médio com presença de bioclastos), que apresentou valores iniciais praticamente constantes, com posterior aumento, indicando influência de água meteórica até atingir valor máximo. O menor valor (-0,91‰), no entanto, foi encontrado na litofácies 3 (arenito grosso com pouca porosidade e estratificação cruzada acanalada), que pode ser explicado pelo processo de evaporação da água decorrente da pouca porosidade e permeabilidade do arenito.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ oscilaram de 3,09‰ a 3,89‰ ao decorrer do testemunho. O maior valor (3,89‰) de isótopo de carbono foi encontrado na litofácies 1, sendo o carbono proveniente de bioclastos e de águas meteóricas, enquanto que o menor valor isotópico (3,09‰) foi encontrado na litofácies 3, devido à alta hidrodinâmica no processo de deposição característico dessa litofácies.

A correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos arenitos de praia emersos na Praia de Piedade apresentou coeficiente de determinação (R^2) equivalente a 0,5483, indicando uma correlação positiva e regular, com 54% da variação de $\delta^{13}\text{C}$ resultante da variação de $\delta^{18}\text{O}$, demonstrando uma semelhança de 54% entre os dados (Fig. 23).

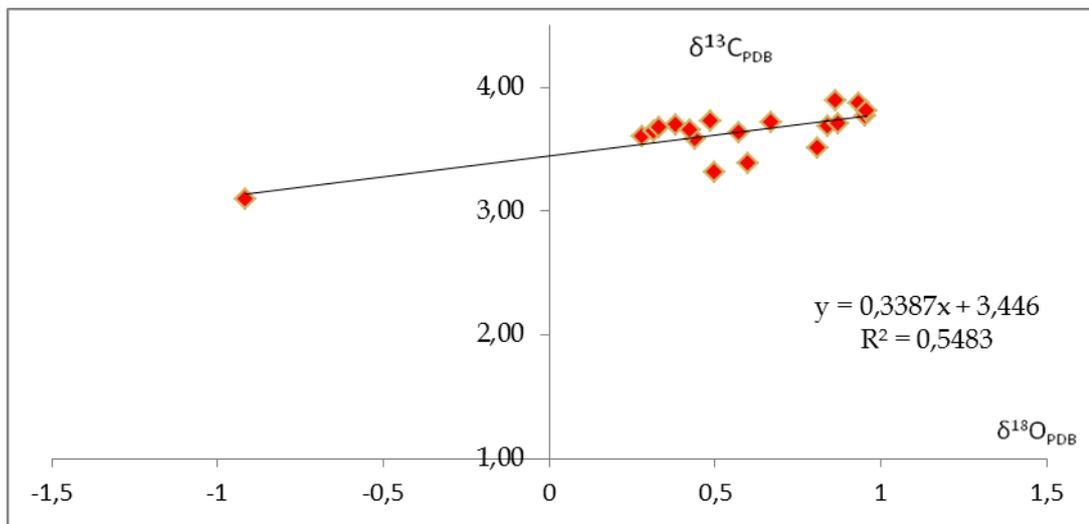


Figura 23: Correlação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em arenitos de praia emersos em Piedade.

Os valores de Z encontrados neste trabalho variaram de 133,17 a 135,70, com média de 135, indicando dessa forma formação em ambiente marinho.

O cimento da rocha sedimentar depende das características químicas e físicas das águas a partir das quais ele foi precipitado. Seguindo o modelo proposto por MOORE (2004), é possível identificar os tipos de ambientes nos quais os arenitos de praia foram formados, através da assinatura isotópica de carbono e oxigênio. As amostras de testemunho de arenito de praia em Piedade foram classificadas a partir deste modelo quanto ao ambiente de precipitação, sendo 63% das amostras inseridas no grupo equivalente ao cimento marinho e 16% classificadas como sedimentos recentes, os demais 21%, não foram inseridos em nenhum grupo, encontrando-se fora dos intervalos estabelecidos, podendo indicar novo ambiente de formação ou influência de agentes físicos em seu deslocamento antes mesmo de ser precipitado (Fig. 24).

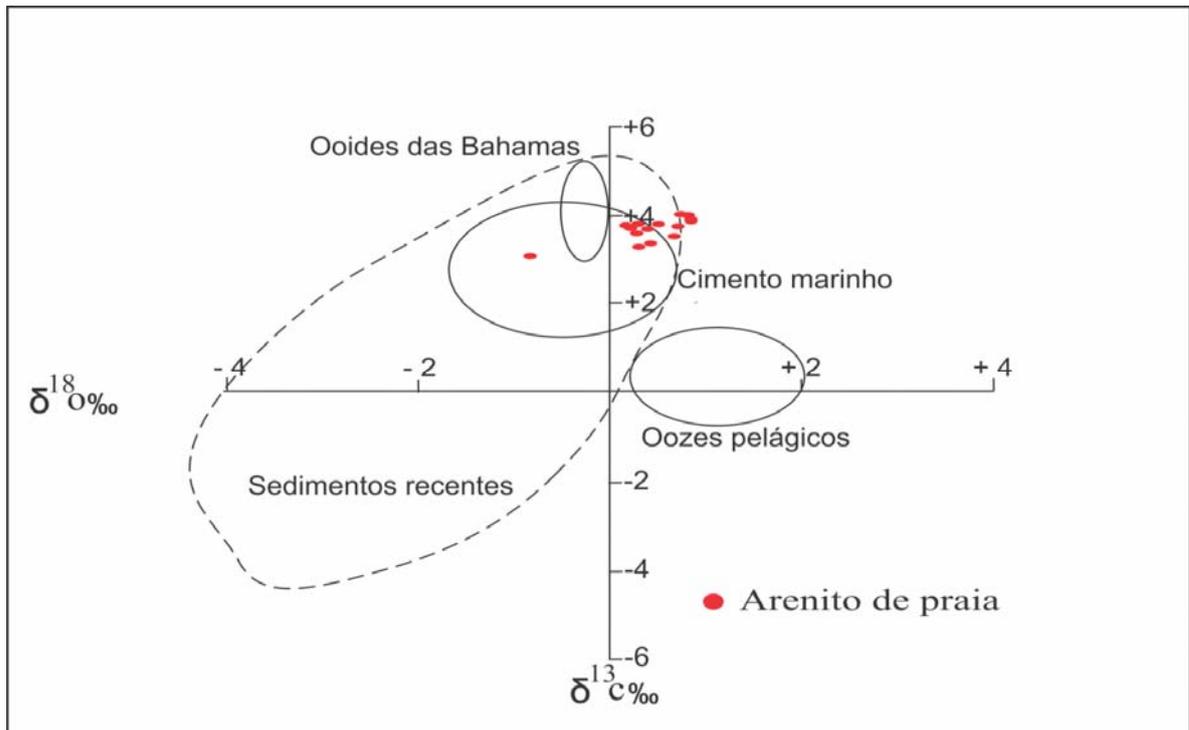


Figura 24: Distribuição de valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ com vários tipos de carbonatos marinhos adaptado de MOORE (2004).

Nesse estudo, valores de paleotemperatura obtidos variaram de 21°C a 30°C, com média de 23°C, com pequena variação indicando precipitação em ambiente raso (Fig. 25).

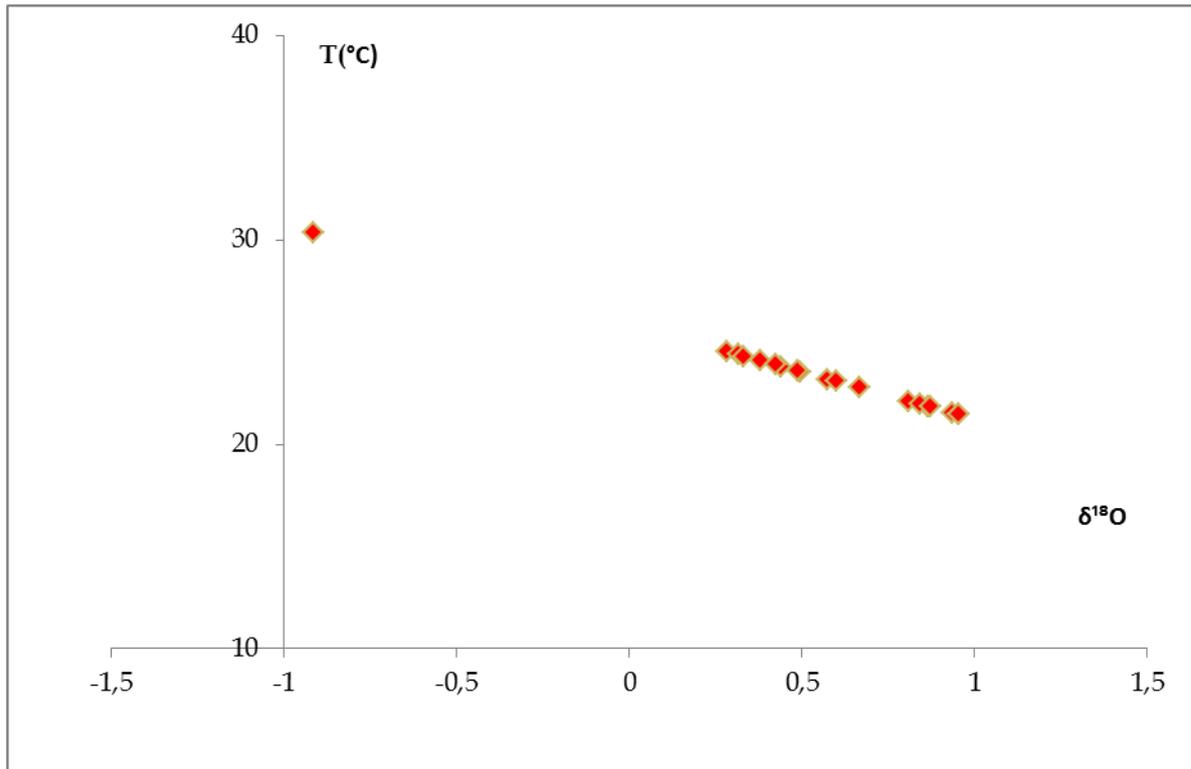


Figura 25: Distribuição de valores de temperatura e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$.

Valores de paleotemperatura na Praia de Uruau, no Ceará, variaram de 14°C a 24°C, podendo indicar fases sucessivas de precipitação do cimento carbonático (BARROS et al., 2003). VIEIRA & DE ROS (2006) obtiveram valores de 23,3°C a 34,9°C, com média de 25,7°C, com pequena variação de paleotemperatura explicada pela exclusiva composição de calcita altamente magnesiânica nos cimentos de arenitos de praia do estado do Rio Grande do Norte.

4.3.2 Elementos Químicos

A distribuição de elementos em sedimentos marinhos pode ser utilizada como um indicador de condições químicas em antigos ambientes deposicionais, sendo a geoquímica dos sedimentos relacionada com as suas respectivas textura e mineralogia (WARD et al., 1995).

Dos vários elementos existentes utilizados para distinguir litofácies, neste trabalho, o SiO_2 e o CaO apresentaram maior significância nas dez amostras selecionadas (amostras 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17 e 19), com porcentagem que variam entre 38,4 e 71% para SiO_2 e entre 20,5 e 51,4% para CaO (Tab.7).

Tabela 7: Concentração em (%) de compostos químicos encontrados em amostras de testemunho de arenito de praia de Piedade

	AM 1	AM 3	AM 5	AM 7	AM 9	AM 11	AM 13	AM 15	AM 17	AM 19
MgO	0,7	1,0	1,1	1,5	1,1	1,6	1,6	1,4	1,2	1,1
Al₂O₃	1,3	1,3	0,8	0,7	0,9	0,6	0,6	1,0	0,9	1,0
SiO₂	71,0	54,6	54,3	45,3	55,8	38,9	38,4	47,6	52,4	53,0
P₂O₅	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
SO₃	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	1,2
K₂O	0,4	0,7	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2
CaO	20,5	33,2	35,4	44,0	33,3	51,4	50,2	41,8	37,7	37,6
Fe₂O_{3T}	0,4	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,6	0,5	0,5
TiO₂	0,1	0,2	nd	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1
SrO	tr	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Cr₂O₃	0,1	0,1	0,1	tr	nd	0,1	0,1	tr	0,1	0,1
ZrO₂	tr	tr	tr	tr	nd	tr	nd	tr	0,1	Nd
PF	5,0	7,7	6,8	6,8	7,0	5,6	7,3	6,1	5,9	4,9
TOTAL	99,9	99,99	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	99,9	100,0	100,0

tr : traço; nd: nada; PF: ponto de fusão.

Curvas equivalentes a SiO₂ e ao CaO foram estabelecidas, com valores em porcentagem, sendo relacionadas com as litofácies do testemunho de arenito da Praia de Piedade por meio de comparações entre alterações nas concentrações desses componentes químicos e mudanças energéticas em ambientes deposicionais (Fig. 26).

Testemunho de arenito de praia em Piedade

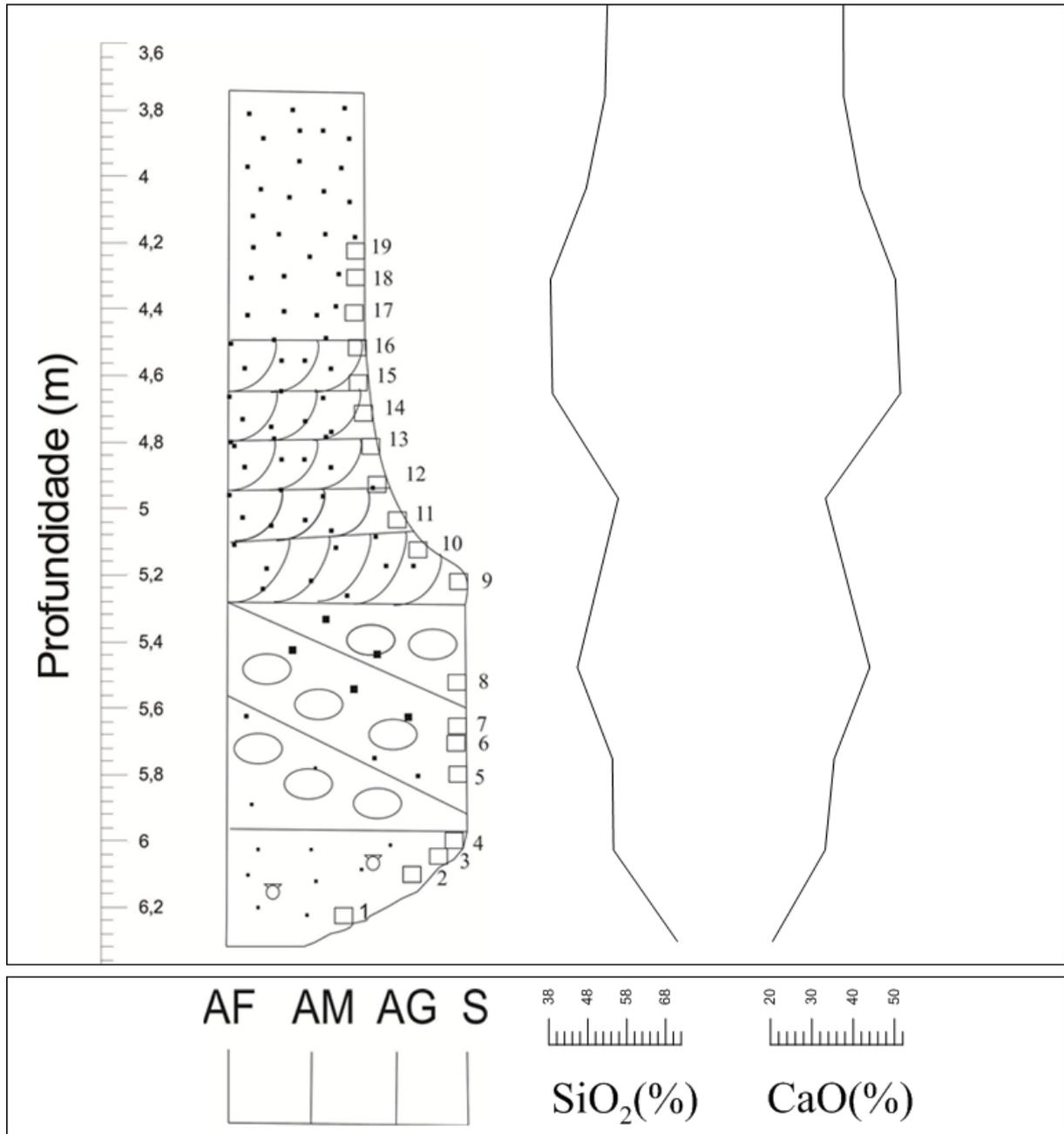


Figura 26: Testemunho de arenito de praia em Piedade e curvas de SiO₂ e CaO com valores em %.

As curvas referentes à porcentagem dos componentes SiO₂ e CaO ao decorrer do testemunho são inversas e apresentam maior valor de SiO₂ (71%) na amostra 1, correspondente à litofácia 1 (arenito maciço médio com presença de bioclastos), e menor

valor (38,4%) na amostra 13, correspondente à litofácia 3 (arenito grosso com pouca porosidade e estratificação cruzada acanalada). Já o maior valor de CaO (51,4%) foi encontrado na amostra 11, também existente na litofácia 3 e menor valor (20,5%) na litofácia 1 correspondente à base.

Altas concentrações de CaO são indicativos de carbonato biogênico, enquanto que altas concentrações de SiO₂ são provenientes de clastos terrígenos. O primeiro é um componente mineralógico encontrado em sedimentos modernos de superfície das Baías Halifax e Cleveland, na Austrália, e o segundo, componente comum em fácies representativas de mangue e de linha de costa (WARD et al., 1995).

Ambientes de baixa energia e hidrodinâmica apresentam grande concentração de areia quartzosa com presença de clastos terrígenos, o que favorece a deposição de SiO₂, sendo a litofácia 1, dessa forma, representativa de linha de costa com 71,0% desse composto. A quantidade de CaO encontrada nessa litofácia (20,5%) foi proveniente de bioclastos e pode ter surgido também da percolação de águas ricas em carbonato.

Condições óxicas são estabelecidas por meio da circulação de água intersticial através dos poros de sedimentos de areia de litofácies representativas de linha de costa, favorecendo migração de elementos químicos a partir de uma sequência estratigráfica holocênica. Condições óxicas e anóxicas de litofácies estão intimamente relacionadas com a porosidade dos grãos. Condições óxicas são favorecidas pela maior porosidade dos mesmos, havendo maior permeabilidade. Já as condições anóxicas são favorecidas pela menor porosidade, sendo, portanto, menos permeáveis.

A alta concentração de CaO na amostra 11 (51,4%) pode ser explicada pela existência de arenito grosso, indicativo de ambiente de alta energia, juntamente com a pouca porosidade dos grãos de sedimentos, que estabelece condições anóxicas e de baixa pressão na litofácia 3 e diminui a solubilidade do CaCO₃ e do CO₂. A concentração de SiO₂ (38,4%) na amostra 13 existente na mesma litofácia, no entanto, pode ser explicada pela presença de estratificação cruzada acanalada que evidencia deposição em ambiente praias sob condições de maré baixa.

Analisando todas as litofácies, é possível determinar intervalos de diminuição e aumento da concentração de SiO₂ e CaO da base ao topo do testemunho. O primeiro intervalo de diminuição de SiO₂ compreende as amostras 1,3,5 (litofácia 1) e 7 (litofácia 2), variando de 71,0% a 45,3%, entre as amostras 7 e 9 (litofácia 2), ocorrendo aumento da concentração de 45,3% a 55,8%. O segundo intervalo de diminuição compreende as amostras 9 (litofácia 2),

11 e 13 (litofácia 3), variando entre 55,8% e 38,4%. O segundo intervalo de aumento da concentração desse composto, no entanto, ocorre entre as amostras 13 e 15 (litofácia 3) e 17, 19 (litofácia 4), variando de 38,4% a 53% (Fig. 28).

Com relação ao CaO, o primeiro intervalo de aumento em sua concentração ocorre entre as amostras 1,3,5 (litofácia 1) e 7 (litofácia 2) e varia de 20,5% a 44%, seguido do primeiro intervalo de diminuição entre as amostras 7 e 9 (litofácia 2), que varia de 44,0% a 33,3%. Entre as amostras 9 (litofácia 2) e 11 (litofácia 3) ocorre o segundo aumento de CaO, com variação de 33,3% a 51,4%. A diminuição de sua concentração é evidente na parte superior do testemunho equivalente às amostras 11,13,15 (litofácia 3), 17 e 19 (litofácia 4), variando de 51,4% a 37,6% (Fig.28).

A partir do intervalo existente entre as litofácies do testemunho é possível explicar variações tanto na concentração de SiO₂ como na de CaO conforme mudança de energia de antigos ambientes deposicionais. Entre as litofácies 1 e 2 (amostras 5 e 7) ocorre aumento de energia, evidenciado pela mudança na granulometria de sedimentos de arenito que variam de médio a muito grosso e através da presença de seixos na litofácia 2, havendo diminuição na concentração de SiO₂ e aumento na concentração de CaO. Entre as litofácies 2 e 3 (amostras 9 e 11) ocorre decréscimo de energia, sendo os ambientes deposicionais representativos de cada litofácia de alta energia, com sedimentos antes que variam de médios a muito grossos, com estratificação cruzada de baixo ângulo e presença de seixos, indicativos de ambiente extremamente energético e hidrodinâmico, variando posteriormente para grossos com pouca porosidade e estratificação cruzada acanalada, havendo também diminuição da concentração de SiO₂ e aumento na concentração de CaO. Entre as litofácies 3 e 4 (amostras 17 e 19), ocorre decréscimo de energia, evidenciado pela ausência de estruturas sedimentares que indicam ambiente de alta hidrodinâmica na litofácia 4, havendo aumento na concentração de SiO₂ e diminuição na concentração de CaO.

4.4 DATAÇÃO POR C¹⁴

A partir de datação por radiocarbono realizada em conchas marinhas incrustadas em arenitos de praia e com dados de profundidades de amostras de testemunho em relação ao nível médio do mar atual, é possível identificar períodos regressivos e transgressivos marinhos. Neste trabalho, três amostras foram datadas em arenitos de praia em Piedade

(Amostras 1,3 e 7) com respectivas idades calibradas correspondentes a 7.509 anos A.P., 6.949 anos A.P. e 5.982 anos A.P, e profundidades equivalentes a -11,58m, -11,27m e -10,10m (Tab. 8 e 9)

Tabela 8 : Localização das amostras de testemunho da Praia de Piedade e suas respectivas elevações do nível médio do mar em relação ao nível do mar atual

Amostras	Número do Laboratório	Localização	Coordenadas		Prof. (nmm)
			X	Y	
AM 7	KIA48653	Piedade	288804	90956679	10,10 m
AM 3	KIA48653	Piedade	288804	90956679	11,27 m
AM 1	KIA48653	Piedade	288804	90956679	11,58 m

Os dados obtidos de datações de C^{14} em amostras de testemunho da Praia de Piedade indicam deposição dos sedimentos primeiramente na litofácia 1 equivalente à base do testemunho, de idade mais antiga (7.509 anos A.P) e maior profundidade em relação ao nível médio do mar atual (-11,15 m), seguida de deposição nas demais litofácies situadas logo acima, evidenciando que da base para o topo do testemunho os sedimentos são mais recentes (Tab. 8 e 9).

Tabela 9: Idades referentes às amostras de testemunho da Praia de Piedade, datadas por meio de conchas a partir do método de C^{14}

Amostras	Idade C^{14}		Idade Calibrada C^{14} – amplitude de 1σ (anos AP)
	Convencional	Calibrada (anos AP)	
AM 7	5655	5982	5924-6041
AM 3	6515	6949	6887-7012
AM 1	7065	7509	7469-7550

Os valores referentes às elevações do nível médio do mar e dados de idades das amostras de testemunho da Praia de Piedade sugerem um período transgressivo marinho holocênico correspondente ao intervalo de 7.509 anos A.P. a 5.982 anos A.P. com profundidade do nível do mar variando de -11,58 m a -10,10 m , com nível do mar 9,18 m abaixo do nível do mar atual (Fig.27).

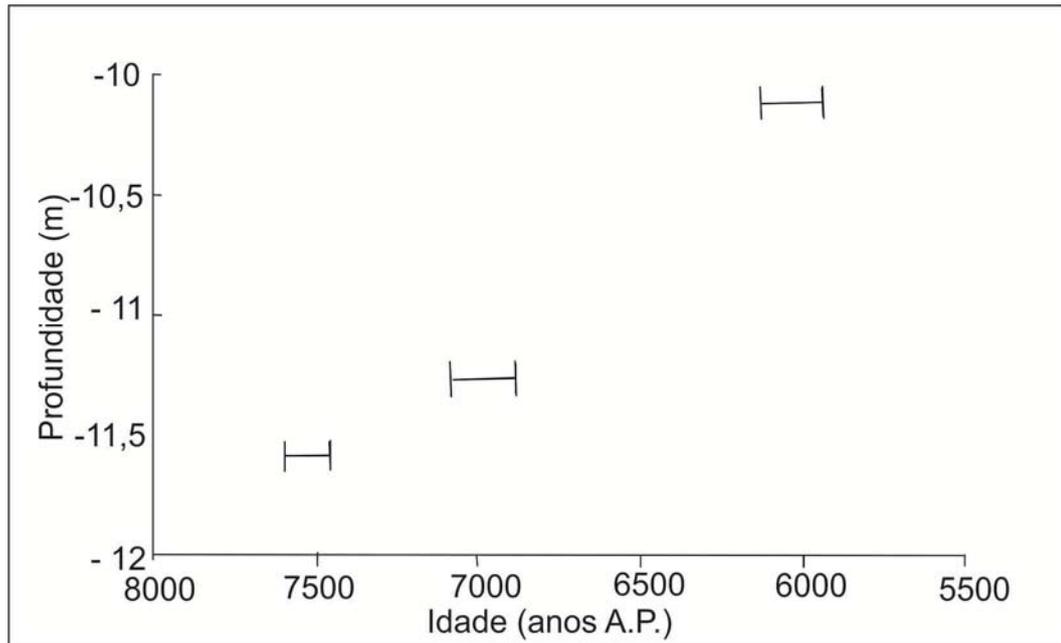


Figura 27: Profundidade das amostras de testemunho em relação ao nível do mar atual, em metros, versus suas respectivas idades calibradas de C^{14} em amplitude de 1σ anos A.P.

BOIÇA et al. (2011) evidenciaram no Recôncavo da Baía de Guanabara na Região de Duque de Caxias, no Rio de Janeiro, um período transgressivo holocênico inicial em 6.290 anos A.P com valor de cota igual a +3,7m, seguido de um período regressivo em 5.250 anos A.P com elevação equivalente a + 2,1m, indicando uma oscilação negativa de 1,6m do nível médio do mar em relação ao atual a partir da relação entre conchas marinhas encontradas na região e suas respectivas altimetrias.

Resultados obtidos por meio de datações em conchas de moluscos referentes a arenitos de praia da Ilha de Cabo Frio sugerem que entre 13.130 a 11.149 anos A.P. ocorreu localmente uma variação do nível relativo do mar em torno de 6,0m, marcando a transição entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno no litoral do Estado do Rio de Janeiro (CASTRO et al.,2012). Em arenitos submersos no litoral paranaense, bioclasto datado forneceu idade de 6.500 anos A.P., indicando que o mar estaria acima do atual, podendo essa idade representar a idade de deposição dos sedimentos de arenitos de praia da região (SIMIONI et al.,2011).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da descrição de litofácies de testemunho, quanto à composição do arenito e presença ou ausência de estruturas sedimentares, é possível interpretar ambientes e processos de deposição, assim como mudanças energéticas. Os processos de deposição ocorreram na região costeira na Praia de Piedade nas zonas de estirâncio e face litorânea superior com textura dos grãos de sedimentos de arenito variando de areia média a muito grossa.

A distribuição de cimentos em amostras de arenitos de praia, determinada com o auxílio da petrografia, indica a provável origem desses depósitos. Na Praia de Piedade foi encontrado em grande parte o cimento equivalente à alta calcita magnesiana com aragonita também presente em menor quantidade. À alta calcita magnesiana foi encontrada nas formas de franjas isópacas, cimento micrítico e cimento equante, indicando precipitação em ambiente marinho vadoso.

Os arenitos de praia apresentam arcabouço constituído de grãos de quartzo (mínimo de 64,23% e máximo de 70,69%), predominando o tipo monocristalino (mínimo de 58,91% e máximo de 63,76%) e, em menor quantidade, o tipo policristalino (mínimo de 2,18% e máximo de 9,99%), com empacotamento do tipo pontual, com contatos tangenciais entre os grãos, indicando baixo grau de diagênese.

Os valores isotópicos para o cimento carbonático variaram de 3,09‰ a 3,89‰ para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, com média de 3,63‰, e de -0,91‰ a 0,96‰ para o $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, com média de 0,54‰, indicando origem marinha dos cimentos com influência de água doce. Os valores do parâmetro Z variaram de 133,17 a 135,70, com média de 135, indicando formação em ambiente marinho. Enquanto que os valores de paleotemperatura obtidos variaram de 21°C a 30°C, com média de 23°C, com pequena variação indicando formação em ambiente raso.

De acordo com o modelo de distribuição de cimentos carbonáticos estabelecido por Moore (2004), os cimentos classificaram-se em cimentos marinhos (63%) e em sedimentos recentes (16%), sendo os demais (21%) encontrados fora dos intervalos estabelecidos, podendo indicar novo ambiente de formação ou influência de agentes físicos em seu deslocamento antes mesmo de ser precipitado.

Maiores concentrações do composto químico CaO(%) estão relacionadas com períodos transgressivos (entrada de sedimentos marinhos) enquanto que maiores concentrações de SiO₂ com períodos regressivos (entrada de sedimentos de praia), sendo

evidenciados no período holocênico na Praia de Piedade, um período transgressivo marinho entre 7.509 anos A.P. e 5.982 anos A.P., identificado na curva de nível do mar elaborada para o estado de Pernambuco por MILNE et al. (2005).

Essa pesquisa por meio dos dados obtidos é de fundamental importância para o conhecimento da evolução holocênica da Praia de Piedade, podendo ser aplicada a mesma metodologia em outros trabalhos que visam a compreensão de paleoníveis marinhos holocênicos, formação, origem e geoquímica de arenitos de praia.

A ocupação urbana aumenta cada vez mais nos litorais de Pernambuco, principalmente na Praia de Piedade, dessa forma, é válido realizar pesquisas futuras que abordem a evolução holocênica dessa região em contraste com a ocupação urbana no litoral, indicando medidas de prevenção contra avanços do mar e processos erosivos, assim como estabelecendo medidas de gerenciamento costeiro que preservem a praia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEXANDERSSON, T. Recent littoral and sublittoral high-mg calcite lithification in the mediterranean. **Sedimentology**, v. 12, p. 47–61, 1969.
- ALIOTTA, S.; SPAGNUOLO, J. O. & FARINATI, E. A. Origen de uma roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. **Pesquisas em Geociências**, 36(1): 107-116, 2009.
- ALLEN, R. C. Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay: submarine lithification mechanism yields product resembling beachrock. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 39, n. 1, p. 136-149, 1969.
- ANGULO, R. J. & LESSA, G. C. The brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, 140: 141-166, 1997.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 5-6, p. 486–506, 2006.
- ARRIETA, N. et al. Beachrock formation in temperate coastlines: Examples in sand-gravel beaches adjacent to the Nerbioi-Ibaizabal Estuary (Bilbao, bay of Biscay, north of Spain). **Spectrochimica Acta - Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy**, v. 80, n. 1, p. 55–65, 2011.
- BAPTISTA, E. M. C. Estudo Morfosedimentar dos Recifes de Arenito da Zona Litorânea do Estado do Piauí, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Santa Catarina, 2010.
- BARROS, S. D. S.; SIAL, A. N.; CUNHA, I. S. Carbon and Oxygen Isotope Composition of Carbonate Cements of Beachrocks at the Lagoinha and Uruau Beaches, State of Ceará, Northeastern Brazil. Short Papers- IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003.
- BERNIER, P. Le beach-rock de Temae (Ile de Moorea - Polynésie française) Signification géomorphologique et processus diagénétiques. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 34(4): 435-450, 1990.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARAL, R. F.; LIMA-FILHO, F. P.; FERREIRA JR., A. V.; SENA, E. S.; DINIZ, R. F. Beachrock fracturing in Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 42, p. 169-182, 2005.

- BOIÇA, W. A. L.; CASTRO, J. W. A.; BARCELLOS, M. D.; OLIVEIRA, G. Evidências dos eventos holocênicos de transgressão e regressão no Recôncavo da Baía de Guanabara na região de Duque de Caxias-RJ. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA, 2011.
- BRANNER, J. C. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations with a chapter of the coral reefs. **Harvard College Museum Comparative Zoology Bulletin**, v. 44, p. 1–285, 1904.
- CALDAS, L. H. O.; STATTEGGER, K.; VITAL, H. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. **Marine Geology**, v. 228, p. 39-53, 2006.
- CALVET, F. et al. Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands , Spain). **Marine Geology**, v. 197, p. 75-93, 2003.
- CASTRO, J. W. A.; SUGUIO, K.; CUNHA, A. M.; GUEDES, E.; TÂMEGA, F. T. S. & RODRIGUEZ, R. R. Rochas de Praia (Beachrocks) da Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo: Registro Geológico Ímpar da Transição Pleistoceno-Holoceno no Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências -UFRJ**, v. 35, p. 236-241, 2012.
- CAVALCANTI, L. B. & KEMPF, M. Estudo da Plataforma Continental na Área do Recife (Brasil). II. Meteorologia e Hidrologia , v. 9-11, p. 149- 158, 1969.
- CHAVES, N. S.; SIAL, A. N. Mixed Oceanic and Freshwater Depositional Conditions for Beachrocks of Northeast Brazil : Evidence from Carbon and Oxygen Isotopes. **International Geology Review**, v. 40, p. 748–754, 1998.
- COUTINHO, P. N.; LIMA, A. T. O.; QUEIROZ, C. M.; FREIRE, G. S. S.; ALMEIDA, L. E. S. B.; MAIA, L. P.; MANSO, V. A. V.; BORBA, A. L. S.. MARTINS, M. H. A.; & DUARTE, R. X. Estudo da erosão marinha nas praias de Piedade e Candeias e no estuário de Barra de Jangadas, Município de Jaboatão dos Guararapes-PE. Relatório Técnico, 154p., 1997.
- COUTINHO, P.N. & FARIAS, C. C. Contribuição à origem dos recifes do Nordeste. **Anais**, Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 236–240, 1979.
- DANJO, T.; KAWASAKI, S. A. Study of the Formation Mechanism of Beachrock in Okinawa, Japan: Toward Making Artificial Rock. **Int. J. of GEOMATE**, v. 5, n. 1, p. 634-639, 2013.

- DANJO, T.; KAWASAKI, S. Characteristics of Beachrocks: A Review. **Geotech Geo Eng.**, 32: 215-246, 2014.
- DARWIN, C. R. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco, on the coast of Brazil. **Magazin & Journal Sciences**, n. 19, p. 257–261, 1841.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEÃO, Z. M. A. N. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, 20: 208-215, 1990.
- EASTON, W. H. An unusual inclusion in beachrock. **J. Sediment. Petrol.**, p. 693-694, 1974.
- EL-SAYED, M. K. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. **Marine Geology**, v. 80, p. 29-35, 1988.
- ERGINAL, A. E. et al. Cementation characteristics and age of beachrocks in a fresh-water environment, Lake Iznik, NW Turkey. **Sedimentary Geology**, v. 243-244, p. 148–154, 2012.
- ERGINAL, A. E. et al. First record of beachrock on Black Sea coast of Turkey: Implications for Late Holocene sea-level fluctuations. **Sedimentary Geology**, v. 294, p. 294–302, 2013.
- ERGINAL, A. E.; KIYAK, N. G.; BOZCU, M. On the Origin and Age of the Arıburnu Beachrock , Gelibolu Peninsula. **Turkish Journal of Earth Sciences**, v. 17, p. 803–819, 2008.
- ERGINAL, A. E.; KIYAK, N. G.; OZTURK, B. Investigation of Beachrock Using Microanalyses and OSL Dating: A Case Study from Bozcaada Island, Turkey. **Journal of Coastal Research**, 26(2): 350-358, 2010.
- FAURE, G.; MENSING, T. M. Isotopes: principles and applications. Third Edition, p.897, 2005.
- FERREIRA JUNIOR, A. V.; ARAUJO, T. C. M.; VIEIRA, M. M.; NEUMANN, V. H.; GREGORIO, M. N. Petrologia dos Arenitos de Praia (Beachrocks) na Costa Central de Pernambuco. **Geociências**, v. 30, n. 4, p. 545-559, 2011.
- FONT, Y. & CALVET, F. Beachrocks Holocenos de la Isla de la Reunión, Océano Índico. **Cuadernos de Geología Ibérica**, v. 22. p. 81-102, 1997.
- FUZZI, B.; YOUSHEN, Y. Study on the “ Beachrock Field ” in Haishan Island, Guangdong Province *. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, v. 6, n. 4, 1988.
- FRANKEL, E. Rate of formation of beach rock. **Earth Planet. Sci. Lett.**, p. 439-440, 1968.

FRIEDMAN, G. M. Beachrocks record Holocene events , including natural disasters. **Carbonates Evaporites** , 26: 97–109, 2011.

FRIEDMAN, G. M. Rapidity of marine carbonate cementation — implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy : perspective. **Sedimentary Geology**, v. 119, p. 1–4, 1998.

GISCHLER, E.; LOMANDO, A.J. Holocene cemented beach deposits in Belize. **Sedimentary Geology**, p.277-297, 1997.

GUERRA, N. C.; CHANG, H. K.; SIAL, A. N. Carbonate cements in contemporaneous beachrocks, Jaguaribe Beach, Itamaracá island, northeastern Brazil: petrographic, geochemical and isotopic aspects. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, p. 343-352, 2005.

HANOR, J. S. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂ degassing. **Journal of Sedimentary Petrology**, 48(2): 489-501, 1978.

HOLAIL, H. & RASHED, M. Stable isotopic composition of carbonated-cemented recent beachrock along the Mediterranean and Red Sea coasts of Egypt. **Marine Geology**, 106: 141-148, 1992.

IRWING, H.; CURTIS, C.; COLEMAN, M. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. **Nature**, 269: 209-213, 1977.

JONES, B.; ROSEN, M. R.; RENAUT, R.W. Silica-Cemented Beachrock from Lake Taupo, North Island, New Zealand. **Journal of Sedimentary Research**, v.67, n.5, p. 805-814, 1997.

JIANBIN, T.; JIANWEI, S. Microbial carbonates in Holocene beachrocks , Shuiweiling , Luhuitou Peninsula , Hainan Island. **Science in China Series D: Earth Sciences**, v. 51, n. 1, p. 30-40, 2008.

KEITH M.L., WEBER J. N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 28: 1787-1816, 1964.

KNOPPERS, B. A.; EKAU, W. ; FIGUEIREDO JÚNIOR, A. G. & SOARES GOMES, A. Zona costeira e plataforma continental do Brasil. **Interciência**, p. 353-361, 2002.

- KUMAR, B.; RAJAMANICKAM, G. V. & GUJAR, A. R. Isotopic Studies of Beach Rock Carbonates from Konkan, Central West of India. **Indian Ocean Sub-Commission**, p. 167-170, 2000.
- LONGMAN, M. W. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic Environments. **AAPG Bulletin**, v. 64, p. 461–487, 1980.
- MABESOONE, J. M. Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 34, p. 715-726, 1964.
- MALLMANN, D. L. B.; ARAÚJO, T. C. M.; DROGUETT, E. L. Caracterização do litoral central de Pernambuco (Brasil) quanto ao processo erosivo em curto e médio-termo. **Quaternary and Environmental Geosciences**, 05(2): 137-154, 2014.
- MANSO, V. A. V., COUTINHO, P. N., LIMA, A. T. O., ALMEIDA, L. E. S. B., MEDEIROS, A. B., BARBOSA, A. L. S., LIRA, A. R. A., PEDROSA, F. J. A., MARTINS, M. H. A., CHAVES, N. S., DUARTE, R. X., IVO, P. S. Estudo da erosão marinha da Praia de Boa Viagem: Recife. **Tech. Rep.**, 65 p., 1995.
- MANSUR, K. L.; RAMOS, R. R. C.; GODOY, J. M. O. & NASCIMENTO, V. M. R. Beachrock de Jaconé, Maricá e Saquarema- RJ: importância para a história da ciência e para o conhecimento geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, 41(2): 290-303, 2011.
- MARTIN, L. Holocene Sea-Level History Along Eastern-Southeastern Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ**, v. 36, 2003.
- MEYERS, J. H. Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite-Maui, Hawaii. **Journal of Sedimentary Petrology**, p. 57, v. 558-570, 1987.
- MILNE, G. A.; LONG, A. J.; BASSET, S. E. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, 24: 1183-1202, 2005.
- MOORE, C. H. Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. **Elsevier**, 444p., 2004.
- NEUMEIER, U. Experimental modelling of beachrock cementation under microbial influence. **Sedimentary Geology**, v. 126, p. 35–46, 1999.
- PIGOTT, J. D.; TRUMBLY, N. I. Distribution and Origin of Beachrock Cements, Discovery Bay (Jamaica). **Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress**, v. 3, 1985.

- REY, D. et al. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). **Sedimentary Geology**, v. 169, n. 1-2, p. 93–105, 2004.
- ROLLNIC, M. Hidrologia, Clima de Ondas e Transporte Advectivo na Zona Costeira de Boa Viagem, Piedade e Candeias-PE. Departamento de Oceanografia, 111p., 2002.
- SIESSER, W. G. Relict and Recent Beachrock from Southern Africa. **Geological Society of America Bulletin**, v. 85, p. 1849-1854, 1974.
- SIMIONI, B. V.; ÂNGULO, R. J.; VEIGA, F. A.; SIAL, A. N. Cimentos, Idades e Isótopos Estáveis de Arenitos Submersos do Litoral Paranaense- Brasil. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA, 2011.
- STRASSER, A.; DAVAUD, E.; JEDOUI, Y. Carbonate cement in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. **Sedimentary Geology**, v. 62, p. 89-100, 1989.
- SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.
- TURNER, R. J. Beachrock. **Kluwer Academic Publishers**, p. 183–186, 2005.
- TURNER, R. J. The evolution of beachrock morphology and its influence on beach morphodynamics The Life Cycle and Morphological Evolution of a Beachrock I - Initial Cementation II - Initial Sculpting III - Colonization & Case Hardening Disaggregation Reburial and New Ce. p. 185–190, 1999.
- VAN ANDEL, T. H.; LABOREL, J. Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. **Reprinted from Science**, 3632: 580-581, 1964.
- VIEIRA, M. M. Aspectos Sedimentológicos e petrológicos dos beachrocks do Estado do Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2005.
- VIEIRA, M. M.; DE ROS, L. F.; BEZERRA, F. H. R. Lithofaciology and Palaeoenvironment Analysis of Holocene Beachrocks from Northeastern Brazil, 2007.
- VIEIRA, M. M.; SIAL, A. N. & DE ROS, L. F. Origen of Holocene Beachrock Cements in Northeastern Brazil Revealed from Carbon and Oxygen Isotopes. **Anais do VSSAGI - V Simposio Sulamericano de Geologia Isotópica**, 2006.

VOUSDOUKAS, M. I.; VELEGRAKIS, A. F.; PLOMARITIS, T. A. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. **Earth-Science Reviews**, v. 85, n. 1-2, p. 23–46, 2007.

WAGLE, B. G. Beach rocks of the Central West Coast of India. **Geo-Marine Letters**, 10: 111-115, 1990.

WARD, I. A. K.; LARCOMBE, P.; CUFF, C. Stratigraphic control of the geochemistry of Holocene inner-shelf facies, Great Barrier Reef. **Marine Geology**, v. 129, p. 47-62, 1995.