



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Silvana Diene Sousa Barros

FLUTUAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO LITORAL
DO CEARÁ, NORDESTE DO BRASIL DURANTE O
HOLOCENO: EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS DE CARBONO
($\delta^{13}\text{C}$) E OXIGENIO ($\delta^{18}\text{O}$) EM BEACHROCKS

Tese de Doutorado
2005

Orientador: Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial

Recife – Fevereiro/2005

Catálogo na fonte
Bibliotecário Vimário Carvalho da Silva, CRB-4 / 1204

B277f Barros, Silvana Diene Sousa.
Flutuação do nível relativo do mar no litoral do Ceará, Nordeste do Brasil durante o holoceno: evidências isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em beachrocks. / Silvana Diene Sousa Barros. - Recife: A Autora, 2005.
212 folhas, il., color., foto., gráfs. e tabs.

Orientador: Prof^o. Dr. Alcides Nobrega Sial.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco.
CTG. Programa de Pós-graduação em Geociências, 2005.
Inclui Revisão bibliográfica e anexos.

1. Geociências. 2. Flutuação. 3. Nível do mar. 4. Rochas. 5. Litoral – Ceará. I. Sial, Alcides Nobrega. (orientador) II. Título.

551 CDD (22. ed.)

UFPE
BCTG/2014-310

SILVANA DIENE SOUSA BARROS
Geógrafa, Universidade Estadual do Ceará, 1990
Geóloga, Universidade Federal do Ceará, 1996
Mestre em Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1998

FLUTUAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO LITORAL DO CEARÁ,
NORDESTE DO BRASIL DURANTE O HOLOCENO: EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS
DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) E OXIGENIO ($\delta^{18}\text{O}$) EM BEACHROCKS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeo-química e Evolução Crustal.

FLUTUAÇÃO DO NÍVEL DO MAR NO HOLOCENO DO LITORAL DO CEARÁ,
NORDESTE DO BRASIL: EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) E
OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$) EM *BEACHROCKS*

SILVANA DIENE SOUSA BARROS

Aprovado:

Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial (Orientador) 25/02/2005

Prof. Dr. Cláudio Riccomini 25/02/2005

Prof. Dr. Francisco Hilário Bezerra 25/02/2005

Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira 25/02/2005

Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann 25/02/2005

Um ser humano é parte de um todo chamado por nós de “Universo”. Ele vive sua vida, seus pensamentos e sentimentos como uma parte limitada e separada do resto – uma espécie de ilusão de óptica (prisão) de sua consciência. Nossa missão deve ser a de nos libertarmos desta prisão ampliando nosso círculo de amorosidade para abraçar todas as criaturas vivas e toda a natureza em seu esplendor.

Albert Einstein

Muitas das coisas que pedimos aos céus estão em nossas mãos.
Williams Shakespeare

Dedico este trabalho àqueles que AMO: MEUS PAIS (FRANCISCO BARROS E MARFISA), IRMÃOS (IVAN E DIVANA) SOBRINHOS (HENRIQUE, LETICIA E GABRIELLY), MEUS VERDADEIROS AMIGOS E MEUS protetores que nos momentos mais difíceis, de alguma maneira, me deram forças para lutar e acreditar na existência e no AMOR do Criador.

Dedico ainda com muito orgulho este trabalho ao meu primeiro mentor na jornada geológica que empreendi: **Francisco Marques Junior** (meu ilustre mestre e amigo) **in memoriam**.

AGRADECIMENTOS

Agradecer é um ato de reconhecer o esforço das outras pessoas para nos fortalecer e nos fazer evoluir. Quero neste momento agradecer a todas as pessoas que contribuíram para que este trabalho saísse do abstrato para o palpável.

A evolução é um processo inerente a todo ser humano ou não. Todavia a chamada “inteligência” nos diferencia dos outros animais, lutamos por nossos espaços que achamos ser nosso de direito e esquecemos que nossa evolução depende da intensidade com que compartilhamos com os semelhantes de nossa raça. O homem o único ser que desacredita em seu semelhante passa o tempo esquecendo de agradecer aos demais pelas oportunidades que viveram ou vivem.

Agradeço imensamente a DEUS pela inteligência, oportunidade e merecimento por ter chegado até o fim. Hoje mais do que nunca creio que nada é por acaso e agradeço por isso.

Agradeço ao CNPq pelo apoio logístico dado através dos financiamentos na forma de bolsa e taxa de bancada, que favoreceram a viabilização desta tese;

Agradeço a Alcides Nóbrega Sial, que abriu as portas do LABISE para que este projeto fosse executado e mais que um orientador foi e é alguém muito especial que me mostrou que somos capazes de ir além de nossas forças desde que acreditemos em nós mesmos;

Agradeço a Mariano Castelo Branco pelo apoio dado em todas as etapas evolutivas deste trabalho. Pelo apoio nas etapas de campo, acesso aos equipamentos e transporte tão fundamentais;

Agradeço a Valderez Ferreira por estar ao lado em momentos que o desânimo batia e por dar força para que o final chegasse com a mesma vontade do início;

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Geociências pelas aulas, discussões e bate-papos nos diversos momentos vividos ao longo dos anos;

Agradeço as minhas amigas e irmãs de jornada: Rielva Nascimento, Roberta Brasilino, Silvana Melo e Liliana Osako pelos momentos vividos e compartilhados onde fortalecemos laços profissionais e de amizade;

Agradeço a David Castro, Luciano Cunha, Mauro Lisboa, Tércio Pineo, Neivaldo Castro, Marcos Leandro, pelas conversas científicas no Laboratório de Geofísica e pelas conversas descontraídas nos bares, onde discutíamos geologia e amenidades sem perder a leveza e o companheirismo;

A Gilsa Santana e Fátima Brissant pelos conselhos e aconchego nos momentos necessários;

A Valmisa por seu profissionalismo e atenção, sempre que aparecíamos com alguma pendência ou problema, sempre nos recebeu com paciência;

Agradeço a Antenor Guimarães pela ajuda nas etapas de campo meu muito obrigada;

Agradeço a Joaquim Mota pelo carinho e atenção em todos os momentos vividos;

Agradeço a Elena Calado, Vladimir Medeiros, Zuleide pelo incentivo me abrindo as portas nos momento difíceis;

Agradeço a Waneza Andréa pela acolhida e compartilhar da casa e dos sonhos de vencer as batalhas diárias;

Aos companheiros de república pelo tempo compartilhado;

Aos meus companheiros do NEMB, em especial a Adriana, Laura e Lisa Casé, Walquíria, Hermelita, Everson, Paulo Henrique, Valéria, Lucineide, Francisca, Hilda, Ann, Jessoneide, Evandro, as mãezinhas e tantos outros que me mostraram que o caminho a seguir passa pelas decisões de vencermos nossas próprias dificuldades, exercitando nosso livre arbítrio;

As pessoas que não entram em nossa vida por acaso, e nos levam a ter certeza de que tudo é um encontro ou reencontro e que sempre vale a pena;

Agradeço a Dwigth, Clélia Barreto, Marinho Lima Filho, Juan Silva companheiros de pós-graduação que em muitos momentos tornaram as adversidades até divertidas;

A Elza Sierpe Moreira, Iraciny, Valéria, Juliana e Paulo Roberto por me acolherem como um membro da casa e do coração;

Aos membros da banca Cláudio Riccominni, Hilário Bezerra e Virgínio Neumann pelas sugestões e observações tão valiosas para a finalização e correção deste trabalho;

Aos meus companheiros professores da FAFIRE que quando tudo estava confuso davam força para continuar;

A Loreci Gislaíne e Michel Henri (Orientadores do Relatório de Graduação-UFC) e amigos para vida que mostraram um Norte e um motivo para construir meu caminho;

Agradeço aos meus pais Francisco e Marfisa Barros, irmãos Ivan e Divana, sobrinhos Henrique, Letícia e Gabrilelly, afilhado Luiz Fernando, que acreditaram sempre na minha vitória e mesmo de longe sempre demonstraram seu carinho;

Agradeço aos meus amigos que me acolheram e que fazem da minha vida uma guerra com esperança e vitórias;

Sempre quando citamos nomes corremos o sério risco de esquecer alguém, entretanto, quero neste momento agradecer a todos os meus amigos e companheiros que me ajudaram na jornada. Meu mais sincero MUITO OBRIGADA!

Silvana Barros

RESUMO

A sistemática de isótopos de C e O tem sido aplicada a rochas carbonáticas para investigar condições ambientais de sua deposição e modelos de flutuação relativa do nível do mar. No Brasil, a aplicação dessa técnica tem sido pouco utilizada a rochas holocênicas devido ao conhecimento limitado de alguns parâmetros que correlacionem unidades morfo-estruturais e variações ambientais. A planície costeira do Ceará teve sua evolução refletida em feições geológico-geomorfológicas que atestam mudanças climáticas e do nível relativo do mar no Holoceno. *Beachrocks* nessa planície são areias praias cimentadas por carbonato de cálcio, formando corpos alongados, descontínuos e paralelos à linha de costa, próximo a desembocaduras de canais fluviais. Estratificação cruzada *hummocky* com bioturbação, estratificação cruzada de baixo ângulo e níveis arenosos cruzados com seixos e conchas marcando os momentos de deriva litorânea são as principais estruturas. Elas sugerem que *beachrocks* se desenvolveram em costas de meso-maré com a formação de cristas praias progradantes em ambiente dominado pela ação das ondas. Através do estudo petrográfico e catodoluminescência observou-se que o cimento é composto por calcita com alto teor de Mg evidenciada por feições do tipo finas franjas fibrosas ou *bladed*, aragonita reconhecida pelo crescimento sobre os cristais de formas botriodais e finas agulhas. Estas feições se desenvolvem a partir de precipitação inorgânica em ambiente marinho de inter e submaré. Calcita com baixo teor de Mg, gerada por dissolução das formas primárias e reprecipitação sob forma de pequenas franjas isópacas indicativo de ambiente com maior aporte de água continental. A mineralogia do arcabouço mostra predominância de grãos de quartzo mono e policristalinos, apresentando suturas e bordas corroídas; subordinadamente feldspatos e minerais acessórios (opacos, epidoto, anfibólio e granada). Dentre os bioclastos têm-se algas vermelhas (*lithothamnium*), fragmentos de moluscos (gastrópodes e bivalves), foraminíferos dentre outros em menor abundância. A análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no cimento carbonático permitiu distinguir significativas variações climáticas e ambientais nos depósitos investigados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em *beachrocks* na costa oeste do Ceará mostram o seguinte comportamento: Lagoinha (1,5 a 3,1‰_{PDB} e $\delta^{18}\text{O}$ -0,5 a 0,4‰_{PDB}), São Gonçalo (-4,2 a 3,5 e -3,9 a 0,5), Cauípe (-3,4 a 3,5 e -3,4 a 1,0) e Cumbuco-Iparana (1,8 a 3,1 e -0,7 a 0,8). Na costa leste os resultados foram: Sabiaguaba (2,5 a 3,4‰ e $\delta^{18}\text{O}$ 0,3 a 0,7‰_{PDB}), Caponga (0,8 a 3,4 e -0,7 a 0,8), Águas-Belas (-2,5 a 3,4 e -1,4 a 0,8) e Uruaú

(0,5 a 3,4 e -1,8 a 1,2). Na costa oeste em Lagoinha e Cumbuco-Iparana, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos refletem uma precipitação a partir de água do mar enriquecida, normalmente observadas em cimentos de *beachrocks* precipitados em ambiente de plataforma marinha rasa em clima quente. Enquanto os valores negativos nos depósitos de São Gonçalo representam precipitação em estágios sucessivos devido às oscilações ambientais na deposição do cimento; e em Cauípe, à migração do canal fluvial em relação à linha de costa. Na costa leste, apenas em Águas-Belas foi registrado um valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$ associado à geração de cimento recente em ambiente continental, justificado pela ocorrência de manguezal próximo ao depósito; os demais depósitos mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ que reforçam a interpretação de mar raso e aquecido. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ referem-se às condições paleoclimáticas durante a precipitação do cimento. Na costa oeste o comportamento exibe *trend* variando de negativo a positivo associado às mudanças progressivas na temperatura durante períodos úmidos ou secos. Em São Gonçalo os valores negativos podem estar associados a alterações pós-deposicionais em resposta a pulsos neotectônicos; em Cauípe os dados negativos podem ser atribuídos às variações nas condições ambientais associados a vários eventos consecutivos climáticos que modificariam o comportamento do oxigênio. Na costa leste, Sabiaguaba exibe somente valores positivos, sugerindo condição de temperatura estável durante a precipitação do cimento, enquanto os demais depósitos exibem *trends* semelhantes aos da costa oeste. Paleo-temperaturas calculadas por meio da equação termométrica com base em $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) mostram para costa oeste variações de 12 a 37°C e para a costa leste, 13 a 24°C. A salinidade observada para os depósitos na costa oeste apresenta comportamento bem diferente. Em Lagoinha e Cumbuco-Iparana os valores são mais elevados 34,4‰ e 34,9‰, respectivamente. Enquanto nas linhas de *beachrock* do depósito São Gonçalo exibem os seguintes valores: na interna 31,3‰; intermediária 33,1‰; externa 31,3‰. Em Cauípe a salinidade média obtida foi 33,2‰. Os depósitos da costa leste mostram certa homogeneidade nos valores médios para salinidade, que são os seguintes: Sabiaguaba 35,7‰, Caponga 35,3‰, Águas Belas 35,1‰ e Uruaú 35,2‰. Os valores calculados para salinidade nos depósitos são inferiores aos estimados na literatura para a plataforma interna do Ceará (37 a 38‰) nos períodos secos passando a 36‰ nos períodos chuvosos. Os valores obtidos levam a interpretar que as condições ambientais durante a formação dos depósitos de *beachrocks* sofreram significativas modificações, com aporte maior de água continental na costa oeste, evidenciado principalmente em São Gonçalo e Pecém-Cauípe, e bem menor na costa leste, provavelmente os depósitos teriam se formado diferentes em períodos. Evento transgressivo iniciado em 7.000 anos AP (máximo em 5.000 anos AP, quando o mar atingiu +5 m acima do atual) é conhecido e seguido por evento regressivo de 5000 AP até hoje. Neste, muitas

flutuações do nível do mar com pouca amplitude foram registradas pelo comportamento de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, demonstrando a utilização destes isótopos na caracterização de condições paleoclimáticas e ambientais na formação de *beachrocks*.

Palavras chave: *Beachrocks*, Isótopos estáveis, Variação Nível do mar, Litoral do Ceará.

ABSTRACT

The systematic of C and O isotopes has been applied to carbonate rocks in the investigation of environmental conditions during their deposition, and modeling of sea level fluctuations. This technique has not been widely applied in Brazil to Holocene rocks due to the limited knowledge of some parameters that correlate morpho-structural units and environmental variations. The geologic-geomorphological evolution of the coastal plane of the State of Ceará reflects climatic changes and sea level during the Holocene. Beachrocks in this area are beach sands cemented by calcium carbonate, forming elongate, discontinuous features parallel to the coastal line, close to fluvial channel mouths. Hummocky crossed stratification showing bioturbation, low-angle crossed stratification and crossed sandy bands showing pebbles and shells marking the litoraneous shifts are the main structures. They suggest that the beachrocks developed on meso-tidal coast with the formation of prograding beach ridges in environment dominated by waves. Petrographic and cathodoluminescence studies show that the cement is composed by (a) high-Mg calcite that occurs as fine-grained bladed or fibrous fringes, (b) aragonite that occur either with botrioidal habit or as fine-grained needles with concentric growth, and (c) low-Mg calcite. The first two features develop from inorganic precipitation in inter- and sub-tidal marine environment, while the third is formed by dissolution of the primary calcite, and reprecipitation as small isopac fringes indicative of larger continental water input. The beachrock framework is predominantly composed of mono and polycrystalline quartz grains, which show suture and corroded rims. Feldspar and accessory minerals such as opaque, epidote, amphibole and garnet are less common minerals. Among bioclasts are red algae (lithothamnium), fragments of molluscs (gastropods, bivalves), foraminifers and others, which are less abundant. Isotopic analyses of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the carbonate cement allowed the identification of significant climatic and environmental variations among the studied beachrocks. Values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of beachrocks that occur at the western coast of Ceará show the following ranges, respectively, in PDB: Lagoinha (1.5 to 3.1‰; 0.5 to 0.4‰), São Gonçalo (- 4.2 to 3.5; -3.9 to 0.5), Cauípe (-3.4 to 3.5; -3.4 to 1.0), and Cumbuco-Iparana (1.8 to 3.1; -0.7 to 0.8). Values at the eastern coast are: Sabiaguaba (2.5 to 3.4‰; 0.3 to 0.7‰), Caponga (0.8 to 3.4; -0.7 to 0.8), Águas Belas (-2.5 to 3.4; -1.4 to 0.8), and Uruaú (0.5 to 3.4; -1.8 to 1.2). The positive $\delta^{13}\text{C}$ values obtained for the Lagoinha and Cumbuco-Iparana occurrences, western coast,

reflect precipitation from ^{13}C -enriched seawater, as observed in cements beachrocks precipitated in shallow marine platform in hot climate. The negative $\delta^{13}\text{C}$ values obtained for the São Gonçalo locality is interpreted as due to precipitation in successive stages related to environmental variations during the deposition of the cement, while in Cauípe, it is interpreted as due to migration of the fluvial channel relative to the coastal line. At the eastern coast deposits shows a negative $\delta^{13}\text{C}$ values were found only in the Águas-Belas beachrock, and interpreted as associated to generation of cement in continental environment, as suggested by mangrove next to the occurrence. The other deposits in this area show positive $\delta^{13}\text{C}$ values indicative of precipitation in hot, shallow seawater. The values of $\delta^{18}\text{O}$ obtained for beachrocks at the western coast show a trend from negative to positive values, interpreted as associated to progressive change in temperature during humid or dry periods. Negative $\delta^{18}\text{O}$ values found at São Gonçalo beachrock can be associated to post-depositional alteration in response to neotectonic movements. The predominantly negative $\delta^{18}\text{O}$ values found for the Cauípe beachrock can be attributed to variations in the environmental conditions associated to two or more climatic events. At the eastern coast, the Sabiaguaba deposit exhibits only positive $\delta^{18}\text{O}$ values, suggesting stable temperature conditions during cement precipitation. The other deposits exhibit values similar to those at the western coast. Calculated paleotemperatures are from 12 to 37°C at the western coast and from 13 to 24°C at the eastern coast. The salinity values for the Lagoinha e Cumbuco-Iparana are 34.4‰ and 34.9‰, respectively. The different lines of the São Gonçalo deposit are: 31.3‰(inner); 33.1‰(intermediate); 31.3‰(external). Average salinity for Cauípe is 33.2‰. Values are more homogeneous at the eastern coast. Average values are: 35.7‰ (Sabiaguaba), 35.3‰ (Caponga), 35.1‰ (Águas Belas), and 35.2‰ (Uruaú). The calculated salinity values are lower than those cited in the literature for the inner platform of Ceará (37-38‰) in the dry season, and down to 36‰ in the wet season. This suggests that environmental conditions during the formation of the beachrocks were different, with more input of continental waters at the western coast, especially at São Gonçalo and Pecém-Cauípe localities, implying that the eastern deposits formed at a different period of time. A transgressive event beginning at 7000 years ago (maximum at 5100 years ago, when the sea level was +5m above the present level) are known, followed a regressive event from 5100 years until today. In this event, low amplitude fluctuations of the sea level have been registered by C and O isotopes, demonstrating the use of these isotopes in the characterization of the paleoclimatic and environmental conditions in the formation of beach rocks.

Keywords: Beachrocks, Stable isotopes, Sea Level variations, Ceará Shear zone.

ÍNDICE

Capítulo 1 - Introdução	1
1.1. Proposição do problema	1
1.2. Alguns fatores condicionantes no posicionamento e caracterização dos depósitos	3
1.3. Posicionamento Geográfico e Morfologia da Paisagem Litorânea	5
1.4. Condicionamento Climático	7
1.5. Contexto Morfológico	12
1.6. Cenário Geológico Pré-cenozóico	14
1.6.1. Condicionamento Estrutural	16
1.7. Cenário Geológico Cenozóico	16
Coberturas Terciárias	17
Coberturas Holocênicas	21
Capítulo 2 - Material e Métodos	26
2.1. Introdução	26
2.2. Métodos Auxiliares	26
- Pesquisas Bibliográficas	26
- Fotointerpretação e análise da documentação aerofogramétrica disponível	26
- Etapas de Campo: Perfis de Praia e Aquisição Dados Geofísicos	27
- Preparação de Amostras	28
2.3. Métodos Principais	29
2.3.1. Geoquímica Isotópica	29
- Caracterização do método	29
- Procedimento Analítico	30
2.3.2. Isótopos Estáveis no estudo de cimento carbonático	32
2.3.3. Catodoluminescência	34
- Características gerais e aplicação	34
Capítulo 3 - Sinopse Bibliográfica	37
3.1. Introdução	37
3.2. Beachrocks: Indicador paleo-climático e/ou de nível do mar	37
3.3. Beachrocks no Nordeste do Brasil	39
3.3.1. Características Faciológicas e Ambiente de Formação	39
3.3.2. Caracterização Geoquímica	43
3.3.3. Idade dos depósitos	47
Capítulo 4 - Beachrocks no Litoral do Ceará	51
4.1. Caracterização dos depósitos de beachrocks na área de estudo	51
4.2. Arcabouço dos afloramentos da Costa Oeste	52
- Beachrock Lagoinha	52
- Beachrock São Gonçalo do Amarante	62

- Beachrock Pecém-Cauípe	71
- Beachrock Cumbuco-Iparana	81
4.3. Arcabouço dos afloramentos da Costa Leste	86
- Beachrock Sabiaguaba	86
- Beachrock Caponga	90
- Beachrock Águas Belas-Choró	94
- Beachrock Uruaú	98
Capítulo 5 Aspectos Petrográficos e Catodoluminescência nos Beachrocks estudados	106
5.1. Introdução	106
5.2. Considerações Gerais sobre os Aspectos Petrográficos e Catodoluminescência	107
5.2.1. Aspectos Petrográficos	107
5.2.2. Catodoluminescência: Características dos Depósitos Estudados	108
- Lagoinha	108
- São Gonçalo	112
- Pecém-Cauípe	114
- Sabiaguaba	116
- Uruaú	119
5.4. Considerações sobre a precipitação do cimento e eventos diagenéticos	124
Capítulo 6 – Comportamento Isotópico dos Beachrocks estudados	126
6.1. Introdução	126
6.2. Costa Oeste	127
- Beachrock Lagoinha	127
- Beachrock São Gonçalo	130
- Beachrock Pecém- Cauípe	135
- Beachrock Cumbuco-Iparana	138
6.3. Costa Leste	141
- Beachrock Sabiaguaba	141
- Beachrock Caponga	143
- Beachrock Águas Belas-Choró	142
- Beachrock Uruaú	147
6.4. Síntese dos dados	151
Capítulo 7 – Inferências Paleogeográficas e Variação Relativa do Nível do Mar a partir dos Beachrocks estudados	155
7.1. Introdução	155
7.2. Condicionamento estrutural recente	155
7.3. Correlação entre variação relativa do nível do mar na costa cearense e os beachrocks estudados	160
Capítulo 8 – Considerações Finais	169
Referências Bibliográficas	176
Anexos	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Fatores que condicionam os níveis marinhos e continentais responsáveis pela variação do nível do mar no Quaternário (Mörner, 1980).....	02
Figura 1.2. Distribuição das características do vento (velocidade média e direção) ao longo da costa do Ceará. Fonte: Jimenez <i>et al.</i> 1999.....	04
Figura 1.3. Mapa simplificado do litoral Ceará, área em cinza corresponde à faixa estudada. Fonte: 4 RODAS (2003).....	06
Figura 1.4. Comportamento dos fatores climáticos nas proximidades de Fortaleza durante um período de 22 anos (1974 a 1995). Na porção superior, média da taxa de precipitação durante o ano. Na porção inferior, a média de velocidade e principal direção dos ventos para o período de. Dados pluviométricos e dos ventos, coletados da estação meteorológica na Praia do Futuro, pela FUNCEME no município de Fortaleza. Fonte: Jimenez <i>et al.</i> 1999).....	09
Figura 1.5. Distribuição da precipitação média anual acumulada durante o período de 1979 a março de 2004. (Fonte FUNCEME).....	10
Figura 1.6. Características climáticas com valores mensais totais acumulados no período de 1961 a 1990. Fonte: FUNCEME/INMET.....	11
Figura 1.7. Principais unidades geo-ambientais do litoral cearense de acordo, com a localização dos depósitos de <i>beachrocks</i> investigados neste trabalho. Modificado de Meireles (2001).....	14
Figura 1.8. Mapa geológico da região a oeste de Fortaleza compilado de Cavalcante (1993).....	15
Figura 1.9. Seções verticais da Fm. Barreiras nas proximidades da praia de Lagoinha (Carvalho, 2003).....	22
Figura 1.10. Esquema da estratigrafia básica para o sistema de dunas na costa do Ceará Fonte: Maia (1998).....	23
Figura 2.1. Montagem dos equipamentos GPR e testemunhador vibracore nas imediações do afloramento LB2, próximo ao rio Curú na região de Lagoinha-CE.....	28
Figura 2.2. a) amostra com cimento carbonático em vácuo no banho a uma temperatura de 25°C; b) linha de extração isotópica de carbonatos; c) espectrômetro de massa SIRA II da VG ISOTECH do LABISE-UFPE.....	32
Figura 3.1. Distribuição do valor de Z calculado segundo (Keith e Weber, 1964), evidenciando as condições ambientais correlacionadas à precipitação do cimento na costa Pernambucana (Chaves e Sial, 1996).....	46
Figura 3.2. Comportamento isotópico investigado por Chaves (2000) para os <i>beachrocks</i> do litoral de Pernambuco. (a) Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ analisados a partir do cimento dos <i>beachrocks</i> ; (b) Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ analisados a partir do cimento dos <i>beachrock</i>	47
Figura 3.3. Curva de variação do Nível do Mar no Holoceno para a região de Touros-RN proposta por Peltier apud Bezerra <i>et al.</i> 1998.....	50
Figura 4.1. Imagem do litoral de Lagoinha. Fonte: www.cdbrasil.Embrapa.br	52
Figura 4.2. Vista ao fundo da falésia da Formação Barreiras na praia de Lagoinha – CE, recoberta por sedimentos das dunas fixas de coloração mais amarelada e dunas recentes coloração braça a creme. Na face de praia tem-se o depósito areno-argiloso de coloração cinza recobertos por sedimentos recentes.....	53

Figura 4.3. Vista frontal da duna onde foi realizado o perfil GPR na praia de Lagoinha – CE. Porção inferior, falésia da Formação Barreiras, recoberta por sedimentos dunares (Magalhães, 1996 apud Carvalho (2003)). Atualmente duna está fixada por vegetação arbustiva e tem coloração avermelhada.....	54
Figura 4.4. a) Seção GPR sobre contato duna fixa e depósito Formação Barreiras; b) Interpretação da seção; 1-sedimentos arenosos inconsolidados e 2—as irregularidades no topo da Formação Barreiras são interpretadas como paleo-canais escavados em episódios pós-deposicionais, com fluxo de sedimentos argilosos preenchendo os leitos. Fonte: Castro <i>et al.</i> (2001).....	54
Figura 4.5. Vista frontal do aeoliano na praia de Lagoinha. Na porção inferior observa-se a duna fixada por vegetação arbustiva.....	55
Figura 4.6. Vista lateral do afloramento B1 extremo oeste da praia de Lagoinha. Observa-se o patamar mais superior com os Rillenkarrén, feição erosiva indicando o retrabalhamento pela ação das ondas e marés. Afloramento posicionado na zona de intermaré. Foto tirada na maré vazante em abril de 2001.....	58
Figura 4.7. Seção GPR ao longo do leito do riacho Capim Açú, a leste da vila de pescadores em Lagoinha (porção superior); Interpretação do perfil (porção inferior). Frequência central 200 MHz. (1) sedimentos arenosos inconsolidados; (2) topo; (3) parte frontal do cordão de <i>beachrock</i> ; (4) estratificação cruzada na base do <i>beachrock</i> ; (5) provável seqüência mais antiga de <i>beachrock</i> . Fonte: Castro <i>et al.</i> 2001.....	57
Figura 4.8. Modelo 3D do afloramento de <i>beachrock</i> na praia de Lagoinha Fonte: Barros <i>et al.</i> 2003.....	58
Figura 4.9. Vista frontal do afloramento B1 onde são observados quatro patamares apresentando suave inclinação em direção ao mar.....	59
Figura 4.10. Vista lateral do afloramento B6, posicionado na porção mais superior da face de praia.....	59
Figura 4.11. Detalhe do afloramento B6, evidenciando granulação grossa e coloração acinzentada com grãos dispersos na matriz. (fotos tiradas com a maré vazante).....	60
Figura 4.12. Linha de beachrocks instalada sobre a zona de berma, na porção a leste da vila dos pescadores, afloramentos B3 e B4.....	60
Figura 4.13. Detalhe do afloramento B4 mostrando disposição do nível de seixos sobre arenito médio a fino acamamento paralelo marcados pelos minerais pesados; (c) afloramento B3 similar ao B4.....	60
Figura 4.14. Afloramento B5 exibe estratificação cruzada acanalada de médio porte na base e camada conglomerática na porção superior.....	61
Figura 4.15. Imagem da faixa litorânea de São Gonçalo. Fonte: www.cdbrazil.embrapa.br	62
Figura 4.16. Afloramento dos sedimentos da Formação Barreiras na vila de Lagoinha. Observa-se a coloração variegada, com bolsões apresentando cor esbranquiçada e textura variando de média a fina. Na porção superior, apresenta capa de coloração acinzentada cimentada por carbonato de cálcio.....	63
Figura 4.17. Vista do eoliano na desembocadura do Rio São Gonçalo. Observa-se a inclinação voltada para o mar, e presença de vegetação de pequeno porte na porção anterior, voltada para a calha do rio São Gonçalo.....	64
Figura. 4.18a. Alternância dos leitos de seixos (períodos chuvosos) com níveis mais finos (períodos mais secos).....	65
Figura. 4.18b. Fraturas na direção paralela e perpendicular à costa, preenchidas por material carbonático.....	65
Figura 4.19a. vista do setor intermediário de afloramentos, observa-se a continuidade do depósito que se estende até o sopé dos eolianitos; b) visão da frente do afloramento a margem direita do rio observa-se mais de um patamar superposto e porção superior está mais erodido.....	66
Figura 4.19b. Afloramento exibe estratificação planar com inclinação voltada para o mar, coincidente com os eolianitos.....	67

Figura 4.20. Representação das estruturas sedimentares ao longo de perfil de Praia, segundo Tucker 1988.....	67
Figura. 4.21. a) Linha intermediária observa-se que o afloramento SG3 que apresenta a mesma inclinação que o afloramento SG1, apresentando mesmas características sediimentológicas; b) parte mais próxima do rio, espessura de todo o afloramento é de aproximadamente 2 m, parte superior bastante retrabalhada, com marmita de grande porte.....	68
Figura 4.22. a) Em Junho de 2001 na desembocadura Rio São Gonçalo. Esquerda: três patamares, inclinados em direção ao mar, apenas as porções superiores afloram; Direita: apenas os níveis mais externos posicionados na zona de intermaré feições erosivas, tais como marmitas estão preenchidas por sedimentos recentes.....	68
Figura 4.22. b) Em Janeiro de 2004 Esquerda: vista lateral dos níveis mais interno e intermediário, soterrados em junho/2001 Figura A, nesta composição; Direita: na margem direita do rio São Gonçalo, afloramento descoberto com o alargamento do canal principal do rio durante a estação chuvosa.....	69
Figura 4.23. Afloramento <i>PSG 8</i> na faixa de estirâncio, em direção a vila de Taiba. Sedimentos apresentam granulação grossa e está fracamente litificado.....	70
Figura 4.24. Modelo para o sistema linha de costa com ambiente do tipo ilha barreira-laguna. Fonte: Tucker (1991).....	70
Figura 4.25. Imagem da faixa litorânea do Porto do Pecém até a praia do Cumbuco, região metropolitana de Fortaleza. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br	71
Figura 4.26. Rochas do Complexo Nordestino, posicionadas a leste do Porto do Pecém. Observa-se um dos flancos de uma dobra.....	72
Figura 4.27. Afloramento da Formação Barreiras a leste do Porto do Pecém. As camadas de beachrocks têm espessura centimétrica depositadas discordantemente sobre os sedimentos da Formação Barreiras. Foto tirada na preamar.....	72
Figura 4.28. a) Afloramento de eolianito na faixa litorânea Pecém-Cauípe, pode ser observado acamamento horizontal. b) detalhe do acamamento milimétrico. Fonte: Nogueira e Augusto (2004).....	74
Figura 4.29. a) Capa biodetrítica depositada sobre rochas do embasamento cristalino, constituída por tubos de verme, algas.....	75
Figura 4.29. b) Vista da base do deposito, mostrando que apenas a porção superior do nível está aflorando.....	75
Figura 4.30. a) Afloramento de beachrock próximo ao porto do Pecém, blocos de tamanho variados quebrados, dispostos de forma caótica, inclinados em direção ao mar (foto cedida por Nogueira e Augusto, 2004); b) Vista da base do depósito, mostrando inclinação do bloco em direção ao mar. A disposição dos blocos revela o intenso retrabalhamento pela dinâmica costeira.....	76
Figura 4.31. a) Porção inferior do afloramento PCH 3, nível contendo pedaços de antigos níveis de beachrocks, observa-se que os pedaços apresentam granulação e coloração diferenciadas; b) piso do afloramento PCH 4, arenito de granulação média apresentando fraturamento nas direções N-S e NE-SW.....	76
Figura 4.32. a) Porção superior do afloramento PCH 7, arenito exibe estratificação cruzada acanalada; b) porção inferior do afloramento PCH 8, observa-se paleocorrente com direção N-S, mostrando o sentido do fluxo do continente para o mar.....	77
Figura 4.33. Porção frontal dos afloramentos PCH9 e PCH 10, (a) mostra o arenito com seixos os sets da estratificação cruzada acanalada; b) afloramento PCH 10 onde o intenso retrabalhamento resultou na abertura de canais; a paleocorrente medida no afloramento tem direção N-S, mostrando o sentido do fluxo do continente para o mar.....	78
Figura 4.34. Dois níveis do afloramento PCH 11, observa-se feições erosivas no topo dos níveis evidenciando a exposição e retrabalhamento pelos agentes dinâmicos. O afloramento tem aspecto geral horizontalizado, entretanto observa-se um aspecto inclinado dos níveis. As marmitas da porção mais inferior são mais profundas do que as do nível superior que tem aspecto ovalado, entretanto não exibem uma direção preferencial.....	79

Figura 4.35. a) Dois níveis do afloramento PCH 13, observa-se as marmitas apenas no topo do nível mais superior situado no sopé da zona de berma, o nível intermediário com acamamento horizontalizado; b) porção superior do afloramento PCH 13, na zona de berma (pós-praia) mostra o retrabalhamento do topo do afloramento marcando a amplitude máxima das marés.....	80
Figura 4.36. Imagem da faixa litorânea desde Cumbuco até a foz do rio Ceará, região metropolitana de Fortaleza. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br	81
Figura 4.37. Afloramento ICA 1, composto por três bancos centimétricos com acamamento horizontal, granulação grossa.....	82
Figura 4.38. Afloramento IPA 2, topo aplainado, coloração creme com níveis mais grosso. Serve como barreira de proteção para a estreita faixa de praia.....	83
Figura 4.39. Afloramento IPA 3, situados na foz do rio Ceará com extensão em torno de 300m ao longo da faixa de praia.....	84
Figura 4.40 Topo aplainado, coloração creme com bolsões conglomeráticos e nível de arenito mais grosso. Serve como barreira de proteção para a estreita faixa de praia.....	85
Figura 4.41. Imagem da faixa litorânea desde o rio Cocó até o rio Pacoti Cumbuco até a foz do rio Pacoti, região metropolitana de Fortaleza. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br	86
Figura 4.42. Afloramento PC1, situado na margem direita do canal do rio Cocó. São observados três patamares na porção superior do depósito.....	88
Figura 4.43. Vista frontal do afloramento PC10a, situado na porção interna do canal do rio Pacoti (margem esquerda). Observa o sentido da corrente N120°W.....	89
Figura 4.44. Imagem da faixa litorânea de Caponga desde a foz do rio Mal Cozinhado até a vila de Pescadores. www.cdbrasil.embrapa.br	90
Figura 4.45. a) Afloramento de <i>beachrocks</i> na margem do rio Malcozinhado, posicionado ao nível do mar na maré baixa; b) Afloramento defronte a Vila de pescadores com altura de 2 m na maré baixa.....	91
Figura 4.46. a) Feição erosiva do tipo <i>lingoid ridges</i> , produzidas pelo retrabalhamento da corrente litorânea na corrente litorânea na porção interna do afloramento; b) marmitas preenchidas por material conglomerático (seixos e fragmentos de concha) em matriz arenosa; c) fraturas nas direções paralela e perpendicular a linha de costa.....	93
Figura 4.47. a) Vista geral do afloramento CAP 6 e CAP 6a, a coloração escura evidencia que o mesmo fica encoberto na maré alta, A base está recortada devido ao retrabalhamento da ação das ondas. b) Estratos mergulhando em direção ao continente, provavelmente decorrente da variação na direção do fluxo.....	94
Figura 4.48. Imagem da faixa litorânea de águas Belas desde a foz do rio Mal Cozinhado até a foz do rio Choró. www.cdbrasil.embrapa.br	95
Figura 4.49. Aspecto de campo dos sedimentos praias em contato com os <i>beachrocks</i> na zona de estirâncio da praia de Águas Belas.....	95
Figura 4.50. Vista geral do afloramento BN1 na porção interna da área de migração da desembocadura do rio Choró. Disposição em níveis inclinados em direção ao mar.....	96
Figura 4.51. Aspecto geral do afloramento BN1 nas proximidades da Vila.....	96
Figura 4.52. Detalhe do afloramento BN1b mostrando feições erosivas: marmitas e fendas com objetos já cimentados, evidencia da intervenção antrópica nos depósitos.....	97
Figura 4.53. Detalhe do afloramento BN1d, granulação grossa mostrando estratos acanados, feições erosivas marmitas preenchidas por sedimentos inconsolidados. Observa-se a ocupação urbana.....	97
Figura 4.54. Imagem da faixa litorânea de Praia das Fontes até a Praia de Uruaú. www.cdbrasil.embrapa.br	99
Figura 4.55. Vista geral do afloramento UR1, mostrando os blocos tombados, inclinados em direção ao mar situado na zona de intermaré.....	101
Figura 4.56. Linhas de <i>beachrocks</i> externa bastante litificada apresenta granulação grossa, apresentando fraturamento perpendicular a linha de costa; linha interna com granulação mais fina pouco litificada.....	102

Figura 4.57. Empilhamento no afloramento UR3 no <i>beachrock</i> Uruaú, feições sedimentares e comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no cimento carbonático e paleo-temperatura.....	102
Figura 4.58. Afloramento UR3 base, sedimentos granulação média a grossa, presença de tubos de vermes, seixos dispostos na matriz arenosa.....	103
Figura 4.59. Afloramento UR3 porção intermediária, sedimentos bem selecionados, maduros com estratificação cruzada acanalada, com minerais pesados marcando os sets.....	103
Figura 4.60. Afloramento UR3 topo, sedimentos grossos a conglomerático, seixos subangulosos e conchas dispostas na matriz arenosa.....	104
Figura 4.61. Afloramento UR3 topo, apresenta marmitas preenchidas por material conglomerático e marmitas sem preenchimento, evidenciando o intenso retrabalhamento pelos agentes dinâmicos (onda e vento)	104
Figura 4.62. Migração dos campos de dunas (direção preferencial para NW), barramento completo do riacho e formação da Lagoa do Uruaú. Durante a última transgressão (5100 anos AP) o vale teria sido escavado e no evento regressivo subsequente condicionariam a expansão da faixa de praia favorecendo a migração do campo de dunas com o soterramento do canal principal (Gomes 1998).....	105
Figura 5.1a. Grãos de quartzo exibindo estrutura tipo Golfo de corrosão. Aumento 2x, NX; (b) arcabouço da rocha, grãos de quartzo subangulosos corroídos mono e policristalinos, concha gastrópode. Aumento 2x, NX (c) matriz de coloração marrom, bordejando os grãos angulosos de quartzo com estrutura em Golfo. Na porção central carapaça de gastrópode preenchida por cimento micrítico Aumento 4x, N//; (d) Detalhe borda da concha, franja fibrosa milimétrica Aumento 10x, N//.....	109
Figura 5.2a. arcabouço da rocha, grãos de quartzo subangulosos a subarredondado, lamela de mica. Aumento 2x, N// (b) mesma fotomicrografia do arcabouço mostrando cristais monocristalinos e lamela de mica. Aumento 4x, NX; (c) Detalhe borda bioclasto com franja isópaca em contato com cimento micrítico preenchendo o poro. Aumento 20x, N//; (d) Detalhe cimento micrítico bordejando o quartzo Aumento 20x, N//.....	110
Figura 5.3. Composição tablete PLB2 mostrando de rocha antes da análise e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração azul minerais de quartzo e feldspato, amarelo e vermelho-minerais carbonáticos.....	111
Figura 5.4. Fragmento bioclasto apresentando massa de cimento, provavelmente criptocristalino. Observa-se grãos de quartzo subarredondados e espaços vazios. Aumento 4x, NX.....	112
Figura 5.5: Composição tablete PSG 6 (Praia de São Gonçalo) mostrando rocha sob luz natural (a esquerda) e sob emissão do feixe de elétrons (centro e direita). A predominância da coloração azul são grãos de quartzo, amarelo e vermelho dos minerais carbonáticos. Circulo amarelo detalhe concha da Figura 5.6.....	113
Figura 5.6. Detalhe da composição tablete PSG 6 mostrando carapaça próximo de grão provavelmente de plagioclásio. Na porção mais inferior direita tem-se cimento de coloração amarelada proveniente da calcita com baixo teor Mg.....	114
Figura 5.7a. Detalhe do arcabouço da rocha, contato entre grãos feldspato, observa-se massa carbonática, provavelmente de composição micrítica. Aumento 10x, NX.....	115
Figura 5.7b. Cimento micrítico bordejando fragmento de concha. Aumento 10x, NX.....	115
Figura 5.8. Composição tablete PCH 9 mostrando de rocha sob luz natural e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração vermelha está associada à calcita alto Mg, enquanto os azul ao quartzo.....	116
Figura 5.9a. arcabouço da rocha, grãos de quartzo, feldspato e minerais opacos subarredondados. Aumento 4x, NX; b) Feldspato alterando para mineral micáceo. Aumento 4x, NX; c) Microclina circundada por cimento criptocristalino micrítico, lamela de mica. Aumento 10x, NX; d) Bioclasto na matriz com granulação fina, observa-se cristais maiores de quartzo Aumento 2x, NX.....	117
Figura 5.10. a) cristal de quartzo exibindo sobrecrecimento e suturas, franja isópaca, crescendo no sentido do centro poro. Aumento 10x, NX; b) Franja isópaca uniforme de calcita magnésiana sobre grão de quartzo. Aumento 10x, NX; c) cristal de aragonita na forma de agulhas radiais disposta sobre grãos de quartzo. Aumento 10x, NX; d) Detalhe	118

cimento micrítico bordejando o feldspato Aumento 10x, NX; (e) cimento micrítico preenchendo poros formando massa criptocristalina. Aumento 10X, N//; (f) Poro totalmente preenchido por cimento intergranular criptocristalino de calcita magnesiana 10X, N//.....	
Figura 5.11. Composição tablete PC1 mostrando de rocha antes da análise e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração azul minerais de quartzo e feldspato, amarelo e vermelho-minerais carbonáticos.....	119
Figura 5.12. a) arcabouço da rocha, grãos quartzo e feldspato subangulosos a subarredondado circundado por cimento micrítico. Aumento 4x, NX b) arcabouço mostrando cristais quartzo e opacos subarredondados. Aumento 4x, NX; c) Detalhe anfibólio, epidoto e opacos em contato com quartzo bordejado por cimento micrítico. Aumento 4x, N//; d) Detalhe cimento micrítico bordejando o anfibólio Aumento 10x, N//.....	120
Figura 5.13 a) cristal de feldspato? preenchendo poro tem-se cimento como bladed ou cristais no contato dos grãos. Aumento 10x, NX b) agregado do cimento bordejando quartzo. Aumento 10x, N//; c) Anfibólio bordejado em parte por cimento micrítico. Aumento 20x, N//; d) Detalhe cimento micrítico bordejando o quartzo, observa-se que no espaço entre os grãos parece que o cimento foi arrancado. Aumento 10x, N//.....	122
Figura 5.14. Composição tablete UR3fp mostrando de rocha antes da análise e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração azul minerais de quartzo e feldspato, amarelo e vermelho-minerais carbonáticos.....	122
Figura 5.15. a) arcabouço da rocha, grãos de quartzo e plagioclásio, bordejado por cimento micrítico. Aumento 4x, NX; b) detalhe cimento na borda quartzo e bioclasto, fina franja isópaca? Aumento 4x, NX.....	123
Figura 5.15. c) Cristal de granada bordejada por cimento micrítico. Aumento 10x, N//; d) Detalhe cimento micrítico bordejando o quartzo Aumento 4x, NX.....	123
Figura 6.1. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostrando uma correlação positiva no cimento carbonático. Os símbolos fechados correspondem à linha externa e os abertos a linha interna.....	128
Figura 6.2. Perfis dispostos paralelamente para permitir uma correlação valores isotópicos do cimento carbonático e paleo-temperatura no <i>beachrock</i> Lagoinha. Mapa geológico compilado de Guimarães Junior e Baptista Filho (2001).....	129
Figura 6.3. Modelo tipo baía para a formação da linha interna de <i>beachrocks</i> na praia de Lagoinha.....	130
Figura 6.4. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostrando alinhamento obtido no cimento carbonático. a) representa os dados da linha interna; b) os dados da linha intermediária; c) da linha externa.....	133
Figura 6.5. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no <i>beachrock</i> São Gonçalo.....	134
Figura 6.6. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ mostram um <i>trend</i> positivo para o cimento carbonático. Para facilitar a compreensão os setores estão representados por símbolos distintos.....	137
Figura 6.7. Mapa geológico compilado de Augusto e Nogueira (2004), disposição dos afloramentos e valores isotópicos, paleo-temperatura e salinidade obtidos a partir do cimento no <i>beachrock</i> Pecém-Cauípe.....	138
Figura 6.8. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ exibem dois grupos (no cimento carbonático para o depósito Cumbuco-Iparana).....	139
Figura 6.9. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no <i>beachrock</i> Cumbuco-Iparana.	140
Figura 6.10. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram um <i>trend</i> negativo para o cimento carbonático.	141
Figura 6.11. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no <i>beachrock</i> Sabiaguaba.....	142
Figura 6.12. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ exibem dois grupos para o cimento carbonático.....	144
Figura 6.13. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no <i>beachrock</i> Caponga.....	144

Figura 6.14. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram uma lacuna “gap” na distribuição destes valores.....	146
Figura 6.15. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no <i>beachrock</i> Águas Belas-Choró.....	147
Figura 6.16. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ mostram trend positivo para parte dos dados obtidos no cimento carbonático.....	149
Figura 6.17. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura do <i>beachrock</i> Uruau.....	150
Figura 6.18. Empilhamento no afloramento UR3 no <i>beachrock</i> Uruau, feições sedimentares e comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no cimento carbonático e paleo-temperatura.....	151
Figura 6.19. Variação do $\delta^{18}\text{O}$ com a temperatura, para uma salinidade de S=35‰ Segundo Epstein e Mayeda (1953).....	151
Figura 6.20. Variação de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar durante os episódios glaciais e interglaciais (Lowe e Walker, 1997).	152
Figura 7.1. Esboço sismo-tectônico do Nordeste Setentrional, segundo Saadi e Torquato (1992). Legenda: 1-limite unidade sedimentar; 2- falhas principais; 3- platôs da margem continental; 4- epicentros dos sismos; 5-campos de tensão de tensão atual (Assumpção et al. 1989).....	156
Figura 7.2. Ajuste isostático associado ao resfriamento de uma placa litosférica, amplificada pela deposição de uma carga sedimentar, segundo Pluijm e Marshak (1997).	157
Figura 7.3. Arcabouço Tectônico dos Grabens de Messejana e Jacaúna proposto por Matos (1997). Posicionamento dos afloramentos de <i>beachrock</i> juntamente com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$	158
Figura 7.4. Estruturação tectônica e elementos morfológicos no Ceará. Legenda: 1-sedimentos terciários interiores (cascalheiras); 2-província vulcânica terciária; 3-sedimentos cenozóicos litorâneos (Fm. Barreira e unidades holocênicas); 4-isóbata de 20m (Saadi e Torquato 1992).....	159
Figura 7.5. Modelo de evolução paleogeográfica associado às flutuações do nível do mar durante o Quaternário (Martin et al. 1984).....	160
Figura 7.6. Principais indicadores das variações do nível do marinho no litoral do Ceará. Fonte: Meireles e Maia (1998).....	161
Figura 7.7. Modelo tipo baía para a formação da linha interna de <i>beachrocks</i> na praia de Lagoinha.....	162
Figura 7.8. Curva de variações no nível relativo do mar para a região de Salvador-BA, segundo Martin et al. (1979). As várias datações realizadas na fixa litorânea do estado do Ceará que justifiquem a correção com a referida curva.....	163
Figura 7.9. Modelo para o sistema linha de costa com ambiente do tipo ilha barreira-laguna. Fonte Tucker (1991).	164
Figura 7.10. Modelo de construção de depósitos progradantes do tipo estuário, segundo Martin e Dominguez (1994).....	167
Figura 7.11. Diagrama mostrando aporte sedimentar ao longo da costa (Dominguez e Bittencourt 1996) e posicionamento do depósito Uruau.....	168
Figura 8.1. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para os depósitos da costa oeste (gráfico da esquerda) e leste (gráfico da direita). Observa-se que valores mais negativos são atribuídos aos ambientes mais empobrecidos.....	174

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1. Localização dos postos de coleta de dados pluviométricos na área estudada. Fonte: FUNCEME (2004).....	8
Tabela 1.2. Parâmetros Climáticos para a estação pluviométrica de Fortaleza no período de 1961 a 1990. Fonte dos dados: FUNCEME/INMET.....	11
Tabela 1.3. Proposta de classificação estratigráfica do Cenozóico Nordestino. As unidades Pré-holocênicas são reunidas como Grupo Barreiras (Mabesoone et al. 1972).....	19
Tabela 3.1. Idades dos arenitos das praias de região de Salvador-Ba de acordo com Flexor e Martin (1978).....	49
Tabela 6.1. Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático em beachrocks na praia de Lagoinha Cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein et al. 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).....	127
Tabela 6.2a. Valores isotópicos para o cimento carbonático nos afloramentos de beachrocks linha interna na calha do rio São Gonçalo. Cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein et al. 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).....	131
Tabela 6.2b. Valores isotópicos para o cimento carbonático nos afloramentos de beachrocks linha intermediária na calha do rio São Gonçalo. Cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein et al. 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).....	132
Tabela 6.2c. Valores isotópicos obtidos nos afloramentos de beachrocks na praia de São Gonçalo (linha externa). Estimativas da temperatura baseado na Equação Termometria (Epstein et al. 1963) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).....	133
Tabela 6.3. Valores isotópicos para o cimento carbonático nos afloramentos de beachrocks na praia de Pecém-Cauípe. Estimativas da temperatura segundo equação termométrica de Epstein et al. 1953 e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).....	136
Tabela 6.4. Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático nos beachrocks na praia de Cumbuco-Iparana. Estimativas da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein et al. 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).....	139
Tabela 6.5. Valores isotópicos obtidos nos afloramentos de beachrocks na praia de Sabiaguaba, cálculo da temperatura (Epstein et al 1963) e salinidade baseado em Craig e Gordon (1965).....	141
Tabela 6.6. Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático no beachrocks na praia de Caponga, cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein et al 1953) e salinidade Craig e Gordon (1965).....	143
Tabela 6.7. Valores isotópicos obtidos no cimento carbonático de beachrocks na praia de Águas Belas-Choró, cálculo da temperatura (Epstein et al 1953) e salinidade Craig e Gordon (1965).....	145
Tabela 6.8. Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático em afloramentos de beachrocks na praia de Uruau, cálculo da temperatura (Epstein et al 1953) e salinidade Craig e Gordon (1965).....	147

ANEXOS

Anexo 1. Perfil Esquemático e geologia simplificada da praia de Lagoinha com o posicionamento dos afloramentos. O afloramento B7 está representando os afloramentos B7, B3 e B4 que são blocos orientados paralelos a linha de costa e foram quebrados devido a construção de uma cerca. O mapa geológico foi compilado de Guimarães e Baptista Filho (2001).....	166
Anexo 2. Perfil Esquemático e geologia simplificada da praia de São Gonçalo do Amarantes-CE com o posicionamento dos <i>beachrocks</i>	167
Anexo 3. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Pecém-Cauípe com posicionamento dos <i>beachrocks</i>	168
Anexo 4. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Cumbuco-Iparana com o posicionamento dos <i>beachrocks</i>	168
Anexo 5. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea a partir da desembocadura do rio Cocó (Sabiaguaba) até o rio Pacoti com o posicionamento dos <i>beachrocks</i>	170
Anexo 6. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Caponga com posicionamento dos <i>beachrocks</i> . Mapa geológico compilado de Moraes e Meireles (1992b).....	171
Anexo 7. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Águas Belas contendo os afloramentos de <i>beachrocks</i> da localidade Barra Nova/Choró-CE.....	172
Anexo 8. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Uruaú contendo descrição dos afloramentos de <i>beachrocks</i> na Vila de Uruaú-CE.....	173

Capítulo 1

Introdução

1.1. Proposição do problema

“Variações do nível do mar são uma ferramenta sensível para o registro e entendimento dos diversos processos fundamentais geodinâmicos e geofísicos na terra (Mörner, 1987)”. Sob essa ótica, inúmeras investigações sobre a variação do nível do mar têm sido realizadas aplicando métodos multidisciplinares objetivando a construção de modelos e curvas que permitam o entendimento de mecanismos que controlam os agentes modificadores da paisagem.

As reconstruções de antigas linhas de costa baseavam-se em variações climáticas (períodos glaciais e interglaciais) como condição principal na mudança global do nível médio do mar. A partir de 1980, o paradigma de uma variação eustática global do nível do mar proposta por alguns pesquisadores (p.ex. Fairbridge, 1961; Shepard 1963) passou a ser discutida e sua validade questionada (p.ex., Mörner, 1980; 1987; 1996; Suguio et al., 1985; Pirazzoli, 1991).

Idéias de um processo dinâmico associado ao binômio “variação continental versus nível marinho” bem como os mecanismos que governavam esse posicionamento relativo, passaram a ser considerados nas reconstruções de antigas linhas de costa (Figura 1.1). Contudo, as feições diagnósticas dessas variações não eram conhecidas em detalhe fazendo com que muitas questões fossem levantadas.

Como definir uma feição morfológica proveniente de um momento de avanço máximo do mar sobre a costa, ou vice-versa, e como correlacionar essa variação às mudanças no clima? Dentre os argumentos associados às mudanças climáticas o mais importante referia-se ao seu significado. Que elementos poderiam indicar se ocorreu um período mais seco ou mais úmido.

As variações climáticas (glaciações e deglaciações) e do nível do mar como elementos modificadores da paisagem são destacados em estudos enfocando o período Quaternário. A paisagem litorânea na faixa de clima tropical e subtropical exhibe importantes elementos que colocam em cheque a variação do nível do mar como evento eustático global. O grande desafio consiste na constatação dos elementos de correlação. As feições diagnósticas de eventos transgressivos e regressivos vêm sendo classificadas, reportando a

formação e retrabalhamento das várias unidades sedimentares em diferentes períodos (Suguio et al., 1985).

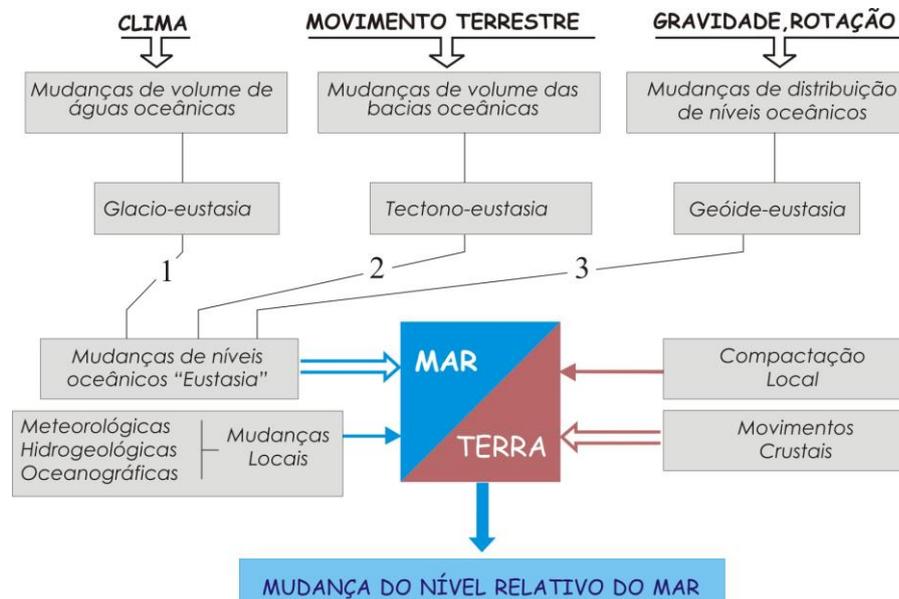


Figura 1.1: Fatores que condicionam os níveis marinhos e continentais responsáveis pela variação do nível do mar no Quaternário (Mörner, 1980).

Na literatura, os *beachrocks* são um dos mais importantes depósitos encontrados na faixa litorânea, com ocorrência atribuída principalmente a áreas de clima tropical a subtropical, e descritas como níveis de praia cimentados por carbonato de cálcio, posicionados entre as zonas de intermaré e supramaré inferior (Holail e Rashed, 1992).

Entretanto, investigações descrevendo níveis praias cimentados em regiões de clima temperado vêm sendo publicadas (p.ex. Gaulin, 1984; Sellwood, 1995), onde as condições climáticas são muito divergentes das encontradas na literatura:

“Muitas teorias vêm sendo apresentadas para explicar a origem dos *beachrocks*, mas é questionável que os conceitos gerais não satisfaçam, porque o material e processos envolvidos variam enormemente de área para área (Kneale e Viles, 2000)”.

Avaliando esses argumentos, percebe-se que os mecanismos que controlam a deposição do cimento e formação dos *beachrocks*, bem como seu posicionamento na paisagem litorânea, têm conduzido pesquisas ao longo de décadas, principalmente devido à sua associação direta com as mudanças climáticas e a variação do nível do mar.

Então, algumas questões são aqui colocadas: até que ponto se pode correlacionar variação do nível do mar com variação climática? Até que ponto se pode condicionar a ocorrência dos *beachrocks* com zonas de clima tropical e subtropical? Pode o clima nas altas latitudes estar em processo de aquecimento e os *beachrocks* identificados podem ser considerados como feição diagnóstica desta mudança climática e com isso associá-los aos eventos transgressivos recentes? O posicionamento desses depósitos soerguidos em áreas

costeiras pode ser correlacionado com movimentos verticais recentes? Em linhas gerais essas dúvidas norteiam o estudo ora apresentado, e no contexto de clima tropical esses depósitos serão investigados como indicadores da variação do nível do mar.

Na costa Nordeste do Brasil, os depósitos de beachrocks são comuns e vêm sendo estudados de forma pormenorizada nos estados do Rio Grande do Norte, Pernambuco e Bahia. Na costa cearense, pesquisas têm sido preliminares constituindo uma lacuna científica. Os estudos desenvolvidos na faixa litorânea enfocam a dinâmica marinha e englobam depósitos de beachrocks. Nesse contexto citam-se alguns aspectos pertinentes aos depósitos, sem uma abordagem mais detalhada sobre sua gênese ou significado na paisagem litorânea.

Diante desse quadro, este estudo contribui para o entendimento dos depósitos na paisagem holocênica no Ceará. Para tanto se fundamenta principalmente na quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e catodoluminescência, além de técnicas convencionais aplicadas a estudos de depósitos sedimentares, tais como descrição de perfis em campo, petrografia, análise de produtos digitais e ainda foi aplicado o GPR (radar de penetração do solo).

A utilização do equipamento de alta sensibilidade, GPR, tem permitido a determinação do arcabouço espacial dos depósitos soterrados. Esta técnica foi aplicada no depósito de Lagoinha para que se obtivesse uma visão em profundidade do depósito.

A catodoluminescência foi aplicada para caracterizar os diversos eventos diagenéticos registrados nos depósitos investigados.

1.2. Alguns fatores condicionantes no posicionamento e caracterização dos depósitos

As pesquisas realizadas na costa do Ceará integram esses depósitos no cortejo das feições diagnósticas decorrentes da evolução da planície costeira associados à variação de nível de mar. Contudo, existe a necessidade de um maior detalhamento dessas unidades no contexto litorâneo. Para tanto se faz necessário investigar relações com fatores que influenciam a dinâmica costeira.

De acordo com Maia (1998) o litoral cearense apresenta um regime de mesomaré, com uma variação máxima de 3 m de altura; devido a sua orientação NW-SE se observa que o alto ângulo de incidência entre as ondas e a linha de costa contribui para grande taxa de transporte ao longo da costa. O produto desse condicionamento é a construção de uma larga faixa de praia, com caráter dissipativo durante a estação seca (agosto a dezembro), e intermediária durante a estação chuvosa (janeiro a julho).

O comportamento da velocidade dos ventos e a média de precipitação nas proximidades de Fortaleza para um período de 22 anos (1974 a 1995). A direção dos ventos tem correlação com a precipitação, pois se percebe que durante o período chuvoso os ventos apresentam uma velocidade mais baixa, com direção predominante de este ou este-sudeste. No período de estiagem os ventos apresentam maior velocidade, com uma direção principal SSE.

Dados coletados durante um período de 4 anos (1993 a 1996) por Jimenez et al. (1999), revelam que a velocidade média e principal direção dos ventos ao longo da costa cearense tem comportamento variável. Na figura 1.2 pode ser observado que na porção central e norte do Ceará as velocidades são bem mais altas do que na porção leste.

Assim, os principais agentes do transporte de sedimentos ao longo da praia são as correntes de deriva litorânea geradas pelas ondas e pelas condições climáticas, que contribuem para um maior ou menor aporte desses sedimentos ao longo da praia. Esses fatores promovem no ambiente praial a exposição ou recobrimento dos afloramentos de beachrocks ao longo do ano.

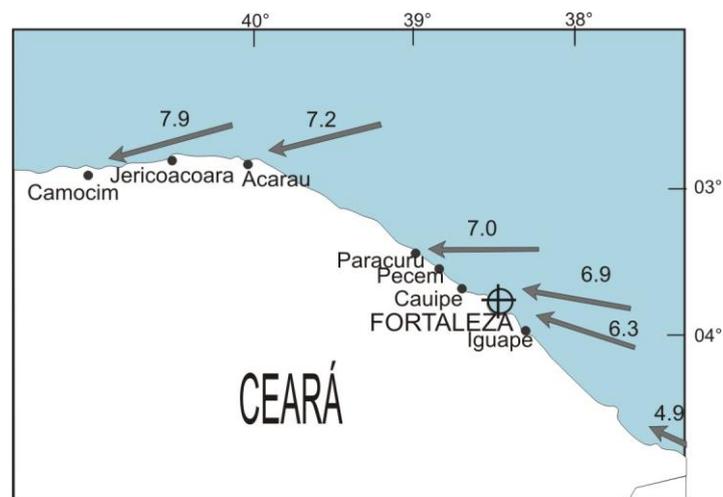


Figura 1.2. Distribuição das características do vento (velocidade média e direção) ao longo da costa do Ceará. Fonte: Jimenez et al. 1999.

Durante a estação seca (agosto a dezembro) a intensidade do vento amplia a incidência da ação das ondas sobre a linha de costa fazendo com que os beachrocks sejam desgastados com maior intensidade, enfatizando os processos erosivos nas porções instaladas na zona de inframaré. Todavia, nas porções mais superficiais existe o recobrimento pelos sedimentos, dificultando a investigação dos afloramentos. Já durante o período chuvoso (janeiro a julho) a velocidade dos ventos diminui, e devido à intensidade alta das chuvas, os rios temporários retiram os sedimentos depositados nas porções mais superiores, revelando assim as feições impressas nos afloramentos. O melhor período para

investigação e coleta de dados desses depósitos na costa cearense vai do mês de junho até o fim de agosto.

As características estão associadas ao estado evolutivo da praia. Segundo Calliari et al. (2003) as praias do tipo dissipativas apresentam uma face de praia larga, com baixo gradiente topográfico e elevado estoque de areia na porção subaquosa. Estas características são encontradas em grande parte nas praias do litoral a leste de Fortaleza, visto que são observadas zonas de estirâncio com aproximadamente 100m de largura.

Essas condições estão associadas aos fatores oceanográficos observados para esta porção da costa nordestina. Na borda leste, mais precisamente na costa de Pernambuco esse fenômeno não foi registrado até o momento.

Maia (1993) sugeriu que as ocorrências dos afloramentos de beachrocks estão condicionados à presença de cursos fluviais e argumentou que quando não existem canais fluviais atuais, os beachrocks seriam o registro de paleocanais. Notadamente as ocorrências dos afloramentos estão associadas a descargas fluviais, entretanto a presença de inúmeras feições sedimentares oriundas dos ambientes praias permite colocar novas discussões em pauta para um melhor entendimento desses afloramentos como feições diagnósticas de variação do nível do mar.

Baseados no contexto acima serão apresentados às características dos ambientes e a morfologia da paisagem onde estão os afloramentos de beachrocks investigados neste estudo.

1.3. Posicionamento Geográfico e Morfologia da Paisagem Litorânea

O modelamento da paisagem se dá a partir da ação dos agentes formadores e deformadores do relevo. As feições resultantes, morfo-esculturas, representam o retrabalhamento dos fatores endógenos (litologia, estruturas, epirogenia) pelos agentes exógenos (clima, transporte/deposição, meteorização, ação antrópica).

A morfologia litorânea está caracterizada pelas paisagens resultantes da morfogênese marinha e alteração dos depósitos continentais associados. Os processos morfogenéticos que ocorrem nessa região são controlados por fatores geológicos, climáticos, bióticos e oceanográficos Christofolletti (1980).

Ao longo da linha de costa brasileira, feições morfológicas fomentaram pesquisas, que resultaram em diversas classificações e compartimentações baseadas em parâmetros, tais como processos costeiros (Silvester, 1968), clima de ondas e morfometria da linha de costa (Xavier da Silva, 1973) e estudos de manguezais (Schaeffer-Novelli et al., 1990) e outros. Na região Nordeste, a faixa costeira, foi subdividida segundo Silveira (1964), em

Costa Semi-árida que vai da Baía de São Marcos (MA) até o Cabo Calcanhar (RN) e na Costa Nordeste Oriental a partir do Cabo do Calcanhar até a Baía do Todos os Santos (Ba).

O Ceará possui aproximadamente 573 km de faixa litorânea. A área pesquisada corresponde a 200 km ao longo da zona costeira. O extremo oeste da área, a praia de Lagoinha, localiza-se no município de Paraipaba, distando 124 km da capital; enquanto a praia de Uruaú encontra-se a 85 km de Fortaleza, no município de Beberibe; situada no extremo oriental (Figura 1.3). As coordenadas geográficas dos pontos extremos são $39^{\circ} 12' W$ e $3^{\circ} 17' S$ para a localidade de Lagoinha e $38^{\circ} 00' W$ e $4^{\circ} 17' S$ para a Vila Uruaú.



Figura 1.3. Mapa simplificado do litoral do Estado Ceará, em cinza a área estudada. Fonte: 4RODAS(2003).

A área estudada está inserida no contexto da Costa Semi-Árida. O comportamento das marés representa um expressivo fator de retrabalhamento dos depósitos costeiros. O regime de mesomaré é reconhecido para esta porção da costa nordestina com ondas variando entre 2-4 m.

As feições correlatas a este tipo de costa são as praias e barreiras, tendo como sistemas deposicionais identificados os sistemas de ilhas praia-barreiras associados às lagunas e canais de maré e sistema de crista-plano praias (Tucker, 1991). As falésias da Formação Barreiras são reconhecidas ao longo de toda costa cearense, entretanto em alguns locais esses depósitos tornam-se deprimidos topograficamente. As formas mais exuberantes (aproximadamente 10 m) podem ser encontradas na porção a leste na região de Morro Branco, Praia das Fontes e Canoa Quebrada, enquanto para o oeste apenas a partir de Lagoinha as falésias passam destacar-se na paisagem.

Na porção central da costa cearense próximo a Fortaleza, os depósitos da Formação Barreiras configuram patamares com altura média de 2m, muitas vezes rebaixados ao nível do mar, mostrando a imposição da trama estrutural de direção NE sobre os sedimentos

cenozóicos. O campo de dunas apresenta um comportamento particular, variando na sua forma. Na porção a leste de Fortaleza, normalmente os depósitos recentes são relativamente estreitos posicionados próximos à zona de praia, exibindo caráter fixo (paleodunas) com feições pedogenéticas bem desenvolvidas. No litoral a oeste da capital, um significativo campo de dunas se instala. Favorecido pela ação dos ventos desenvolve-se os tipos mais significativos os lençóis de areia e as dunas barcana.

A rede de drenagem caracteriza-se como um dos grandes responsáveis pela estruturação das feições na zona costeira. Segundo Deffontaines (1990), a rede de drenagem preferencialmente utiliza as zonas de fraqueza do relevo e se organiza sobre as principais direções de fraturas, minimizando a energia necessária para seu desenvolvimento. Partindo dessa premissa, analisar a rede de drenagem visando identificar a trama estrutural do substrato e correlacioná-lo com os eventos tectônicos de idade recente impressos na superfície topográfica.

As principais bacias hidrográficas na porção oeste da área são: o Rio Curu, São Gonçalo e Ceará com principal direção dos fluxos é N-S com padrão retilíneo, enquanto nas porções mais interiores, sobre as unidades pré-cambrianas, exibem um padrão dendrítico. Nas áreas próximas ao litoral onde são reconhecidas as unidades sedimentares, os drenos infletem para NE-SW ou E-W com padrão treliça predominante.

Para a faixa litorânea a leste de Fortaleza, os cursos principais de drenagem nas porções mais interiores apresentam a direção NE, marcando o forte condicionamento do arranjo estrutural pré-cambriano. Sobre os terrenos cenozóicos observa-se uma inflexão para N. O significado desta direção na rede de drenagem vem sendo discutido nos últimos anos, e associado aos mecanismos de reativação Cenozóica, impostos após a abertura do Oceano Atlântico Sul.

1.4. Condicionamento Climático

A região Nordeste do Brasil está inserida no cortejo das áreas que tem clima Semi-árido predominante, com longos períodos de seca e períodos irregulares de chuva. As características climáticas segundo a classificação de Köppen (Nascimento et al.,1981) são de clima tropical quente e úmido com regime pluviométrico regular com períodos de seca durante aproximadamente quatro meses do ano.

De acordo com Ribeiro et al. (1981), na faixa litorânea do Ceará, as áreas de clima semi-árido ocorrem normalmente a sotavento dos maciços orográficos com precipitação anual da ordem de 1000 mm, contudo apresentam períodos de estio de até oito meses. Nessas áreas a temperatura média é elevada, com máximas registradas nos meses de

novembro e dezembro. Enquanto a maior intensidade nas chuvas ocorre de janeiro a junho com máximas registradas entre março e abril.

Nas últimas décadas, pesquisas têm mostrado que o regime climático no Nordeste é governado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), uma região de convergência dos ventos alísios Atlânticos nas direções NE e SE, caracterizada por intensa presença de nuvens e ação quase permanente de baixos centros de pressão atmosférica. Esta zona de convergência oscila dentro da faixa dos trópicos onde o posicionamento latitudinal sazonal do ZCIT determina a presença dominante dos ventos e o regime pluviométrico. Quando a ZCIT está posicionada sobre o hemisfério norte normalmente de agosto a setembro, são registrados ventos dominantes de sudeste e baixas taxas de precipitação na região Nordeste. Entretanto, quando o ZCIT atinge sua posição extrema no hemisfério sul no período de março a abril durante o equinócio de outono (21 de março), os ventos de sudeste são fracos e são previstas altas taxas pluviométricas (Brandão, 1995; Maia, 1998).

A figura 1.4 mostra as principais direções e intensidades dos ventos, bem como as taxas de chuva na região, evidenciando o reflexo do ZCIT no clima local. O comportamento migratório da ZCIT ao longo do ano favorece a distribuição no regime pluviométrico. Aliado ao fenômeno El Niño onde os ventos zonais são intensificados provocando um aquecimento das águas superficiais do setor centro-oeste do oceano Pacífico, tem como resposta, longos períodos sem chuva na região Nordeste do Brasil. Entretanto quando ocorre o resfriamento na faixa equatorial do Oceano Pacífico (La Niña) são registradas taxas de precipitação mais altas na região.

A conjunção desses fenômenos caracteriza a distribuição anômala das chuvas durante alguns anos na área investigada. A partir de dados fornecidos pela FUNCEME (período de 1979 aos primeiros três meses de 2004) realizou-se uma análise dos dados pluviométricos, com a finalidade de diferenciar as estações climáticas no litoral do Ceará.

A localização das estações de coleta está na tabela 1.1, enquanto as tabelas produzidas estão listadas nos anexos.

Tabela 1.1. Localização dos postos de coleta de dados pluviométricos na área estudada. Fonte: FUNCEME. (2004).

	Posto Coleta	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Litoral Oeste	Paraipaba	3° 24'	39° 10'	26,0
	Paracuru	3° 25'	39° 02'	10,0
	São Gonçalo	3° 35'	38° 58'	84,0
	Caucaia	3° 45'	38° 41'	32,0
	Fortaleza	3° 44'	38° 34'	46,0
Litoral Leste	Aquiraz	3° 54'	38° 23'	14,0
	Euzébio	3° 54'	38° 30'	0,0
	Cascavel	4° 08'	38° 14'	30,0
	Beberibe	4° 13'	38° 07'	12,0

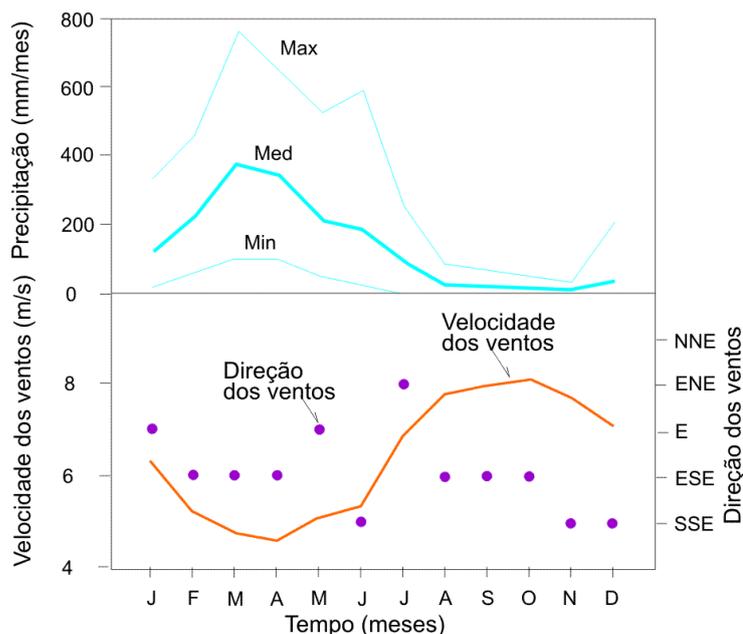


Figura 1.4. Comportamento dos fatores climáticos nas proximidades de Fortaleza durante um período de 22 anos (1974 a 1995). Na porção superior, média da taxa de precipitação durante o ano. Na porção inferior, a média de velocidade e principal direção dos ventos. Dados pluviométricos e dos ventos, coletados da estação meteorológica na Praia do Futuro, pela FUNCEME no município de Fortaleza. Fonte: Jimenez *et al.*, (1999)

Nos anos investigados, a variação pluviométrica apresenta acentuada variação no índice de precipitação, com alguns dos postos de coleta apresentando valor zero ou com altos índices de precipitação em outros postos. Esse fato decorre da distribuição irregular no quadro de chuvas, com intervalos aproximados de 10 ou 11 anos para os períodos de escassez ou de chuva intensa (Figura 1.5). Percebe-se que nos anos com menores taxas pluviométricas estão precedendo anos de altos índices de precipitação.

No período de janeiro a julho, os dados refletem uma distribuição irregular para as chuvas ao longo da costa, com valores mínimos da ordem dos 500 mm e superiores aos 2000 mm. Nas proximidades de Fortaleza onde ocorrem maciços elevados, as taxas pluviométricas mínimas estão em torno dos 1.000 mm, e nas demais estações os valores mínimos para o mesmo período são inferiores a 400 mm. Segundo Brandão (1995) esse fato diferencia o clima na área, pois a ocorrência de chuvas orográficas relaciona o aumento significativo na precipitação e as temperaturas mais baixas.

Enquanto de agosto a dezembro, chamado período de estio, os valores para a precipitação oscilam em torno de zero, embora nos anos de chuva intensa os valores mínimos se aproximem dos 100 mm. Nas estações de Caucaia, Fortaleza e Aquiraz as taxas pluviométricas são sempre positivas no período de estiagem, este fato decorre das altitudes elevadas existentes na região que servem de anteparo para a migração das nuvens para o interior do continente.

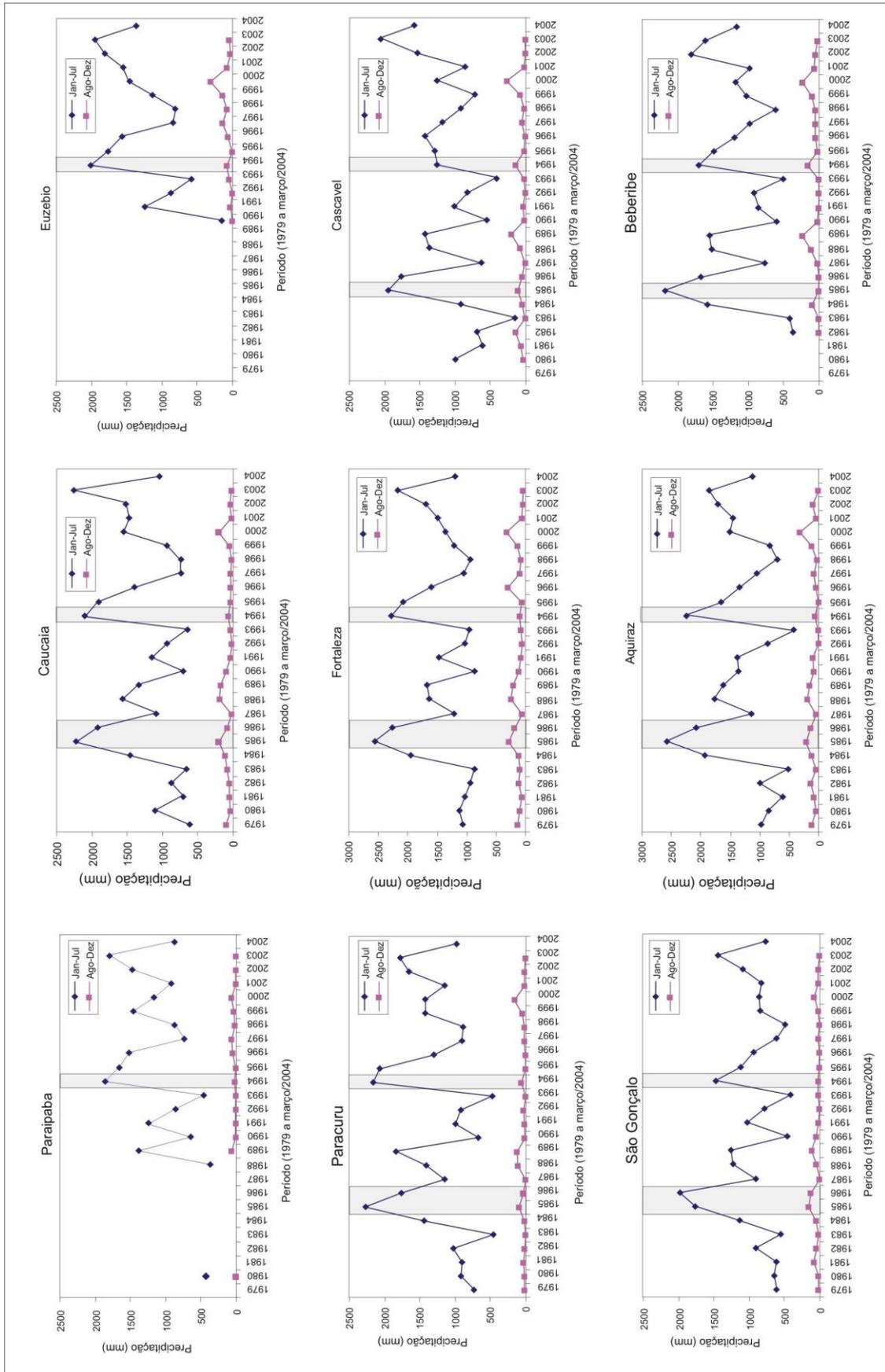


Figura 1.5 Distribuição da precipitação média anual acumulada durante o período de 1979 a março de 2004, a partir de dados fornecidos pela FUNCEME.

Juntamente com os dados de precipitação também foi realizada a análise dos demais parâmetros climáticos tendo por base os dados da estação pluviométrica de Fortaleza fornecidos pela Fundação Meteorológica (FUNCEME) para o período 1961 a 1990 e estão dispostos na tabela 1.2.

Tabela 1.2. Parâmetros Climáticos para a estação pluviométrica de Fortaleza no período de 1961 a 1990. Fonte dos dados FUNCEME/INMET.

Período de 1961 a 1990		Município de Fortaleza											
		Localização: Lat. (S) 03.46						Long. (W Grw) 38.36					
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Pressão Atm. (hPa)		1007,4	1007,5	1007,6	1007,8	1008,5	1009,9	1010,6	1010	1009,9	1008,7	1008,2	1008,7
Temp. Média (°C)		27,3	26,7	26,3	26,5	26,3	26,9	25,7	26,1	26,6	27	27,2	27,3
Temp. Max. (°C)		30,5	30,1	29,7	29,7	29,1	29,6	29,5	29,1	29,2	30,5	30,7	30,7
Temp. Mín. (°C)		24,7	23,2	23,8	23,4	23,4	22,1	21,8	22,6	23,4	24,5	24,4	24,6
Prec. Total (mm)		129,6	215,6	338,6	348,1	226,1	160,1	91,4	31,2	22,8	15,6	13,4	49,8
Evapor. Total (mm)		120,1	95,5	72,4	68,1	84,6	94,7	118,3	151,8	167,8	173,5	168,1	154,3
Umid. Relat. (%)		78	79	84	85	82	80	80	75	74	73	74	76
Insol. Total (H e dec.)		216,2	175,8	148,9	152,8	209,1	239,6	263,4	168,9	282,9	296,1	283,2	257,4
Nebulosidade (0-10)		6	6	7	7	7	6	5	4	4	4	5	5

Esses dados confirmam o padrão de clima Tropical com a definição de duas estações ao longo do ano, quando as taxa de insolação, evaporação e temperatura, representados na figura 1.6, revelam valores altos no primeiro semestre, e baixos no segundo semestre. Estes dados corroboram com as características da Zona de Convergência Internacional (ZCIT).

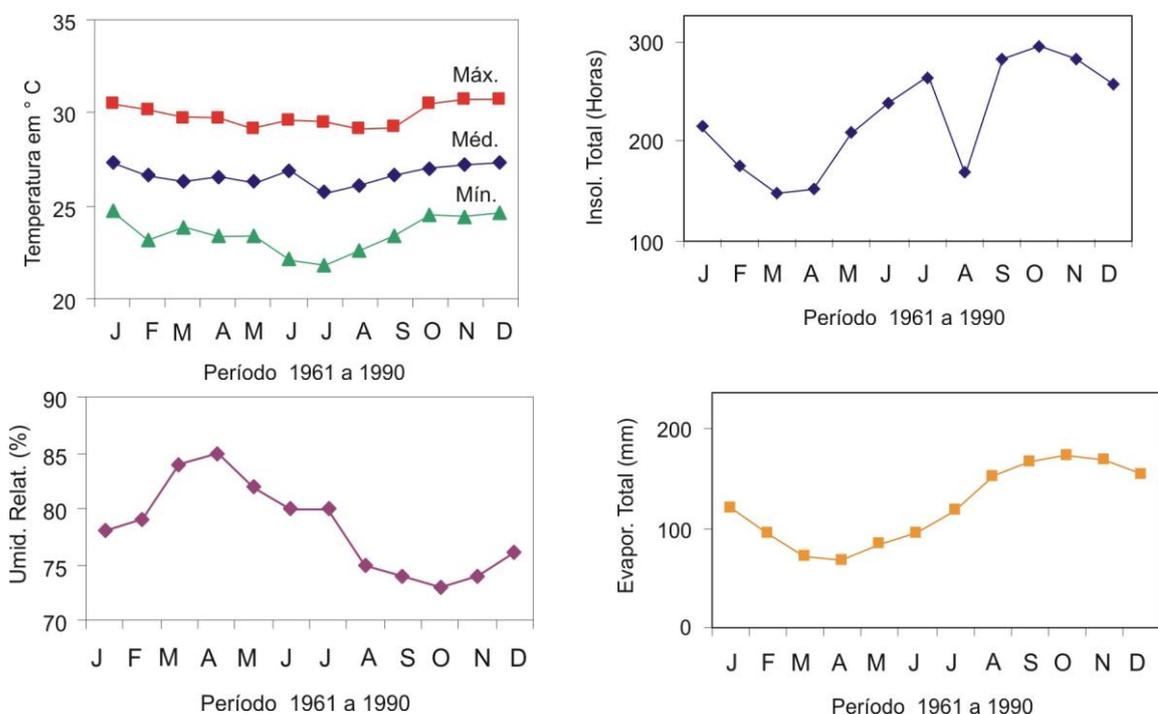


Figura 1.6: Características climáticas com valores mensais totais acumulados no período de 1961 a 1990. Fonte: FUNCEME/INMET

A temperatura anual varia entre 25° e 32°C; contudo, nos meses de maio a julho são registradas as mais amplas variações do ano, com mínimas entre 21° e 22°C e máxima de 29°C, período em que a umidade relativa do ar tem valores altos. Um fato significativo é que a temperatura tende a aumentar a partir de julho, tornando-se mais equilibrada até dezembro com variações mínimas e máximas entre 25° e 32°C. Estes valores de temperatura estão dentro da faixa de classificação do Clima Tropical.

Segundo Magalhães (2000), a taxa de insolação exibe uma relação inversa a umidade relativa e representa a incidência solar média diária, que nos períodos chuvosos é de 6 horas/dia, enquanto no período seco é da ordem de 8 horas/dia.

Os dados confirmam a relação inversa, visto que a partir de janeiro a taxa de insolação tende a diminuir, com valor mínimo (149 horas) registrado em março e a partir de maio com a diminuição do regime pluviométrico este valor aumenta, sendo registrado em outubro um máximo (296 horas). É importante salientar que esses períodos coincidem com o período de migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

A umidade relativa tem influência direta no regime dos ventos, pois no primeiro semestre quando esta umidade é mais alta e os ventos tem velocidade menor, o transporte de sedimentos na costa, por conseguinte é menor. Todavia, no segundo semestre a umidade relativa é baixa e a velocidade dos ventos é alta, faz com que o transporte de sedimentos seja intenso.

Na porção a leste de Fortaleza onde se observa uma variação nas cotas topográficas não ocorre o transporte de sedimento para o interior do continente, com isso os afloramentos posicionados na cota da linha de praia tendem a ficar encobertos após o mês de setembro.

Por fim, o parâmetro evaporação como pode ser visto na figura 1.6 acompanha o comportamento da insolação, todavia um fato que deve ser salientado é que durante os meses de junho e julho essa taxa é relativamente alta, seguindo o comportamento da umidade relativa cujos valores são representativos nestes meses.

1.5. Contexto morfológico

A compartimentação morfológica da porção nordeste oriental brasileira tem sido estudada por muitos autores, tais como Xavier da Silva (1973), Palmas (1979), Schaeffer-Novelli et al. (1990). Esta porção do litoral brasileiro foi denominada como costa semi-árida sul e está instalada a partir da Ponta de Itapajé (CE) até ao Cabo do Calcanhar (RN). Essa classificação teve como base a análise do clima de ondas e a morfologia da linha de costa.

As principais feições que compõem essa unidade de acordo com Schaeffer-Novelli et al. (1990) são:

a) O arranjo da linha de costa, que é caracterizado pela direção NW-SE ao longo do litoral cearense e sofre uma inflexão para E-W no litoral do Rio Grande do Norte;

b) A planície costeira é estreita, em alguns pontos quase inexistente devido à presença dos tabuleiros da Formação Barreiras;

c) Beachrocks ocorrem próximo ao litoral e atuam como proteção (quebra-mar) natural;

Campos de dunas são abundantes e mais expressivos entre a ponta de Patos e Pecém, nas proximidades de Fortaleza;

Os manguezais estão limitados às desembocaduras fluviais devido à reduzida precipitação e elevada salinidade.

De acordo com Meireles (2001), as unidades morfológicas mais expressivas na costa do Ceará são as planícies costeira e fluvial e o planalto de tabuleiros pré-litorâneos (Figura 1.7). A planície costeira tem uma largura variável ao longo da costa, se apresentando na porção a leste da cidade de Fortaleza mais estreita, enquanto na porção a oeste a faixa é mais ampla, sendo constituída por sedimentos praias e sistema de dunas. As planícies fluviais, entretanto, estão posicionadas às margens dos principais cursos d'água e muitas vezes apresentam expressivos manguezais. Por fim, os tabuleiros pré-litorâneos representados pelas falésias da Formação Barreiras, que se estendem a partir da costa até aproximadamente 100m para o interior, exibem uma superfície inclinada com mergulho inferior aos 5° em direção ao mar.

Neste estudo, as feições investigadas são constituídas pelos ambientes costeiro e praias. O costeiro se divide em planície arenosa e campo de dunas, enquanto o praias em pós-praias (backshore), antepraia ou estirâncio (foreshore) e face praias (shoreface).

No campo de dunas são encontrados ainda os aeolianitos posicionados no litoral a leste de Fortaleza, a partir da Praia do Icaraí. Esses depósitos exibem características particulares, apresentando diversas estruturas sedimentares e segundo alguns autores (p.ex., Maia 1998, Meireles 2000, Carvalho 2003) representam um momento regressivo do nível do mar.

No ambiente praias, a feição de maior destaque são os beachrocks, alvo principal deste trabalho. A ocorrência destes depósitos, de forma descontínua na paisagem litorânea, pressupõe condições especiais para sua formação e correlação entre o nível do mar e a paisagem atual. Entretanto, muitas dúvidas persistem principalmente com relação ao momento de precipitação do cimento em relação às características climáticas reinantes.



Figura 1.7. Principais unidades geo-ambientais do litoral cearense, com a localização dos depósitos de beachrocks investigados neste trabalho (Modificado de Meireles 2001).

1.6. Cenário Geológico Pré-cenozóico

Na porção Nordeste oriental do Brasil são identificadas as seguintes unidades baseadas nas definições de Almeida *et al.* (1981), a Província Borborema, as bacias sedimentares marginais e interiores e a Província Costeira. A primeira, de estruturação complexa apresenta-se como área fonte para demais unidades sedimentares de idade Mesozóica-cenozóicas encaixadas em depressões estruturais no interior ou na borda da placa. Esse arcabouço serviu de substrato para a estruturação geológica regional das coberturas recentes encontradas no litoral do Nordeste e do Estado do Ceará.

No contexto das unidades pré-cambrianas, Brandão (1995) a partir dos dados de Cavalcante *et al.* (1983), individualizou para a região metropolitana de Fortaleza as seguintes unidades para as rochas pré-cambrianas (Figura 1.8): o *Complexo Granitóide-migmatítico* posicionado no Arqueano por alguns autores, enquanto outros o classificam como diferenciação litológica das unidades proterozóicas; o *Complexo Gnaissico-migmatítico* atribuído ao Proterozóico inferior; corpo ultrabásico do final do Proterozóico inferior e ainda os granitóides tardi-tectônicos e pós-tectônicos atribuídos ao final do Brasiliano. Segundo esse autor, as rochas do *Complexo Granitóide-migmatítico* apresentam rochas ortoderivadas nas bordas, gnaisses/gnaisses migmatizados a migmatitos metatexíticos passando a diatexíticos com núcleos granitóides. O *Complexo Gnaissico-migmatítico* apresenta uma seqüência paraderivada de gnaiss aluminosos algo migmatizados intercaladas por níveis de quartzito e lentes de carbonatitos. O *corpo*

ultrabásico constitui-se por piroxenito maciço com granulação média. Por fim os *corpos graníticos tardi-tectônicos* apresentam rochas mesocráticas de granulação média isotrópica contendo enclaves gnaissificados de composição diorítica, enquanto os *corpos pós-tectônicos* são leucogranitos rosados, isotrópicos.

A evolução lito-estratigráfica Fanerozóica do Nordeste Oriental, está intimamente ligada à instalação das bacias sedimentares de idade mesozóica. Os registros do momento de desestabilização tectônica e fragmentação continental ocorrido no Mesozóico, que culminou com a separação das placas Sul-Americana e Africana exibem uma configuração complexa situada no domínio a norte do Lineamento Patos, na Província Borborema. Esses registros são caracterizados pelo Magmatismo Rio Ceará e pela Bacia Potiguar.

A Bacia Potiguar, depositada na borda da placa, possui um registro sedimentar que recobre as porções emersa e imersa ocupando terrenos dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. Na sua porção emersa estende-se ao longo do eixo do *rifte* Cariri-Potiguar. Possui uma geometria em *semi-graben* controlada pelas estruturas do substrato cristalino de direção NE-SW desenvolvidas durante a Orogênese Brasileira. A porção emersa representa o segmento abortado de um sistema de rifteamento que culminou com a abertura do Atlântico Sul (Matos, 1992; Castro *et al.*, 1997). Seu empilhamento estratigráfico apresenta um registro desde o Jurássico superior com Formação Pendências (costa) até o terciário superior com as unidades da Fm Tibau (costa) e Barreiras (continental).

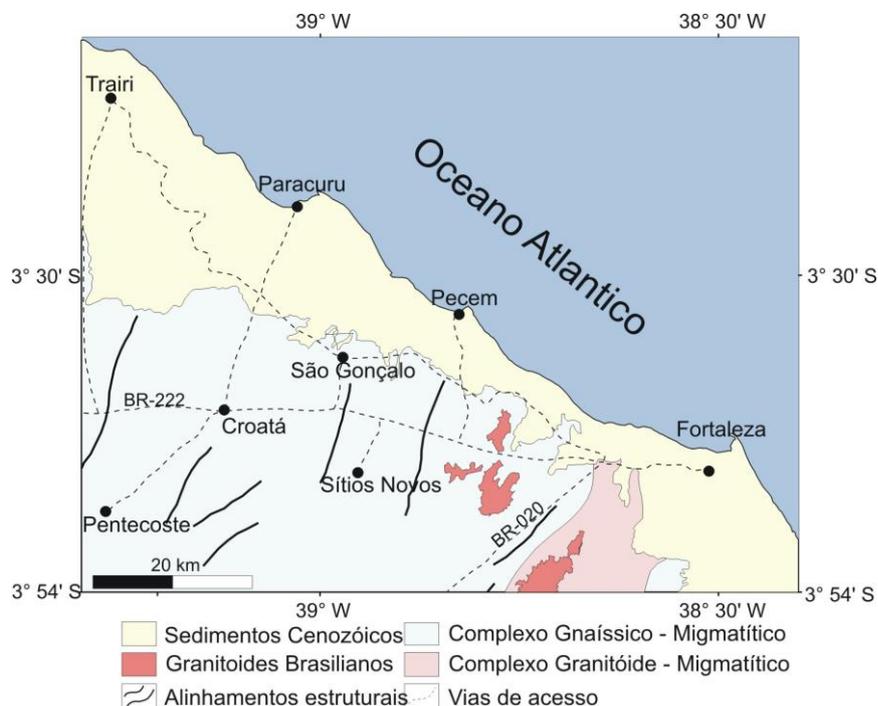


Figura 1.8. Mapa geológico da região a oeste de Fortaleza compilado de Cavalcante et al. (1983).

1.6.1. Condicionamento Estrutural

A Província Borborema foi submetida durante sua história evolutiva a pelo menos dois grandes momentos de instabilidade tectônica, que influenciaram a sua evolução mais recente.

O primeiro está associado a um complexo tectonismo e evolução magmática ao final do Proterozóico durante a Orogênese Brasiliana, quando ocorreu a consolidação do embasamento cristalino e a implantação de estruturas rupteis e dúcteis-rupteis decorrentes da movimentação tardia das zonas de cisalhamento brasilianas. Essas zonas têm como característica as foliações miloníticas de alto ângulo e movimentos horizontais a subhorizontais com cinemática dextral (Jardim de Sá 1994).

O segundo momento se refere à estruturação Mesozóica do Nordeste oriental da Província Borborema, que vem sendo discutida há muitas décadas. O modelo mais aceito para justificar essa estruturação foi proposto por Matos (1987, 1992) que investigando a sistema de *rifts* no Nordeste denominou de *Trend Cariri-Potiguar* uma série de bacias (Potiguar, Rio do Peixe, Iguatu, Lavras da Mangabeira e Araripe) instaladas ao longo da direção NE-SW, originadas a partir de uma deformação extensional NW-SE com movimento do tipo transformante ou *strike-slip*. Esse processo de *rifteamento* da crosta superior teria utilizado as estruturas instaladas sobre uma seqüência de rochas supracrustais anômalas dentro da Província Borborema, a reativação suas estruturas de idade Proterozóica condicionou a abertura dos *grabens* (Matos 1992; Castro *et al.* 1997).

A estruturação da Província Borborema no cenário regional do Nordeste brasileiro compreende dois importantes momentos de instabilidade tectônica. Um datado do final do Proterozóico que é responsável pela estruturação das feições de idade Fanerozóica condicionando o arranjo morfológico das unidades regionais. Um outro associado à fragmentação continental no Mesozóico com a reativação das estruturas pretéritas promovendo a instalação das unidades sedimentares ligados à deriva dos continentes Sul-americano e Africano. Segundo Matos (1992) a complexidade do embasamento foi fator condicionante das bacias sedimentares, onde as zonas de cisalhamento E-W atuaram como zonas de transferência e que a cinemática da abertura é explicada por um modelo de campo de tensões variando de NW quando os continentes compunham o Gondwana, para E-W, na fase de fragmentação da margem equatorial.

1.7. Cenário Geológico Cenozóico

As unidades que compõem este subitem são constituintes da denominada Província Costeira que teve seu desenvolvimento iniciado durante o Jurássico superior a partir borda oceânica (Almeida *et al.* 1981). Apresentam expressivas feições fisiográficas na parte

emersa, com superfícies elevadas desde o nível do mar até algumas dezenas de metros p.ex. as falésias da Formação Barreiras e os campos de dunas. Na região Nordeste estas feições ocupam uma área restrita a faixa litorânea. Esse posicionamento é condicionado pelo arranjo de feições de idade pré-cenozóicas muito expressivas na região.

Na costa Cearense essas unidades estão dispostas como uma faixa estreita e alongada contendo depósitos aluvionares, transicionais e marinhos costeiros. Nas porções mais interiores apresentam-se os tabuleiros constituídos por sedimentos de idade terciária recobrando as unidades cristalinas em contato discordante. Associado às unidades sedimentares tem-se a suíte alcalina de idade terciária que representa o evento tectônico mais jovem no momento da separação entre o Brasil e a África.

Genericamente o arranjo morfológico apresenta um relevo aplainado a suavemente ondulado, constituídas pelos sedimentos da Formação Barreiras caracterizadas por exuberantes falésias situadas a leste da cidade de Fortaleza a partir da localidade de Morro Branco onde exibem coloração variegada até a localidade de Icapuí limite com Rio Grande do Norte, onde os depósitos terciários exibem importantes registros da reativação recente. Enquanto na faixa a oeste de Fortaleza esses os depósitos aparecem como discretos bancos descontínuos na vila da Taíba (município de São Gonçalo do Amarante-CE), voltando a se destacar na paisagem como expressivas falésias a partir da localidade de Lagoinha (extremo oeste da área estudada). Por fim, os sedimentos de idade quaternária são compostos pelos campos de dunas de varias gerações, depósitos de *beachrocks*, terraços marinhos e aluviões. Essas unidades sedimentares serão detalhadas posteriormente.

Coberturas Terciárias

Formação Barreiras

A literatura relacionada aos depósitos da Formação Barreiras é muito rica. Na borda leste, desde os estados do Rio Grande do Norte até Pernambuco esses depósitos foram intensamente investigados e grandes contribuições produzidas promoveram o empilhamento estratigráfico baseado nos marcadores paleoclimáticos, tectônicos e morfológicos. Muitas controversas são reconhecidas, o que torna a Formação Barreiras, um tema polêmico e carente de investigações mais acuradas. Para os depósitos no Estado do Ceará, onde existem poucos trabalhos realizados, a abordagem será por correlação com os estudos de maior destaque.

Estudos pioneiros descrevendo as unidades litorâneas são creditados a Branner (1904) que utilizou o termo "*Barreiras*", para descrever os sedimentos que ocorrem em faixa contínua ao longo da costa desde o estado do Rio de Janeiro até a foz do Amazonas.

Segundo esse autor, essas unidades são compostas por sedimentos heterogêneos variegados, inconsolidados, natureza areno-argilosa com porções conglomeráticas. Apresentavam espessura significativa na faixa litorânea, que tendia a diminuir à medida que se interiorizava.

Oliveira e Leonardos (1943 apud Nascimento *et al.* 1981) agruparam os depósitos costeiros sob a denominação de Série Barreiras. Oliveira e Ramos (1956 apud Gomes 1981) chamaram Formação Barreiras aos sedimentos depositados na costa norte de Recife. Kegel (1957 apud Gomes 1981) denominou Formação Barreiras aos sedimentos das camadas variegadas superiores localizados na região costeira do RN e “Infra-Barreiras” a camada de areia argilosa e caulínica da base. Este estudo tem sido tomado como referencia para definir os depósitos na porção setentriopnal da província.

De forma mais abrangente, Matoso e Robertson (1959 apud Nascimento, 1981) realizaram uma análise sobre o termo Barreiras e apontaram a utilização indiscriminada para designar unidades inconsolidadas recobrimdo o cristalino ou dispostas discordantemente sobre rochas de idade Cretácea. Reportaram que os depósitos têm forma descontínua e são reconhecidos desde o Rio de Janeiro até o Pará e a partir daí pelo vale amazônico até os Andes. Genericamente são constituídos por leitos e lentes de sedimentos clásticos variando de conglomerados a folhelhos. Esses autores descrevem ainda que o conteúdo fossilífero é pobre e a partir do registro de plantas fósseis teve sua idade atribuída ao plioceno (terciário superior).

Bigarella e Andrade (1964) a partir de estudos sistemáticos em alguns perfis nas proximidades de Recife propuseram o termo Grupo Barreiras subdividindo-o em Formação Guararapes (uma seqüência inferior) e depositada sobre esta em contato erosivo a Formação Riacho Morno, correlata a Formação Barreiras definida por Kegel (1957 apud Gomes 1981).

Por sua vez, Campos e Silva (1965 apud Gomes 1981) estudando os sedimentos da região costeira do Rio Grande do Norte dividiram o Grupo Barreiras nas Formações Macaíba e Potengi sobrepostos a Formação Riacho Morno.

Mabesoone (1966) adotando os mesmos critérios de Bigarella e Andrade (1964) estenderam para a região da Paraíba a ocorrência do Grupo Barreiras pernambucano.

Posteriormente Mabesoone *et al.* 1972 sintetiza os conhecimentos e baseados em critérios lito e edafo-estratigráficos (tabela 1.3) e através de estudos comparativos estabeleceram correlações entre os depósitos estudados tanto na porção interior quanto litorânea dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco agrupando-nos sob a denominação **Grupo Barreiras** e atribuíram uma deposição do *Mioceno ao Pleistoceno*. Esses autores basearam-se no fato de que as camadas equivalentes a Formação Guararapes na região de Belém do Pará repousarem sobre a Fm Piradas de idade Mioceno

inferior. Essa contribuição apresentou-se como a mais aceita e utilizada nos trabalhos realizados no Nordeste.

Bigarella (1975) atribuiu para a Formação Barreiras uma idade Miocênica Superior a Pleistocênica depositada em ambiente continental, sob condições de clima semi-árido sujeito à chuvas esporádicas e violentas, formando depósitos de leques aluviais coalescentes em sopés de encostas mais ou menos íngremes. Esse autor também propôs que o nível do mar estaria mais baixo que o atual durante a época da deposição, recobrando uma ampla área na plataforma.

Tabela 1.3 – Proposta de classificação estratigráfica do Cenozóico Nordestino. As unidades Pré-holocênicas são reunidas como Grupo Barreiras (Mabesoone et al. 1972).

Idade		Unidade Lito-estratigráfica	Unidade Eofo-estratigráfica
Holoceno		Areias Brancas	
Pleistoceno	Grupo Barreiras	Fm. Macaíba	Intemperismo Potengi (retrabalhamento eólico)
Plioceno		Fm. Guararapes	Intemperismo Riacho Morno
Mioceno		Fm. Serra do Martins	Intemperismo laterítico
Oligoceno			Intemperismo laterítico

Arai *et al.* (1988) investigando palino-fósseis das camadas argilosas posicionadas na porção mais inferior do Grupo Barreiras e intercalados com os calcários da Formação Pirabas. Esses autores atribuíram ao Mioceno a deposição dos sedimentos do Grupo barreiras no estado do Pará.

Após os trabalhos de Mabesoone *et al.* (1972), Bigarella (1975) inúmeros dados foram publicados com finalidade do melhor detalhar os vários depósitos designados de Grupo Barreiras.

Alheiros *et al.* (1988), descreveram as unidades instaladas entre Recife e João Pessoa e reconheceram características de sistema deposicional fluvial entrelaçado, alternando-se a oeste com leques aluviais distais e leste com fácies de influencia litorânea designando-o como fluvio-lagunar.

Lima *et al.* (1990) investigaram as unidades Grupo Barreiras no contexto da Bacia Potiguar, no que tange ao posicionamento estratigráfico e arranjo estrutural. Esses autores, após uma revisão bibliográfica sobre o posicionamento dessas unidades no contexto regional, baseados em material palinológico coletado em amostras dos poços petrolíferos, atribuem ao Plioceno, a deposição dos sedimentos do Grupo Barreiras, adotando a denominação proposta por Gomes *et al.* 1981.

Alheiros e Lima Filho (1991) realizaram uma revisão detalhada literatura, investigaram de forma acurada as unidades costeiras depositadas desde o Rio Grande do Norte até Recife, e embasados nas características dos sistemas deposicionais e elementos

faciológicas, propuseram a adoção formal do termo Formação Barreiras, para os sedimentos de idade Plio-pleistoceno proposto anteriormente por Mabesoone (1987).

Assim, como observado a partir da análise bibliográfica, no litoral do Ceará as investigações sobre as unidades da Formação Barreiras são escassas. A caracterização das feições pertinentes aos depósitos decorre de estudos regionais.

BRASIL/SUDENE (1967 apud Saadi e Torquato 1992) definiu para os sedimentos do Vale do Jaguaribe uma estratigrafia onde as ocorrências litorâneas foram consideradas pertinentes a Formação Barreiras, unidade mais recente que a Formação Faceira que aflora na porção mais interior esta última teria idade do final do Terciário ao início do Quaternário.

Cypriano e Nunes (1968) fundamentaram-se no arcabouço estratigráfico e subdividiram o Grupo Barreiras em duas unidades: uma superior que corresponderia as ocorrências litorâneas (Formação Guararapes) e a inferior de idade associada ao Oligoceno e Eoceno caracterizada pela sucessão lateral da Formação Faceira no interior e Fm Tibau no litoral de Macau-RN.

No Projeto Jaibas Costa *et al.* (1973) adotou o termo Grupo Barreiras Indiviso e investigando a porção norte do Ceará, definiu uma nova unidade com características litológicas, estruturas e posicionamento estratigráfico diferentes das descritas para o Grupo Barreiras. Esses autores a denominaram Formação Camocim um conjunto ortoconglomerados grossos, oligomíticos, maduros, cimentados por laterito silico-ferruginosa.

Braga *et al.* (1977) adotaram no Projeto Fortaleza, o termo Grupo Barreiras Indiviso e durante investigação na área de Camocim, optaram por englobar as unidades definidas por Costa *et al.* (1973) como uma fácies do Grupo Barreiras.

Nascimento *et al.* (1981) classificaram os depósitos da Formação Barreiras como feições tabulares, instalados paralelos à costa em contato discordante com as rochas do Complexo Nordeste. Nas proximidades de Fortaleza recobrem as rochas vulcânicas alcalinas. Os depósitos são constituídos litologicamente por sedimentos arenosos avermelhados, por vezes argilosos com níveis caulíníticos, ou conglomeráticos grossos com matriz arenosa avermelhada cimentada por óxido de ferro, exibindo estruturas difusas em alguns locais. Nas áreas próximas à costa a intensa lixiviação desses depósitos contribuiu para que nas porções superiores das falésias predomine uma granulação arenosa e esbranquiçada com níveis bem reduzidos de argila.

Durante o mapeamento regional executado pelo DNPM 1983 apud (Maia, 1998) para confecção do Mapa Geológico do Ceará os sedimentos da Formação Barreiras foram definidos como Grupo Barreiras e Formação Faceira.

Maia (1993) refere-se às falésias da Formação Barreiras na região de Aracati-Ce como um conjunto de leques aluviais constituídos por depósitos residuais de canais em Itaíçaba e corrida de detritos próximo a Canoa Quebrada associados a fácies proximal,

superposto por um sistema fluvial entrelaçado (fácies mediana/distal) nas imediações de Quixaba.

Brandão (1995) caracterizou as unidades instaladas ao longo da linha de costa na região metropolitana de Fortaleza como uma faixa de largura variável posicionada a retaguarda de sedimentos eólicos antigos e atuais; constituída por sedimentos areno-argilosos pouco litificados, de coloração variando de avermelhada a creme, mal selecionados, com granulação de fina a média algumas vezes conglomeráticos. Este autor baseou-se nas características sedimentológicas descritas Bigarella (1975) para atribuir uma idade variando de Mioceno superior a Pleistoceno aos sedimentos depositados em ambiente continental, em condições de clima semi-árido.

Maia (1998) propôs que ao longo da faixa costeira do Ceará, a Formação Barreiras está representada por uma sucessão de depósitos aluviais depositados em duas camadas bem distintas. A primeira sendo composta por material lutítico, correspondendo à fácies de depósitos residuais de canais, enquanto na segunda predominam sedimentos arenosos, características de um ambiente fluvial entrelaçado, com intercalações de barras longitudinais. Esse autor atribui uma idade Plio-pleistocênica aos depósitos da Formação Barreiras, com base nos diversos estudos realizados.

Uma análise recente sobre a Fm Barreira foi proposta por Carvalho (2003) que investigando a dinâmica costeira do litoral oeste do Ceará, descreveu os sedimentos da Formação Barreiras, como resultado da deposição um sistema fluvial do tipo meandrante, marcado por sucessão de camadas estratificadas, limitadas predominantemente por contatos gradacionais com migração do leito dos rios sobre uma planície de inundação. Quanto à litologia do depósito, esse autor, descreve sedimentos finos intercalados por leitos conglomeráticos sustentados por matriz/cimento argilo-arenosa. Refere-se ainda, horizontes conglomeráticos com significativa variação no arredondamento, com grãos desde arredondados a angulosos dispostos em concentrações e nódulos de material amorfo com composição argilosa silicificada (Figura 1.9).

Coberturas Holocênicas

As unidades associadas ao Holoceno constituem significativos depósitos na paisagem recente. Sua deposição está condicionada a variações climáticas em justaposição com a variação do nível da mar. Mabesoone e Rolim (1982) propuseram que as divisões estratigráficas são datadas pelos períodos de glaciações, entretanto, nas regiões tropicais os efeitos glaciais são mal definidos e que normalmente as subdivisões baseiam-se nas variações do nível do mar, bem marcados nas regiões litorâneas e sublitorâneas. No arranjo geral, as unidades correlatas ao Quaternário integram a chamada Planície Costeira, cuja

evolução é tema de intensa discussão. Os seguintes depósitos fazem parte das coberturas: depósitos eólicos, de praia, fluvio-marinhos e *beachrocks*.

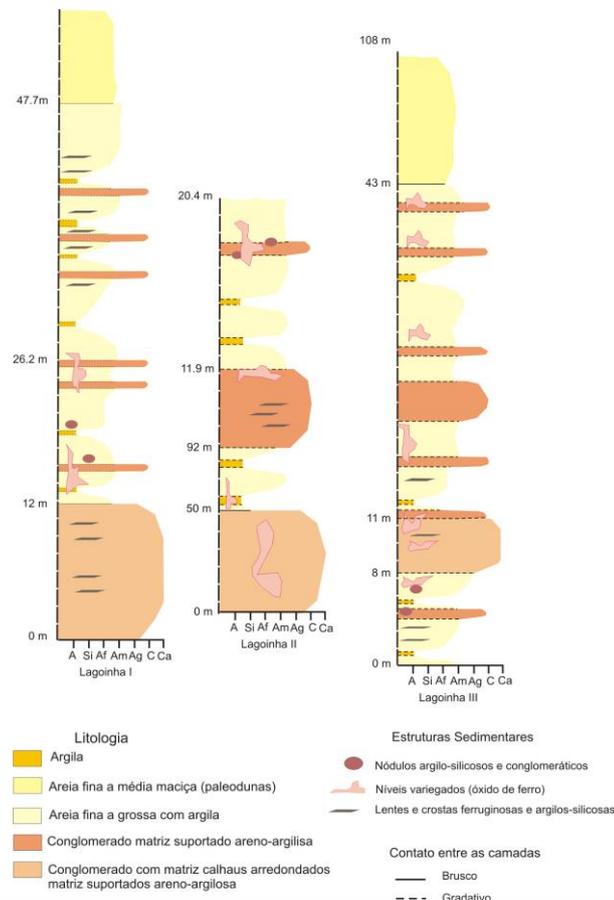


Figura 1.9 Seções verticais da Fm. Barreiras nas proximidades da praia de Lagoinha (Carvalho, 2003).

Depósitos Eólicos

Uma rápida observação no mapa geológico mostra uma clara diferença no comportamento dos depósitos eólicos na paisagem costeira do Ceará. Na porção a leste de Fortaleza apresenta-se como uma faixa mais restrita, enquanto na borda oeste, uma área mais extensa cobre os depósitos continentais da Formação Barreiras e outras feições/depósitos recentes.

Na literatura clássica, os estudos envolvendo os depósitos eólicos individualizam os campos de dunas em recentes e antigos (paleodunas), dando uma idéia de duas gerações. Na costa cearense essa premissa foi defendida durante algumas décadas (p. ex., Braga et al, 1981; Nascimento et al, 1981; Carvalho e Maia, 1990). Entretanto, estudos detalhados realizados a partir de 1990, mostravam algumas particularidades entre os depósitos eólicos, ampliando para três gerações de campos de dunas no Estado do Ceará (Maia, 1993;

Carvalho, 1994), posicionados da seguinte forma: o primeiro mais interno, caracterizado pelas dunas inativas sem contato com o litoral; o segundo localizado na faixa litorânea posicionado acima das falésias vivas da Formação Barreiras, constituído apenas por dunas inativas e o terceiro mais expressivo composto por dunas recentes e antigas dispostas sobre os terraços marinhos.

Não obstante, Brandão (1995) diverge dessa subdivisão evidenciando que muitas das diferenças citadas são decorrentes dos processos de edafização das dunas, simplificando o conjunto em Paleodunas e Dunas recentes ou móveis. Posteriormente, uma nova divisão foi proposta por Maia (1998) e Carvalho et al. (1999) sugerindo uma nova divisão em quatro gerações. Maia (1998) propôs a seguinte estratigrafia para o sistema de dunas (Figura. 1.10): 1º geração são as paleodunas, depósitos que já não tem forma de duna e estão depositados sobre os a Formação Barreiras. Possuem cor avermelhada em níveis mais profundos com espessura variável diminuindo para o interior, apresentam alto grau pedogenético, com solos bem desenvolvidos; 2º geração as dunas parabólicas fixas de cor laranja ou cinza, possuem forma de U ou V com altura aproximada de 20-40m. Estão fixadas pela vegetação rasteira; 3º geração são os aeolianitos, posicionados sobre os terraços marinhos estão cimentados por carbonato de cálcio proveniente dos fragmentos de conchas existentes na matriz; 4º geração, as dunas barcana ou lençóis de areia, são os depósitos móveis que migram sobre as dunas mais antigas. Exibem largura de aproximadamente 6 km ao longo da linha de costa e se interiorizando por até 2 km.

Carvalho (2003) acrescenta mais uma divisão para os depósitos dunares, ampliando o cortejo para cinco gerações, assim distribuído: (Geração I são as Paleodunas; Geração II e Geração III, correlata às dunas fixas; Geração IV associada aos eolianitos; Geração V correspondente às dunas móveis).

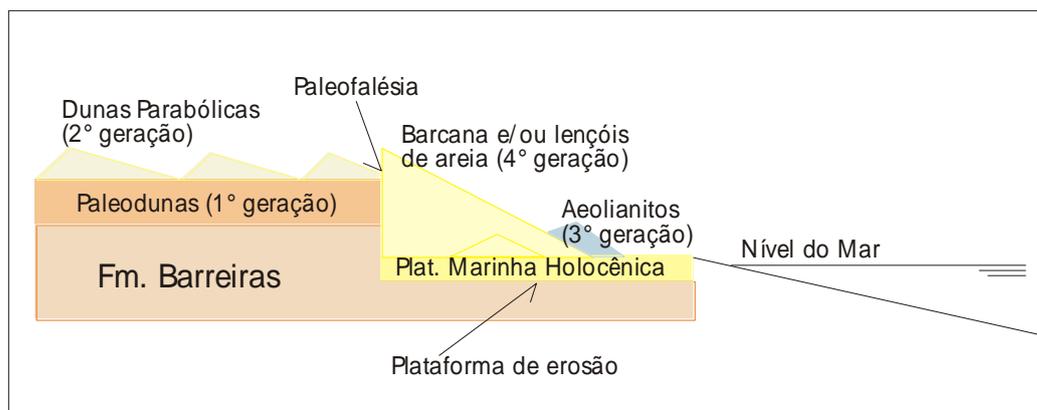


Figura 1.10: Esquema da estratigrafia básica para o sistema de dunas na costa do Ceará Fonte: Maia (1998).

A configuração observada para o litoral a leste está restrito aos depósitos de Paleodunas e as dunas fixas. Não é observado um significativo cordão recente.

Normalmente são observadas as falésias da Formação Barreiras impedindo, em alguns lugares, o transporte dos sedimentos para as porções mais interiores.

No geral, as dunas atuais são compostas por areias quartzosas, de granulação fina a média e coloração esbranquiçada, enquanto as paleodunas apresentam tons amarelados a avermelhados e estão fixadas por processos pedogenéticos e cobertura vegetal (Brandão, 1995).

Depósitos de Praia

De um modo geral os depósitos praias representam uma unidade fundamental distribuindo-se por toda costa cearense. Na área estudada correspondem a uma faixa de interação entre a dinâmica marinha e os processos continentais na zona costeira, apresentando uma extensão aproximada de 200 km.

De acordo com dados de literatura, as pesquisas enfocando as unidades quaternárias na região foram iniciadas na década 80 com mapeamento da porção a leste de Fortaleza, no município de Aquiraz. Posteriormente, pesquisa abordando o tema ao nível de detalhe tratando as dunas como feições distintas e distribuídas em gerações foram realizados por Carvalho e Maia (1990). Estes autores associaram as gerações das dunas com os eventos de flutuações do nível relativo do mar. A partir de então, outros pesquisadores passaram a correlacionar as inúmeras feições na região litorânea com a variação do nível do mar (tais como Meireles, 1991; Maia, 1993; Morais e Meireles, 1995; Carvalho, 1994 e outros).

Carvalho (2003) investigando a porção a oeste de Fortaleza classificou as praias como planas com largura entre 50 e 100m com o desenvolvimento de cúspides praias e barras de areia distribuídas entre formas oblíquas e paralelas a linha de costa. Este autor tomou por base os trabalhos Wright e Short (1983) para definir as praias na referida porção do litoral cearense nas categorias dissipativa e intermediária.

Para o litoral a leste de Fortaleza, os depósitos praias têm aspecto mais irregular, em alguns locais sua largura é inferior aos 50m enquanto em outros pode chegar a quase 200m. Com o posicionamento a retaguarda das falésias da Formação Barreiras e dos campos de dunas fixas e paleodunas.

Depósitos Lacustres e Fluvio-Marinhos

Os depósitos lacustres são amplamente distribuídos ao longo da planície costeira, e sua origem associada ao barramento de cursos fluviais pela migração de campos de dunas. Normalmente as planícies lacustres posicionam-se à frente das faixas de deslocamento das dunas ou ocorrem ocupando o espaço entre elas. A sedimentologia reflete um caráter misto

de sedimentos fluviais, eólicos e lacustres, onde a presença de depósitos de carapaças de algas diatomáceas é uma característica marcante (Carvalho 2003).

Os depósitos flúvio-marinhos ocorrem basicamente associados às desembocaduras dos rios de maior porte, a exemplo dos rios Curú, Ceará, Cocó, Choró e outros. Devido ao caráter sazonal observado nos rios, em que nos períodos de seca diminuem sua quantidade de água, a penetração da água do mar pela ação da oscilação das marés, desenvolve condições propícias à proliferação de vegetação típica de mangue. Os depósitos gerados são do tipo siltico-argiloso ricos em matéria orgânica (Brandão, 1995; Carvalho, 2003).

Beachrocks

Esses depósitos estão dispostos paralelamente à linha de costa e formando cordões em bancos métricos a quilométricos. São depositados ocorrem geralmente na zona de intermaré e apresentam ampla variação granulométrica e textural, e estão litificados por carbonato de cálcio.

Devido a seu posicionamento na interação entre os ambientes fluvial e marinho e pela presença de sistemas de fraturamento, os *beachrocks* tornam-se um ótimo marcador das flutuações do nível do mar, bem como da tectônica recente.

Esta menção é só para caracterizar a disposição das unidades, mas estes depósitos, objeto deste estudo, serão detalhados posteriormente.

Capítulo 2

Material e Métodos

2.1. Introdução

A finalidade deste capítulo é caracterizar os métodos aplicados no estudo dos beachrocks localizados entre a praia de Lagoinha e a praia de Uruaú, na costa cearense. Genericamente, os depósitos estão dispostos aproximadamente paralelos à faixa de praia, formando um cordão descontínuo, posicionados na zona de intermaré. Por vezes são observados nas proximidades das desembocaduras de rios e riachos.

2.2. Métodos Auxiliares

Os métodos necessários para desenvolvimento da pesquisa estão dispostos a seguir:

- Pesquisas Bibliográficas

Inicialmente foi realizada uma pesquisa bibliográfica dos mais variados assuntos dentro do tema abordado. Este levantamento acompanhou todas as etapas do trabalho, visando estabelecer comparações entre os depósitos na costa do Ceará e na região NE do Brasil e correlacioná-los com os depósitos de outras regiões litorâneas do globo.

- Fotointerpretação e análise da documentação aerofogramétrica disponível

A análise de fotografias aéreas (1: 25.000) e dos mapas publicados pela SUDENE em escala de 1: 100.000 serviram de base para cartografar e individualizar afloramentos de *beachrocks* ao longo da costa. Muitos depósitos encontravam-se encobertos nos períodos de sobrevôo, prejudicando o detalhamento nas fotos aéreas. Considerando ainda os avanços associados às análises dos sensores multiespectrais, utilizou-se também imagens de satélite do INPE, na escala de 1:25.000, para o posicionamento dos pontos amostrados visando uma melhor cartografia, que fortalecesse o posicionamento da amostragem.

- Etapas de Campo: Perfis de Praia e Aquisição Dados Geofísicos

Os trabalhos de campo foram realizados ao longo de aproximadamente 200 km do litoral do Ceará, desde a localidade de Lagoinha (município de Paraipaba), situada a oeste de Fortaleza, até a localidade de Sucatinga (próximo a Lagoa de Uruaú), município de Parajuru, a leste de Fortaleza. Foram realizadas quatro campanhas de campo para investigação de afloramentos de beachrocks no contexto litorâneo. As amostras coletadas nos beachrocks levaram em consideração as seguintes características: grau de compactação, granulação, estruturas sedimentares e composição mineralógica das rochas. Nos corpos de rocha, quando possível, coletaram-se amostras no topo, porção intermediária e base dos afloramentos. Além das amostras de rocha, foram coletadas amostras de águas nas desembocaduras dos rios, na tentativa de estabelecer uma correlação entre os elementos climáticos e o comportamento isotópico de oxigênio da água nos diferentes períodos do ano, visto que uma das explicações para precipitação do cimento carbonático refere-se às condições físico-químicas encontradas entre o ambiente marinho e o fluvial continental.

Os depósitos cenozóicos costeiros muitas vezes estão soterrados, necessitando da aplicação de técnica de alta sensibilidade para realizar um mapeamento detalhado, tais como radar de penetração do solo-GPR. Essa técnica é utilizada com sucesso em diversas regiões costeiras do mundo para estudos sedimentológicos e estruturais (p.ex., Sabadia et al., 1997; Mello et al., 1999; Van Dam e Schlager, 2000 e Castro et al., 2001, entre outros). O uso do GPR tem possibilitado o imageamento de alta resolução de feições geológicas que se encontram parcialmente recobertos por intenso aporte sedimentar e transporte eólico na região costeira. A resposta positiva deste método eletromagnético decorre de um forte contraste de propriedades elétricas do meio, como é o caso das areias de praia, mais resistivas, e do seu substrato, na análise em questão dos beachrocks. Esta técnica foi aplicada em uma área piloto, na praia de Lagoinha, onde foram obtidos excelentes resultados. Entretanto um dos problemas na aplicação desta técnica é a presença de água salgada que altera o sinal dificultando a aquisição dos dados. Outra tentativa foi realizada na praia de Sabiaguaba em Fortaleza, sem sucesso, pois a coluna de água salgada impossibilitou a varredura dos afloramentos soterrados. Este argumento impossibilitou a aplicação da técnica aos demais depósitos estudados devido à localização dos mesmos na faixa de intermaré.

O balizamento do imageamento em profundidade foi realizado utilizando o vibracore, um testemunhador para pequenas profundidades visando a recuperação dos sedimentos nos pontos em que foram realizados os perfis (Figura 2.1).

- Preparação de Amostras

A preparação de amostras em laboratório foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do NEG-LABISE/ (UFPE) e foi dividida em várias etapas:

1. A separação do cimento foi feita em todas as amostras, que foram cuidadosamente desagregadas para evitar ao máximo a contaminação com fragmentos de conchas ou outro material biogênico. Depois de desagregado, o material foi peneirado nas malhas 0,5 mm e 0,063mm. Na maioria das amostras foi realizada a separação utilizando a lupa binocular. Os grãos selecionados apresentavam uma fina película de cimento incrustado nas suas superfícies. Aproximadamente meio grama de material foi triturado e enviado para análise isotópica de carbono e oxigênio. Nas amostras que se apresentavam mais desagregadas foi coletada a fração inferior a 0,063mm e enviada para análise.
2. Foram confeccionadas seções delgadas que foram posteriormente descritas utilizando o microscópio petrográfico. Nesta fase houve problemas com a confecção de seções delgadas ocorreram devido à natureza do material analisado, pois muitos estavam em estágio inicial de compactação.
3. Para efetuar a análise por catodoluminescência foram selecionadas seis amostras com base nos resultados isotópicos e foram preparados tabletes com 2-4 mm de espessura em formato retangular com 2x3 cm. O material foi enviado para o laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.



Figura 2.1. Montagem dos equipamentos GPR e testemunhador *vibracore* nas imediações do afloramento B2 próximo ao rio Curú na região de Lagoinha-CE.

2.3. Métodos Principais

2.3.1. Geoquímica Isotópica

Para análise isotópica de carbono e oxigênio, o cimento carbonático previamente separado foi tratado com ácido ortofosfórico a 100% em linha a alto vácuo, a partir reação produzida foi extraído o gás CO₂, de acordo com os princípios de McCrea (1950). A amostra de gás coletada foi analisada em espectrômetro de massa de fonte gasosa, de dupla admissão, triplo coletor, completamente automático (modelo SIRA II VG ISOTECH) no laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE-UFPE).

Caracterização do método

Isótopos são elementos que tem o mesmo numero de prótons, mas diferentes números de nêutrons. Essa diferença nos nêutrons conduz aos átomos a apresentarem propriedades químicas similares, mas valor de massas diferentes. Os isótopos estáveis (nuclídeos que permanecem com a mesma estrutura atômica ao longo do tempo) são os isótopos encontrados de maior interesse para a Químioestratigrafia, visto que podem informar sobre as condições de deposição dos materiais. Dentre os estáveis os mais importantes para os estudos das rochas sedimentares são carbono e oxigênio.

O carbono ocorre como três isótopos, sendo dois estáveis (C¹²= 98.99%, C¹³= 1.11%) e um radiogênico (C¹⁴), enquanto o oxigênio apresenta-se como três isótopos estáveis (O¹⁶= 99.763%, O¹⁷= 0.0375% e O¹⁸= 0.1995%).

O fato de diferentes isótopos de um dado elemento não possuírem as mesmas propriedades físico-químicas significa que os processos de troca isotópicas e cinéticas podem levar a variação na composição isotópica. Esse fenômeno usualmente é referido como fracionamento isotópico (Morse e Mackenzie, 1990). Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio estão intimamente ligados aos processos ambientais que levam a precipitação do cimento carbonático nas rochas sedimentares.

O valor isotópico de carbono e oxigênio é dado em partes por mil, segundo a notação:

$$\delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ amostra} - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ padrão}) / ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ padrão})] \times 10^{-3}$$

Tanto o carbono quanto o oxigênio são usualmente representados segundo o padrão PDB (Craig, 1963) que se refere aos fósseis Belemnites extraídos da formação Pee Dee (Carolina do Sul) de idade Mesozóica.

A quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ vem sendo aplicada a rochas de diversas idades para determinar as condições ambientais atuantes durante sua deposição, permitindo a construção de modelos associados à variação do nível do mar.

Nos estudos em rochas sedimentares carbonáticas, as pesquisas buscam relacionar sedimentação, diagênese e as condições ambientais atuantes durante a formação do depósito, baseando-se principalmente em descrições de campo. Entretanto, estabelecer essa correlação esbarra nos problemas de interpretação principalmente porque as características sedimentares são facilmente observadas, enquanto a diagênese por ocorrer de maneira lenta em subsuperfície, necessita de métodos indiretos de investigação (Hudson 1977).

A partir da metade do século 20, os estudos sedimentológicos passaram a utilizar os isótopos estáveis de carbono e oxigênio para investigar as condições ambientais e os eventos diagenéticos, e através desses isótopos se poderia fazer distinção entre os ambientes, visto que muitos carbonatos passam por vários ambientes diagenéticos, onde a geração do cimento apresenta composição isotópica distinta (Hudson 1977).

Diversos autores (p.ex. Chave et al. 1964, Gross 1964, Keith & Weber 1964, Rubison & Clayton 1969, Allan e Matthews 1977, Hudson 1977 e outros) evidenciaram através dos isótopos de carbono e oxigênio a relação entre o equilíbrio isotópico e o ambiente de formação. Land (1989 apud Chaves 1996) investigando os beachrocks nas Bermudas estabeleceu, baseado na taxa de cimentação e estabilização, petrografia do cimento e parâmetros químicos (fluorescência de raios-X, adsorção atômica e isótopos estáveis) que as rochas cimentadas em zona freática apresentavam-se mais enriquecida em $\delta^{13}\text{C}$ do que as cimentadas em zona vadosa, mostrando assim a forte associação com o ambiente marinho.

Partindo desse princípio, neste capítulo serão apresentados os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos depósitos de beachrocks investigados, visando identificar as feições que permitam estabelecer as variações ambientais associadas à flutuação do nível do mar ocorridas no Holoceno durante a formação da planície costeira do Ceará.

Procedimento Analítico

Para execução do estudo isotópico em beachrocks no litoral do Ceará, foram utilizados os procedimentos descritos na literatura. Os vários trabalhos realizados em rochas similares foram consultados (Alexsanderson, 1972; Assis, 1990; Chaves 1996; Chaves 2000; Holail e Rashed, 1992; e outros) visando diminuir os efeitos da contaminação nas amostras por material carbonato oriundo organismos que estariam associados aos

depósitos investigados (p.ex. bioclastos) e principalmente na busca de correlação com os depósitos investigados e os modelos publicados.

As amostras foram coletadas principalmente na porção superior dos afloramentos, considerando a parte posterior (voltada para o mar) e anterior do depósito, pois em muitos locais apenas a uma pequena porção estava emersa. Como mencionado no capítulo anterior à maioria dos afloramentos apresenta-se soterrada durante muitos meses no ano, dificultando uma coleta na vertical. Assim, dados abordarão a variação lateral dos sedimentos de acordo com o arranjo topográfico do depósito. No depósito Uruaú (Costa Leste) foi realizada uma coleta em profundidade em afloramento de 1 m de altura aproximadamente.

Em laboratório as amostras separadas por depósito, foram desagregadas e peneiradas em malha 0.063 mm, material de granulometria inferior a esta malha foi coletado e observado em lupa binocular para certificar que o cimento não possuía fragmentos orgânicos. Em algumas amostras a quantidade de cimento é muito pequena, então foram separados grãos de quartzo contendo uma fina capa de cimento e levado para análise. Este procedimento foi aplicado para amostras de eolianito do depósito Lagoinha, entretanto a quantidade de material necessário apresentava uma alta taxa de impureza visto que apenas uma fina película adere ao grão sendo preciso quase 1g de amostra para que seja produzido um rendimento mínimo para leitura no espectrômetro. Dado o grau de dificuldade do procedimento com as amostras de eolianitos serão estudadas em etapa de trabalho posterior.

De cada amostra coletada, foi pesado de 20 a 50mg do cimento carbonático e levado para reagir em tubo em vácuo contendo 5ml de ácido ortofosfórico a 100%, na temperatura de 25°C (Figura 2.2a). De acordo com a seguinte reação:



O tempo de reação das amostras é de aproximadamente 12 horas por se tratar de material contendo teores de CaCO_3 . O gás CO_2 produzido é extraído, depois limpo por processo de criogenia na linha de extração de carbonatos (Figura 2.2b) e levado para determinação das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em espectrômetro de massa SIRA II da VG ISOTECH (Figura 2.2.c) no Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE.

Os resultados foram tabelados e, analisados, as interpretações serão discutidas a seguir. Para melhor caracterização dos resultados foram confeccionados gráficos e perfis com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, para temperatura e salinidade, que foram calculadas com intuito de inferir sobre a precipitação do cimento e das condições ambientais.

(a)



(b)



(c)



Figura 2.2a) Amostra de cimento carbonático em vácuo a uma temperatura de 25°C; (b) Linha de extração de carbonato; (c) espectrômetro de massa SIRA II da VG ISOTECH do LABISE-UFPE.

2.3.2. Isótopos Estáveis no estudo de cimento carbonático

Considerando que o carbonato é precipitado em equilíbrio com as condições ambientais, Craig (1961) definiu que os sedimentos carbonáticos depositados a partir de bicarbonatos oceânicos em equilíbrio isotópico com o CO₂ atmosférico exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ similares ao padrão (~ 0). Os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ são correlacionados ao ambiente marinho enquanto valores negativos são associados a ambiente continental (Clayton e Degens, 1959; Keith e Weber, 1964).

Utilizando os valores de $\delta^{18}\text{O}$, Urey (1947) desenvolveu uma equação termométrica para calcular a paleotemperatura. Esta equação foi posteriormente aperfeiçoada por Epstein et al. (1951, 1953) e Urey et al. (1965) e é dada pela seguinte fórmula:

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = 16,5 - 4,3(\delta\text{c} - \delta\text{w}) + 0,14(\delta\text{c} - \delta\text{w})$$

Estes pesquisadores (acima citados) perceberam que existe uma estreita relação entre a temperatura durante a precipitação do carbonato de cálcio, a razão isotópica da água do mar e a razão isotópica do material precipitado.

O valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ normalmente reflete o comportamento de equilíbrio da água do mar, sendo função direta da temperatura e composição isotópica da água. Então o cimento será precipitado em condições do equilíbrio e refletirá essencialmente a composição e temperatura da água envolvida no sistema (Bathurst, 1986; Holail e Rashed 1992, Faure, 1986).

Além da temperatura, outros fatores podem alterar significativamente o comportamento do Oxigênio, são eles: salinidade, efeito vital e glacial (Faure, 1986). A salinidade interfere diretamente na composição isotópica da água, visto que em mar aberto, onde esta é aproximadamente constante, as variações de oxigênio e carbono são mínimas. Enquanto em áreas onde ocorre mistura de águas como desembocaduras de rios ou locais com altas taxas de evaporação, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ pode ser alterado fortemente. Em mares onde são registradas altas taxas de salinidade (50‰), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre +3 e +5‰. Todavia, quando a salinidade mantém um valor constante, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ pode ser tomado como indicador de temperatura em que o carbonato foi precipitado (McCrea 1950, Epstein e Mayeda 1953, Emiliani 1966; Milliman, 1974 e outros).

A equação para calcular a salinidade em função de $\delta^{18}\text{O}$ foi proposta por Epstein e Mayeda (1953) e posteriormente modificada por Craig e Gordon (1965) e é dada pela seguinte notação:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.46S - 15.884,$$

onde a salinidade é dada em permil (‰). Assim, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ aumenta com o aumento da salinidade e se mantém baixo em água doce. Consequentemente, esta relação reforça a premissa de correlação entre o comportamento do isótopo de oxigênio e as variações ambientais.

A determinação de uma variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no cimento carbonático poderá ser interpretado como registro dos eventos posteriores a precipitação do cimento. As alterações na composição isotópica do oxigênio registrada com a diminuição do valor de $\delta^{18}\text{O}$ seriam provenientes das trocas com as águas continentais em ambiente vadoso, freático ou meteórico. O valor isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na calcita depende da composição da água e da temperatura em que a mesma se desenvolveu, visto que o fracionamento entre a calcita e água é relativamente baixo para o carbono e alto para o oxigênio. Assim o valor do oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ poderá ser tomado como indicador de temperatura, enquanto o carbono ($\delta^{13}\text{C}$), indicador do ambiente em que se processou a deposição do cimento (Bathurst 1986, Emrich et al. 1950, Urey 1947 e outros).

Kauffman et al. (1991) afirmaram que a melhor forma de verificar o grau de alteração das amostras de idade pré-cambriana, é dada pela correlação entre de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, através de gráfico cartesiano. Aplicando a premissa para as amostras de cimento carbonático nas rochas de idade holocênica, deve ser verificada a intensidade das alterações pós-deposicionais decorrentes da percolação de fluidos de composição diferente dos reinantes no momento da precipitação do cimento.

2.3.3. Catodoluminescencia:

Características gerais e aplicação

De acordo com Miller (1988), a luminescência é uma emissão suave a partir de um sólido em resposta ao bombardeamento por elétrons (por exemplo, a luminescência do fósforo em um tubo de televisão). Este termo também é empregado na categoria fluorescência. Segundo Lewis e McConchie (1993) a aplicação da catodoluminescência é limitada por ser fundamental o entendimento das causas e implicações do fenômeno nos minerais. Sua principal utilização em estudos sedimentológicos é a identificação dos minerais quando a rocha tem a granulação muito fina, por exemplo, em feldspato; ou em estudos diagenéticos e geoquímicos para determinar o crescimento do cimento ou diferenciar os elementos traço (p.ex. Fe, Mn) em calcita. No estudo em questão, a aplicação da técnica auxiliou na diferenciação da composição do cimento em alguns depósitos ao longo da costa, visando uma correlação com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos depósitos de beachrocks.

Segundo Machel (1985 apud Witkowski et al. 2000) a luminescência do carbonato é controlada pela abundancia relativa do Fe^{2+} e Mn^{2+} na estrutura cristalina. Através da CL se pode observar a zonação do crescimento e setor de zonação no cimento. Entende-se por catodoluminescência a emissão de luz visível pelo mineral quando bombardeado por feixe de elétrons em canhão de vácuo (Miller, 1988 apud Witkowski et al. 2000).

As cores catodoluminescentes dependem amplamente do elemento traço ou detecção responsável pela emissão e pelo mineral hospedeiro. Esses elementos são convencionalmente subdivididos em ativadores (activators), sensibilizadores (sensitizers) e apagadores (quenchers) Os ativadores são elementos que promovem a luminescência ativa; os sensibilizadores são capazes de absorver parte da energia de excitação e transmitir parte ou toda para os ativadores; e os apagadores absorvem a maior parte da energia de excitação, passam a energia de transmissão sem emitir radiação.

Segundo Matter e Ramseyer (1985) a calcita tem como ativador o Mn^{2+} e como inibidor o Fe^{2+} . Na calcita com baixo teor de Mg a cor catodoluminescente é laranja-amaralado, enquanto para a calcita com alto teor de Mg é o vermelho.

De acordo com Marshall (1988) nos cristais de calcita as colorações típicas são: amarelo brilhante, laranja-avermelhado a vermelho, ativados pela alta concentração de Mn^{2+} . Habermann et al. (1988) mostrou que a ativação de Mn^{2+} ocorre em concentrações menores que 1ppm e é visível com uma concentração superior a 10ppm quando usualmente a coloração violeta é apenas perceptível. Normalmente, a CL vermelha é ausente em calcita secundária formada sob condições de oxidação e pode ser inibida pelo Fe^{2+} .

A luminescência em rochas sedimentares carbonáticas comumente é ativada pela presença de Mn^{2+} na estrutura cristalina do carbonato e inibida pelo Fe^{2+} (Hemming et al. 1989 apud Kha et al. (1999). Normalmente tanto Fe como Mn são comumente adicionados aos carbonatos sedimentares em condições diagenéticas meteóricas ou profundas, portanto a CL pode estimar qualitativamente a alteração diagenética. Entretanto, Kha et al. (1999) adverte que CL deve ser utilizada com cautela na reconstrução das evoluções diagenéticas, visto que a luminescência dull (escura) pode ser resultado do baixo teor em Fe (Marshall 1992; Savard et al. 1995), mas pode não revelar precisamente as alterações diagenéticas (Rush e Chafetz, 1990).

Para analisar o cimento por CL, as amostras foram enviadas para o laboratório IGC da USP sob coordenação do Prof. Ian McReath, os procedimentos empregados para realização das análises estão descritos a seguir segundo as observações recebidas do laboratório:

Para realização da análise por CL foram requisitados tabletes de rocha devido à tendência a decomposição dos minerais carbonáticos pelo efeito de aquecimento e consequentemente destruição da seção delgada quando aplicado um feixe de potencia acima de $1.0\mu A.mm^{-2}$ durante um tempo de mais de 10 segundos. Os tabletes têm grande capacidade de aquecimento e longo tempo de exposição pode ser aplicado em altas potências.

Na análise dos tabletes de *beachrocks*, o equipamento utilizado é do tipo Luminoscópio Nuclide Corporation ELM-3R acoplado a um estereomicroscópio Olympus zoom. As observações testes foram feitas usando 7.5kV/0.5mA (baixa potência) e 15 kV/1 mA para voltagem de excitação e correntes, e feixe desfocados que cobriam áreas elipsoidais em torno de 2.5 a 3 cm e 1.5 a 2 cm, correspondendo ao feixe de força de ~ 1.3 e $\wedge 3.3 \mu A. mm^{-2}$, respectivamente. Em baixa potencia de excitação o parâmetro de iluminação é escuro (dull), e em alta potencia é claro (whiter). A emissão catodoluminescente foi mais intensa em alta potencia com focalização pontual, mas as cores foram pouco afetadas. Muitas observações foram realizadas com grande focalização com feixe de 0.25 cm x 0.75

cm ($\sim 53 \mu\text{A. mm}^{-2}$) a 1 cm x 1.5 cm ($6.7 \mu\text{A. mm}^{-2}$) para conferir a intensidade e persistência da CL.

As Figuras convencionais foram tiradas usando uma câmera Pentax MX-50 com lente de distancia focal de 100 mm COSINA e lentes macro complementares, montado para copiar com mecanismo de focalização rack-and-pinion. A distancia de focalização foi aproximadamente 15 cm, para cobrir uma área de 3x3 cm em quase todos os tabletes. As imagens foram feitas com o eixo maior do tablete de rocha e mais feixe mais desfocado paralelo em cada amostra, e ainda com feixe mais focado em alto ângulo com o eixo da amostra. O filme utilizado foi SUPERIA ASA 400. As exposições usando o automático para macrofotografia, e manual para adquirir uma exposição de 0.5 a 1.0 EV. A revelação seguiu o padrão comercial em equipamento automático KODAK e impressos em HP Deskjet 820Cxi.

Em fase posterior foram analisadas algumas seções delgadas no Laboratório de Catodoluminescência do DGEO-UFPE, visando identificar as relações entre o cimento, o arcabouço e porosidade.

Essas observações adicionais foram incorporadas ao texto final.

Capítulo 3

Sinopse Bibliográfica

3.1 Introdução

Este capítulo versa sobre as características mais expressivas abordadas na literatura, com intuito de fundamentar o conhecimento que será aplicado na área de estudo. O capítulo foi compartimentado em dois tópicos: o primeiro traz as considerações globais sobre os depósitos com as inúmeras discussões sobre seu significado na paisagem atual; enquanto o segundo aborda as pesquisas realizadas no nordeste brasileiro. Optou-se por diferenciar as características entre os trabalhos desenvolvidos no Brasil para que sejam colocados o estado evolutivo do conhecimento e os argumentos que correlacionam à presença dos depósitos de *beachrocks* aos eventos de variação do nível do mar.

3.2 Beachrocks: Indicador paleo-ambiental e/ou de nível do mar.

Os estudos sobre a variação do nível do mar se confundem com as abordagens aplicadas às diversas feições que ocorrem na faixa litorânea ao redor do mundo. Normalmente os elementos identificados são descritos como marcadores de eventos transgressivos, visto que essas feições são detectáveis nas porções emersas das bordas continentais. Enquanto as feições correlatas aos eventos regressivos, necessitam de equipamentos e pesquisas arrojadas, visto que muitas vezes são mascaradas pelas rápidas mudanças na dinâmica marinha.

Os *beachrocks*, depósitos comuns em regiões de clima tropical e subtropical, apresentam-se como forte indicador dessas variações ambientais durante o Neógeno (se aplica aqui o termo no sentido de Gradstein *et al.* 2004).

A denominação do termo *beachrocks* é atribuída a Russel (1962), para as rochas de praia cimentadas por carbonato de cálcio. Considerou que o processo de formação do mesmo ocorre a partir de área fonte instalada nas proximidades da zona de praia, onde a água doce subterrânea retiraria o carbonato de cálcio que seria carregado até o ambiente praias e em condições de temperatura alta, resultaria na precipitação do cimento através da evaporação.

Swift (1974 apud Chaves 2000) atribuiu a formação dos corpos rochosos cimentados por carbonato de cálcio ao cinturão climático entre as latitudes 35°N e 35°S.

O tempo de precipitação do cimento para formação dos *beachrocks* motivou muitas pesquisas, dentre as quais, Russel (1959 apud Hopley, 1986) mostrou que é necessário algumas centenas de anos para formação do depósito de *beachrocks*. Posteriormente Frankel (1968) diminuiu o tempo de formação do beachrock baseado na observação de objetos da 2ª Guerra nos afloramentos.

Hopley (1986) relacionou *beachrocks* com nível do mar fundamentado na cimentação do material de natureza arenosa na zona de intermaré. Reconheceu ainda que um dos grandes problemas consiste na datação do material orgânico imerso na matriz (idade máxima) e o período de precipitação do cimento (idade mínima).

A normatização das premissas sobre processos de formação dos depósitos de *beachrocks*, associa a taxa de cimentação à quantidade de CaCO_3 existente no ambiente. As muitas idéias sobre os mecanismos de precipitação do cimento foram lançadas, e as mais aceitas são:

(1) evaporação da água intersticial em clima árido (Ginsburg, 1953; Kaye, 1959; Russell, 1962);

(2) mistura das águas marinhas e continentais (Emery e Cox, 1956; Schmalz (1971); Moore, 1973);

(3) perda de CO_2 (Hanor, 1978);

(4) precipitação direta a partir da água do mar (Holail e Rashed 1992).

A origem orgânica da precipitação do cimento também foi defendida, e Cloud (1952) sugeriu que através do estímulo da atividade bioquímica das algas azuis a areia de praia superficial poderia ser cimentada; enquanto Randon (1955) considerou que a ação bacteriana da matéria orgânica poderia provocar a deposição do CaCO_3 amorfo entre os grãos de areia.

Dentre os vários trabalhos analisados observa-se o conflito tanto nas idéias, como nos argumentos justificados. Mas mesmo assim, muitas pesquisas foram fundamentadas nesses mecanismos e descrito os depósitos de *beachrocks* ao redor do mundo: p.ex. Alexandria (El-Sayed 1988), África do Sul (Seisser, 1974; Cooper 1991), Austrália (Hopley 1986), Barbados (Allan e Matthews 1977), Bahamas (Scoffin, 1970), Golfo Pérsico (Grott, 1969), Israel (Magaritz 1979), Mediterrâneo e Mar Vermelho (Holail e Rashed, 1992), e outros.

Por fim, em relação ao ambiente de formação, durante muito tempo as condições de clima árido em ambiente tropical e subtropical satisfizeram os modelos publicados. Entretanto, no final dos anos 80, pesquisas registrando a formação de depósitos de *beachrocks* em clima temperado passaram a mudar os conceitos vigentes e novas discussões sobre os mecanismos de precipitação do cimento conduziram pesquisas (p.ex.

Escócia, Kneale e Viles 2000; Irlanda, Gaulin 1984; Sellwood 1995) evidenciando que muito ainda necessita ser investigado.

3.3 *Beachrocks no Nordeste do Brasil*

Por representar uma significativa feição na planície costeira, os *beachrocks*, apresentam muitas questões que conduzem importantes pesquisas; na costa brasileira essas pesquisas são relativamente recentes.

O primeiro registro sobre os recifes data do século XIX com Darwin (1842 apud Gomes *et al.* 1981); este estudo serviu de base para as investigações subseqüentes. Abordando os aspectos descritivos desses depósitos, Branner (1904), apresentou uma descrição detalhada sobre os recifes existentes desde o litoral do Ceará até a cidade de Porto Seguro no litoral da Bahia. Depois do trabalho de Branner (1904), pouco foi escrito sobre as ocorrências no Nordeste.

Entre os anos de 1950 e 1990 os trabalhos publicados versavam sobre as características descritivas dos depósitos que conduziram a proposição de algumas hipóteses sobre a origem desses depósitos tão comuns na faixa costeira de regiões de clima tropical e subtropical. A partir de 1990, os trabalhos passaram a abordar os elementos correlatos à variação do nível do mar, e devido à aplicação de técnicas analíticas mais refinadas, muito sobre os indicadores morfológicos, em especial os *beachrocks*, passaram a ser publicados.

Trabalhos recentes têm permitido um melhor conhecimento da curva de variação do nível do mar no Nordeste do Brasil, reforçando a idéia de correlação dos depósitos de *beachrocks* com a dinâmica costeira.

3.3.1 *Características faciológicas e ambiente de formação do cimento*

A origem dos depósitos de *beachrocks* está intimamente ligada aos mecanismos que controlam a precipitação do cimento e, por conseguinte, com seu ambiente de formação. Analisando os estudos realizados por diversos autores se reconhece as hipóteses que norteiam a deposição, bem como quais fatores são mais favoráveis à sua gênese. Algumas correntes ainda divergem quanto à origem do cimento, se por precipitação a partir de agentes orgânicos ou inorgânicos.

Darwin (1841 apud Oliveira, 1978) se referiu aos arenitos calcíferos com fragmentos de concha e raros seixos, alinhados paralelo à linha de costa; este autor condicionou a origem de todos os recifes aos corais, mas descreveu uma ocorrência de arenito aflorando na costa na Cidade do Recife.

Branner (1904) condicionou a formação dessa rocha a dissolução do carbonato de cálcio encontrado nas camadas arenosas superiores e precipitação em níveis inferiores,

tendo como agente condutor à água da chuva, ou ainda que, devido à passagem das águas continentais por regiões calcárias, haveria a dissolução do carbonato que seria precipitado logo que encontrasse as águas marinhas na faixa litorânea. Atribuem assim às praias cimentadas por carbonato de cálcio ao ambiente de formação desses depósitos.

Uma contribuição significativa decorre de Andrade (1955) que considerou os recifes como sendo offshore bars (barras submarinas) consolidadas. Esse autor propôs que para haver a cimentação seria necessária, a presença da coluna d'água e que os depósitos tenham sofrido períodos de exposição.

Todavia, Ottman (1960) comparando a quantidade de matéria orgânica existente nos recifes e nas praias, afirmou que os recifes representavam antigas zonas de praia submarina consolidadas por carbonato de cálcio biogênico (algas e conchas) ou pela dissolução de fragmentos orgânicos, como algas *Halimeda*, a uma profundidade de 1 a 2m.

Nesse mesmo sentido, Mabesoone (1964), após analisar as características sedimentológicas de amostras recifes de arenito na zona costeira do Recife, inferiu como ambiente de formação dessas rochas as areias submarinas (*offshore sands*) e não os sedimentos praias ou de pós-praia. Essa autora baseia-se no Modelo de Russel (1962) para explicar que a litificação ocorre a partir do contato das águas do lençol freático com a água salgada, dissolvendo o carbonato das areias e precipitando sob a forma de calcita.

Mendonça (1966) realizou o estudo dos organismos marinhos encontrados no recife de arenito na praia de Tibau (limite entre o Rio Grande do Norte e o Ceará). Esse autor comparou os exemplares encontrados no depósito com os existentes na praia atual e apontou perfeita identidade entre ambas, atribuindo o período recente à deposição dos organismos.

Morais (1970) em seu estudo sobre as ocorrências rochosas na praia do Meireles (Fortaleza-CE) descreveu um arenito calcífero de praia com formato tipo franja, cimentado por calcita microcristalina e associou a formação desses depósitos à proximidade do lençol freático, corroborando com a proposição de Russel (1962).

Bigarella (1975) estudou as estruturas sedimentares dos *beachrocks* e reforçou as idéias de Ottmann (1960) e Mabesoone (1964) para a origem dos depósitos na zona de antepraia. Esse autor considerou o termo *beachrock* (arenito de praia) impróprio, propondo o termo *reef sandstone* (recife de arenito).

Oliveira (1978), investigando os afloramentos na zona litorânea de Natal (RN) reportou as semelhanças desses com os sedimentos das praias atuais, e propôs que se tratava de rocha quartzosa, cimentada por calcita microspática, depositada em ambiente de inframaré.

Coutinho e Farias (1979) investigaram a natureza do cimento nos recifes de arenito na costa pernambucana e apontaram como ambiente de formação a zona de inframaré

superior, onde a água do mar e não a água proveniente do lençol freático é o principal agente que favorece a precipitação do cimento carbonático.

Oliveira *et al.* (1990) investigaram as ocorrências de *beachrock* em Natal e em Barra de Cunhaú, litoral sul do Rio Grande do Norte, identificando duas linhas de *beachrocks*. As estruturas encontradas posicionam a formação dos depósitos desde a parte superior da pós-praia (*backshore*) até o inferior do estirâncio (*foreshore*). Identificaram cinco estágios diagenéticos para formação dos depósitos.

Assis (1990) e Assis *et al.* (1990) cartografaram três linhas de *beachrocks* posicionados paralelamente à linha de costa, mas em distâncias diferentes no litoral sul de Pernambuco. Baseando-se em critérios sedimentológicos e químicos, identificaram três tipos de cimento nos depósitos: envelope micrítico, franja acicular e criptocristalino intergranular. Os autores advogam que as variações no tipo de cimento são a resposta às mudanças no ambiente de formação, onde os cimentos micrítico e franja acicular teriam se formado em ambiente inframaré superior a intermaré inferior associado a um processo transgressivo (essencialmente marinho), enquanto o criptocristalino se formaria em condições de intermaré em evento regressivo (maior influencia da água continental).

Dominguez *et al.* (1990) mapearam as unidades quaternárias do litoral pernambucano com o intuito de estender as correlações sobre a variação do nível do mar na costa leste brasileira. Para os *beachrocks*, esses autores atestaram que alguns depósitos são típicos, e de acordo com as estruturas sedimentares (estratificação cruzada) observada nos afloramento condicionaram sua formação à zona de antepraia.

Maia (1993), estudando o controle tectônico e a evolução da desembocadura do Rio Jaguaribe, limite leste do Ceará, reconheceu um cordão de *beachrocks* ao longo de linha de praia. Este autor inferiu que esse tipo de depósito só se forma em ambiente sob condições específicas para precipitar o cimento, ou seja, com pH superior a 7 e concentração de carbonato superior a 350mg/l. Propôs então, baseado na análise da água do mar e continentais fluviais, que o local mais favorável seria a desembocadura de rios, sugerindo que as rochas estariam situadas ao longo de um antigo canal do Rio Jaguaribe.

Lima Filho *et al.* (1995), ao analisarem os depósitos cenozóicos no litoral ocidental do Rio Grande do Norte, identificaram dois depósitos de *beachrocks*, um posicionado na faixa costeira e outro na porção mais interior do continente. Esses autores verificaram que o nível de *beachrock* exibe registros deposicionais das zonas de *shoreface* (face praial) e *foreshore* (antepraia) e está em contato erosivo com as fácies do sistema praial recente.

Chaves (1996) realizou um estudo de depósitos de *beachrocks* em toda a costa de Pernambuco e identificou que a cimentação dos mesmos ocorre em dois estágios, evidenciados pela textura do cimento (envelope micrítico e franja acicular com preenchimento dos poros por calcita criptocristalina), e dois ambientes de formação: um

marinho freático e outro marinho com mistura com água continental. Inferiu uma deposição em zona de inframaré e deposição do cimento em zona de intermaré associada a eventos transgressivos.

Apoluceno *et al.* (1996), estudando os depósitos na região de Aremembé litoral a norte de Salvador, identificaram três cordões de *beachrocks*. Segundo esses autores os cordões externo e interno apresentam estratificações cruzadas acanaladas, feições indicativas de ambiente de deposição em zona de antepraia (*foreshore*), enquanto o cordão denominado de embainhamento exibe estruturas de face de praia (*shoreface*) ou de zona de intermaré.

Caldas *et al.* (1997), em continuidade aos estudos iniciados por Lima Filho *et al.* (1995) no litoral do Rio Grande do Norte, investigaram os alinhamentos de *beachrocks* como marcadores da tectônica recente. Esses autores reportaram duas direções: uma longitudinal, correspondente à linha de charneira dos afloramentos, e outra transversal, correspondente à dinâmica das ondas.

Bezerra *et al.* (1998) consideraram os *beachrocks* do litoral do Rio Grande do Norte como indicadores de nível de mar em costa de mesomaré. Esses autores diferenciaram duas fácies indicativas do ambiente deposicional desses depósitos: a *fácies a*, depositada nas zonas de antepraia inferior e face de praia superior; e a *fácies b* desenvolvida na parte intermediária da zona de antepraia.

Chaves e Sial (1998) detalharam os estudos realizados por Chaves (1996) e redefiniram as fases de cimentação passando para três estágios: (1) calcífero circundando o grão; (2) micrítico com franja acicular; e (3) calcita criptocristalina. Enfatizaram que o cimento teve aproximadamente 20mol% de $MgCO_3$ e de acordo com valores de razões isotópicas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ admitiram que o cimento foi precipitado em alta pressão de CO_2 , devido à interação de águas saturadas com as não saturadas em ambiente de praia.

No ano seguinte, Chaves *et al.* (1999), a partir da investigação dos testemunhos de *beachrocks* das praias de Suape e Piedade (litoral de Pernambuco), propuseram um modelo diagenético. Esse modelo mostra que a diagênese tem comportamento diferenciado em vários níveis de profundidade, devido à variação da linha de costa, sendo indicativa dos ambientes de formação. Desta forma, quatro estágios foram propostos para a diagênese: (1) cimento aragonítico decorrente do ambiente marinho freático em zona de intermaré; (2) cimento espático raro e disperso, com substituição de aragonita por calcita pobre em Mg, devido ao recuo da linha de costa e contato com água subterrânea e meteórica de ambiente continental; (3) formação de malha micrítica, bem como feições resultantes da diagênese em zona vadosa; e (4) crescimento de aragonita sobre o cimento calcítico ou envelope micrítico, desenvolvidos em ambiente marinho-freático. Essa seqüência mostra um ciclo de regressão e transgressão da linha de costa.

Em continuidade as investigações sobre *beachrocks* no litoral de Pernambuco e dando enfoque aos mecanismos de cimentação, Chaves (2000) caracterizou a formação de um depósito atual na praia de Jaguaribe e identificou três estágios de cimentação: o primeiro um envelope micrítico; o segundo uma franja acicular e o terceiro, criptocristalino intraporo. Essa autora considerou que a cimentação se deu a partir de um ambiente meteórico-vadoso e/ou marinho-freático por meio da perda de CO₂ por evaporação das águas intersticiais.

Recentemente, Valença *et al.* (2002) investigaram as características petrográficas de três ocorrências de *beachrocks* na desembocadura do Rio Potengi, Natal-RN. Segundo esses autores, o cimento observado mostra duas fontes na formação dos *beachrocks*: uma marinha representada por calcita magnesiana e de aragonita, indicada pela textura fibrosa e acicular e outra continental (água doce) cuja calcita espática é evidenciada pela textura isópaca.

Chaves e Sial (2003) estenderam as pesquisas dos depósitos de *beachrocks* até o litoral de Alagoas e obtiveram variações bem maiores para as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Identificaram dois estágios diagenéticos: um marinho freático em zona de intermaré, cuja feição correlata são os nódulos de calcita de alto-Mg e um meteórico freático em zona intersticial com cimento de baixo-Mg. Atribuíram as condições de precipitação a altas temperaturas, evaporação e provavelmente as flutuações nos valores de pH e PCO₂ associados à fotossíntese das algas.

Enquanto Neumann *et al.* 2003 identificaram na porçai sul do litoral Pernambucano na Praia dos Carneiros em Tamandaré uma variação na faciologia dos *beachrocks* denominada de *beachrocks* de *Halimeda*. Esse depósito foi reconhecido em área protegida aos *beachrocks* típicos existentes na área em nível topograficamente inferior. Apresentam uma alternância de arenitos e algas codiaceas *Halimeda*, esses últimos são cimentados por calcita espática.

3.3.2 Caracterização Geoquímica

A caracterização geoquímica dos depósitos de *beachrocks* é representada utilizando-se técnicas de investigação do cimento, que são principalmente difração ou fluorescência de raios-X, análise isotópica, Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e datações radiométricas.

Morais (1970) analisou quimicamente depósitos de *beachrocks* da praia do Meireles em Fortaleza-CE, e obteve os seguintes resultados para o cimento do arenito calcífero (*beachrocks*): CaCO₃ = 24,4%, SiO₂ = 65,6%, MgO = 3,0%, Fe₂O₃ = 0,8%, Na₂O = 0,6% e K₂O = 0,5%.

Oliveira *et al.* (1990), investigando a composição do cimento para caracterizar a história diagenética dos depósitos, obtiveram os seguintes valores para os diferentes tipos

de cimento: envelope micrítico, CaO = 82.7% e MgO = 17.2%; franja isópaca de aragonita fibrosa, CaO = 96.4% e MgO = 3.6%; calcita criptocristalina (micrítica) CaO = 81.3% e MgO = 21.7%. Segundo esses autores os valores expressam as modificações no ambiente de deposição associadas aos ciclos transgressivos e regressivos no litoral do Rio Grande do Norte.

Assis (1990) observou através da Difração de Raios-X que a calcita magnesiana é um mineral presente tanto no cimento acicular quanto no criptocristalino intergranular; entretanto, os teores eram diferenciados nas três linhas de *beachrocks*, onde na primeira linha (próximo à praia) varia de 18 a 20 Mol% de MgCO₃, na segunda (zona de intermaré aflorando em torno de $\frac{1}{3}$ na maré baixa) tem aproximadamente 17 Mol% MgCO₃, por fim a terceira linha (mais externa) tem uma quantidade muito pequena de MgCO₃ de 3 a 4 Mol%. Segundo o autor, a diferença nos teores revela um decréscimo na razão Mg/Ca em direção ao mar aberto.

Os trabalhos desenvolvidos mostram que a aplicação da geoquímica isotópica é uma ferramenta eficaz para investigar a origem dos *beachrocks*. As discussões sempre giram em torno das teorias que condicionam a precipitação do cimento. As premissas envolvidas são as seguintes: uma diz que a fonte do cimento decorreria dos carbonatos dissolvidos na água do mar, enquanto a outra sugere que a água doce levemente carregada em CO₂ e saturada em CaCO₃ causaria a cristalização do cimento. Isso se daria através da evaporação da água intersticial impregnada nas areias.

Campos (1976 apud Flexor e Martin 1978) investigando o comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ em arenitos conchíferos da Ilha de Itaparica (BA), mostrou que os dois mecanismos coexistem. Este autor analisou dois tipos de arenitos conchíferos, o primeiro pouco consolidado e posicionado na porção inferior da pós-praia, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de +1.3‰ PDB. Já o segundo tipo estaria associado a um terraço arenoso marinho contendo na porção superior uma grande quantidade de matéria orgânica; nesse depósito o autor encontrou valores de $\delta^{13}\text{C}$ da ordem de -9.0‰ PDB. Esses resultados levaram o autor a interpretar que o primeiro cimento seria decorrente dos carbonatos dissolvidos na água do mar, enquanto o outro seria de origem continental.

Flexor e Martin (1978) realizaram análise da razão isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em *beachrocks* no litoral a nordeste de Salvador, obtiveram valores variando de + 0.7 a +3.6‰ PDB e propuseram que fonte do cimento seria os carbonatos dissolvidos na água do mar. Eles associaram a cimentação dos depósitos no momento da deposição das areias em fase transgressiva.

No litoral sul de Pernambuco, Assis (1990) aplicou a química de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nos depósitos encontrados entre os Rios Maracaípe e Sirinhaém, e encontrou as seguintes

variações de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente: primeira linha varia de + 2.8 a +3.1‰ PDB e + 0.4 a +0.7‰ PDB; na segunda tem +3.3‰ PDB e +0.6 ‰ PDB; por fim, na terceira linha, o valor encontrado foi de +1.6‰ PDB e -0.1‰ PDB. A autora argumenta que o ambiente enriquecido em ^{13}C é resultado de uma contribuição de CaCO_3 inorgânico, decorrente da precipitação química da água do mar, e que a variação nos valores isotópicos entre as linhas seria influenciada da água doce subterrânea, não saturada em CaCO_3 . Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ evidenciam a taxa de evaporação da água do mar de acordo com a idéia de Epstein e Mayeda (1953), pois quanto maior a evaporação da água do mar mais positivo é o valor de $\delta^{18}\text{O}$, enquanto as águas continentais normalmente são empobrecidas em ^{18}O o que estaria associada ao valor negativo correlacionado à influência da água doce freática.

Posteriormente, Chaves (1996) examinou a razão isotópica de carbono e oxigênio nos *beachrocks* depositados ao longo do litoral pernambucano. Individualizou dois estágios de cimentação, no primeiro um envelope micrítico e no segundo uma franja acicular e preenchimento dos poros por calcita criptocristalina. Caracterizou os teores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -1.35 a +3.52 ‰ PDB e $\delta^{18}\text{O}$ -2.1 a + 0.8‰ PDB e interpretou um ambiente de precipitação variando de misto a marinho raso. A referida autora constatou através do valor de Z (Figura 3.1), proposto por Keith e Weber (1964), um alinhamento no sentido S-N, associado à relação água doce sobre a marinha, onde os menores valores de Z são encontrados na porção norte do estado, próximo a Ilha de Itamaracá, e os maiores valores a sul praia de Tamandaré.

Maia *et al.* (1997) investigaram a composição química do cimento de alguns afloramentos de *beachrocks* na região metropolitana de Fortaleza. Encontraram os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variando respectivamente de + 2.1 a + 3.2 ‰ PDB e -0.4 a 0.41‰ PDB. Associaram estes valores ao ambiente marinho; entretanto esclarecem que estas variações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ decorrem da presença de descargas fluviais, visto que os depósitos desenvolveram-se nas proximidades de rios, que possuem um pH básico, condicionado à dissolução da matéria orgânica dos mangues, que ao entrarem em contato com a água do mar as alterações químicas favoreceriam a precipitação do cimento.

Chaves e Sial (1998) quantificaram, com base em dados isotópicos de oxigênio, as condições de temperatura em que o cimento foi precipitado nos *beachrocks* no litoral de Pernambuco. A partir dos valores isotópicos determinados por Chaves (1996), estimaram temperatura variando de 11.4° a 25.3°. Segundo os autores, essa estimativa corrobora os valores estimados por Manso *et al.* (1995) para a Praia de Boa Viagem.

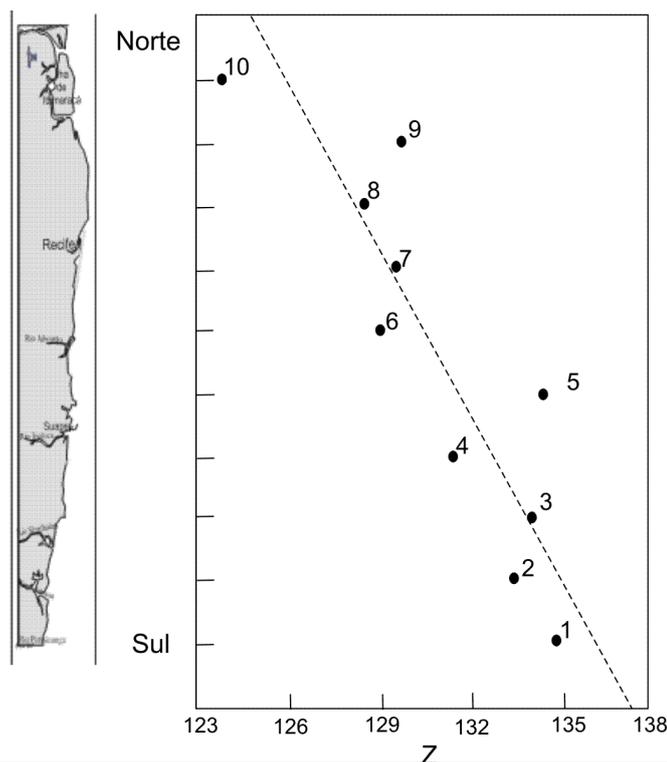


Figura 3.1 Distribuição do valor de Z calculado segundo (Keith e Weber, 1964), evidenciando as condições ambientais correlacionadas à precipitação do cimento na costa pernambucana. (Fonte: Chaves e Sial, 1996).

A partir dos dados petrográficos e isotópicos do cimento, Chaves *et al.* (1999) reconheceram duas fácies diagenéticas denominadas de contemporânea e recente, respectivamente. Na fácies contemporânea, os valores isotópicos encontrados exibem valor médio de $\delta^{13}\text{C} +3.25\text{‰}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O} +0,44\text{‰}_{\text{PDB}}$, tendo como cimento característico a calcita fibrosa associada ao ambiente marinho-freático. Na fácies recente, onde o cimento exhibe feições formadas por calcita pobre em aragonita neomórfica (rara), borda micrita de calcita pobre em Mg, calcita fibrosa aleatória e malha micrítica, decorrentes dos vários ambientes diagenéticos, as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C} +3.28\text{‰}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O} +0,34\text{‰}_{\text{PDB}}$ foram obtidas. Apesar das sutis diferenças entre os valores isotópicos, a evolução diagenética apóia as idéias de regressão e transgressão da linha de costa no litoral de Pernambuco.

Chaves (2000) verificou que nas proximidades da Ilha de Itamaracá-Pernambuco as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são mais empobrecidas do que no restante do litoral (Figura 3.2). Observou também que a salinidade exhibe um *trend* positivo, possivelmente refletindo o enriquecimento da água em ^{18}O a partir da evaporação. Mostrou também que os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ correlacionam-se à contribuição biogênica e/ou matéria orgânica, enquanto os valores positivos corresponderiam a um carbonato de origem marinha.

No litoral de Alagoas, Chaves e Sial (2003) encontraram uma variação bem maior para as razões isotópicas em *beachrocks* na zona de intermaré do que a registrada no litoral de Pernambuco. No ambiente marinho freático, o teor de $\delta^{13}\text{C}+3.0\text{‰}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}-0,1\text{‰}_{\text{PDB}}$, enquanto para o ambiente meteórico freático os valores obtidos foram $\delta^{13}\text{C} -2.5\text{‰}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}-5.0\text{‰}_{\text{PDB}}$.

3.3.3 Idade dos depósitos

Durante algum tempo os marcadores geocronológicos dos depósitos de *beachrocks* baseavam-se no arranjo morfológico e nas correlações com outros depósitos na linha de costa associados aos seus constituintes biológicos ou a feições erosivas. O posicionamento temporal do depósito era aproximado, mas a partir do desenvolvimento de técnicas de datação (p.ex. ^{14}C), a idade dos depósitos foi atribuída ao recente (<10Ka), mais precisamente ao Quaternário, este fato favoreceu a construção das curvas de variação do nível do mar mais precisas.

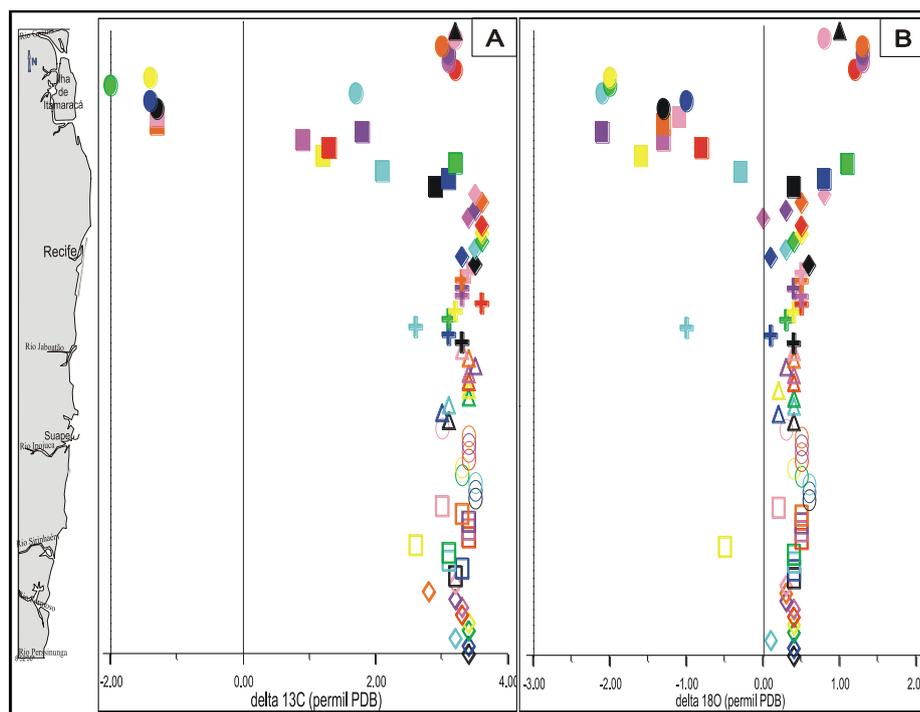


Figura 3.2. Comportamento isotópico investigado por Chaves (2000) para os *beachrocks* do litoral de Pernambuco. (A) Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ analisados a partir do cimento dos *beachrocks*; (B) Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ analisados a partir do cimento dos *beachrocks*.

Para os depósitos de *beachrocks* do Nordeste brasileiro a primeira tentativa de correlação com o nível do mar foi proposta por Andrade (1955) que atribuiu a formação dos recifes a paradas temporárias durante um período geral de transgressão, sem indicar

qualquer idade, ou mais precisamente a pequenos ciclos de regressão intercalados o período de transgressão.

Tricart (1959) atribuiu ao *Período Dunkerquiano* a idade dos recifes de arenito no litoral de Salvador, quando o mar poderia estar 0,5 a 1m acima do nível atual. Entretanto Sheppard (1960 apud Morais 1968) não confirmou a elevação do nível do mar durante esse período, não aceitando assim as idéias de Tricart (1959).

Ottmann (1960), discordando das idéias vigentes, atribuiu a origem dos depósitos às fases de regressão, ou a períodos estacionários temporários durante o Quaternário. Este autor se baseou no reconhecimento, na praia de Tamandaré-Pernambuco, de linhas mais novas em níveis mais baixos do mar atual.

Mabesoone (1964) considerou evidente que os *beachrocks* têm idade recente, pois encontrou artefatos (tijolos) incrustados nos depósitos da praia de Olinda. Com isso, atribui que os mesmos são gerados a partir da subida do nível do mar, tendo assim uma idade holocênica. Contudo, reconheceu que em alguns locais (p.ex. os depósitos de recife de Natal-RN) existem depósitos posicionados bem acima da linha de praia atual e, para esses depósitos, propôs um evento transgressivo de idade Pleistocênica.

Com base nos demais trabalhos realizados no Nordeste, Morais (1970) atribuiu uma idade recente para os depósitos de *beachrocks* depositados na praia do Meireles, Fortaleza-CE, associados a última subida oceânica durante o Holoceno.

Com a datação dos depósitos pelo método ^{14}C , utilizando conchas de organismos incrustadas nos sedimentos, a idade dos depósitos passou a ser mais exata tornando mais eficiente às correlações com a variação do nível do mar.

No litoral de Pernambuco, Van Andel e Laborel (1964 apud Dominguez *et al.* 1990) dataram conchas encontradas nos bancos de arenito e obtiveram uma idade de 1.190 ± 130 anos A.P. e propuseram que o nível do mar nesse período estava $+ 1,6 (\pm 0,5\text{m})$ acima do atual.

Datações realizadas nos depósitos em Pernambuco por Delibrias e Laborel (1971 apud Dominguez *et al.* 1990) indicaram uma idade dos depósitos de 5.900 ± 300 anos A.P. para o posicionamento do nível do mar a $+ 1.0 \pm 1$ m acima do atual.

Investigando dois depósitos de arenito na ilha de Itaparica-BA, Campos (1976 apud Flexor e Martin 1978) obteve para o nível situado na zona de praia superior a idade de 130 ± 90 anos, enquanto para o segundo nível, mais continental, a idade do cimento estimada foi 515 ± 115 anos A.P. O nível mais antigo está em terraço arenoso e exhibe feições de precipitação do cimento em ambiente continental, enquanto que no mais recente, de aspecto mais inconsolidado, as características do cimento são indicativas de ambiente marinho.

Investigando os depósitos no litoral de Salvador, Flexor e Martin (1978) realizaram várias datações pelo método ^{14}C no cimento e nos organismos dos depósitos de *beachrocks*. Entretanto, os dados gerados exibiam grandes disparidades entre as idades para o cimento (tabela 3.1). Esses autores não sabiam se os valores representavam uma cimentação ocorrida de forma rápida ou se ocorreu um longo período de cimentação. As dispersões dos dados do cimento inviabilizaram seu uso devido à incerteza de seu significado.

Tabela 3.1: Idades dos arenitos das praias de região de Salvador-Ba de acordo com Flexor e Martin (1978).

Nº amostra	Local	Idade ^{14}C da deposição (anos B.P.)	Idade ^{14}C do cimento (anos B.P.)	Razão Isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ PDB
B 173	Hotel Meridien	6880 ± 120	2335 ± 125	+ 3,41
B 135	Rio Vermelho	6610 ± 180	4890 ± 145	+ 3,58
B 132	Arembepe 1	6515 ± 130	3240 ± 130	+ 2,88
B 134	Arembepe 2	5940 ± 150	2075 ± 120	+ 3,56

Bittencourt *et al.* (1978) estudaram os três cordões de arenito na praia de Arembepe-BA e obtiveram as seguintes idades: o cordão externo foi depositado entre 7.310 ± 185 e 6.515 ± 130 A.P., onde o mar estaria 2.0 ± 0.5 m acima do nível atual; o cordão interno teria sido depositado há 3.780 ± 130 A.P., quando as características seriam próximas do atual 0 ± 0.5 m; e os arenitos de embainhamento seriam mais novos, que 2.605 ± 135 A.P. em condições de mar atual.

Oliveira (1978) baseou-se na presença de fragmentos de conchas de bivalves para inferir uma idade Holocênica para os recifes na faixa costeira de Natal.

Oliveira *et al.* (1990), a partir de estudos petrográficos fizeram inferências quanto aos períodos de deposição do cimento tomando por base a curva de Variação do Nível do Mar proposta por Suguio *et al.* (1985). Segundo esses autores, o estágio I teria ocorrido há 4.700 anos A.P. com o nível do mar 2.6 m acima do atual, quando teria depositado um envelope micrítico em ambiente marinho freático; no estágio II um rebaixamento teria ocorrido entre 4.250 a 3.900 anos A.P., gerando uma franja isópaca em ambiente freático continental; estágio III, entre 3.900 e 3.500 anos A.P., quando teria sido gerada calcita criptocristalina em ambiente freático marinho; estágio IV, de 3.500 a 2.700 anos A.P., com precipitação de calcita microespática em zona freática continental de água doce; e por fim o estágio V, correspondente ao estágio atual, mais novo que 2.400 anos A.P., representaria um ciclo regressivo, cuja feição observada foi a dissolução do cimento em ambiente marinho freático.

Dominguez *et al.* (1990) obtiveram idades de 4.830 ± 210 e 6200 ± 250 anos A.P. respectivamente para amostras de *beachrocks* das praias de Boa Viagem e Piedade (PE),

posicionando estes depósitos no Holoceno. As posições dos níveis do mar para as idades obtidas são > 0.60 e > 0.50m acima do nível atual.

Bezerra *et al.* (1998) investigaram os vários depósitos costeiros no litoral do Rio Grande do Norte, visando caracterizar o posicionamento na paisagem litorânea. Encontraram uma variação de idades de 7.000 a 1.150 anos A.P. Contudo, reconheceram a dificuldade na correlação entre os registros devido a várias oscilações climáticas de menor intensidade.

E definiram baseados na curva proposta por Peltier (1997) (Figura 3.3) que a grande transgressão do nível do mar ocorrida há 7.000 anos A.P. teria atingido valores máximos de +5.0 m acima do atual e que em 5.000 anos A.P., teria iniciado uma regressão que atingiria o nível atual 300 anos depois.

No litoral cearense apesar dos vários depósitos evidenciarem as variações relativas do nível do mar no Quaternário (Andrade, 1986; Carvalho e Maia, 1990; Meireles, 1991; Morais e Meireles 1992), são poucas as datações realizadas nos depósitos de *beachrocks* até o momento.

Carvalho (2003) realizou datação pelo método do ^{14}C em rocha total em *beachrocks* posicionados 2.6 m acima do nível médio da maré baixa de sizígia nas proximidades da foz do Rio Curú. Esta datação apresentou para a unidade uma idade de 3.360 ± 80 anos A.P. Comparando esse dado com os dados da literatura (Dominguez *et al.* 1990), nesse período na costa de Pernambuco o mar estaria em torno de 2.6 ± 0.5 m acima do nível atual.

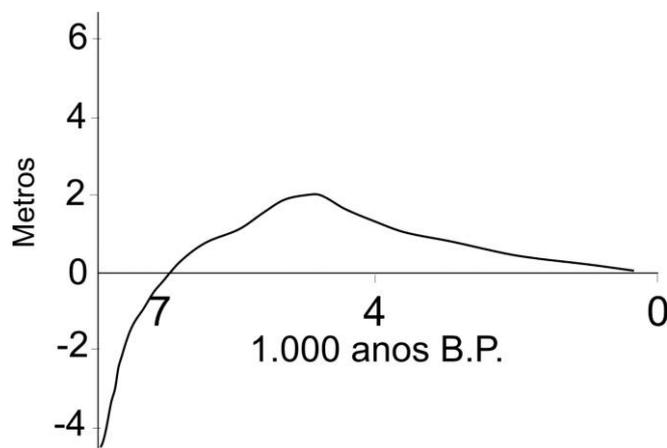


Figura 3.3. Curva de variação do Nível do Mar no Holoceno para a região de Touros RN proposta por Peltier apud Bezerra *et al.* 1998).

Capítulo 4

***Beachrocks* no litoral do Ceará**

4.1. Caracterização dos depósitos de beachrocks na área de estudo

Os afloramentos de *beachrocks* genericamente se apresentam como cordões descontínuos com afloramentos posicionados na zona de intermaré. Sua composição mineralógica guarda uma íntima relação com as unidades geológicas que lhes serviram de área fonte (rochas do embasamento cristalino, vulcânicas alcalinas, a Formação Barreiras e dunas).

As feições sedimentares identificadas refletem ambientes geradores. De acordo com os elementos investigados parecem receber grande influência tanto dos sedimentos transportados pelas correntes litorâneas, depositados na faixa de praia, como pelas unidades geológicas nas proximidades da zona litorânea. Em alguns locais os *beachrocks* apresentam uma altura de até 1 m. Possuem forma alongada com extensão de poucos metros até alguns quilômetros. Sua largura oscila entre 50 cm até quase 100 m apresentando aspecto tabular limitado por estruturas erosivas posicionadas no nível médio do mar.

Geralmente os *beachrocks* mergulham suavemente em direção ao mar, concordante muitas vezes com a inclinação da praia, normalmente inferior a 10°. Em geral estão localizados nas imediações das desembocaduras dos cursos d'água. Devido ao posicionamento na foz dos rios, Maia (1993) investigou a desembocadura do Rio Jaguaribe-CE e correlacionou a formação dos *beachrocks* às condições específicas decorrentes da interação dos ambientes fluvial e marinho, observadas nas desembocaduras. Propôs que a existência de afloramentos onde não ocorre na desembocadura registro de paleocanais, evidenciando assim a migração dos rios na faixa costeira em decorrência da flutuação do nível do mar.

Outro argumento que reforça a necessidade do estudo dessas unidades é que devido ao seu posicionamento no período Quaternário tornam-se excelentes marcadores das evidências da tectônica recente.

4.2. Arcabouço dos afloramentos da Costa Oeste

Beachrock Lagoinha

A Praia de Lagoinha está situada no extremo oeste da área estudada, distando aproximadamente 128 km de Fortaleza (Figura 4.1). As unidades cenozóicas aflorantes são representadas pelos sedimentos terciários da Formação Barreiras e quaternários subdivididos em litificados (*beachrocks* e eolianitos) e inconsolidados (paleodunas, dunas recentes e sedimentos praiais).



Figura 4. 1 Imagem do litoral de Lagoinha. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br

O depósito da **Fm Barreiras** (Figura 4.2), depositado nas proximidades da vila de pescadores, caracteriza-se por sedimentos fluviais variando de inconsolidados a pouco consolidados, instalados a retaguarda dos depósitos praiais. Possui uma suave inclinação em direção ao mar apresentando por vezes dezenas de metros de altura (falésias), freqüentemente retrabalhados pela dinâmica costeira. Em seu topo foram observados níveis cascalhosos, dispostos discordantemente. Ao longo dos afloramentos da Formação Barreiras um expressivo fraturamento nas seguintes direções: N25°, N45°, N50°, N30°, N80°, N55°, N70°, N15°, N90°. Esses afloramentos apresentam-se como falésias ou como bancos instalados ao nível do mar. Na faixa de praia, aflora um cascalho de aspecto brechóide, de coloração avermelhada caracterizado por granulação grossa com seixos e calhaus de feldspato, quartzo e fragmento de rocha dispostos de forma caótica na matriz. Estes depósitos preenchem canais escavados sobre os sedimentos da Formação Barreiras.

Castro *et al.* (2001) realizaram um levantamento geofísico utilizando o *Ground Penetrating Radar* (GPR) GSSI modelo SIR-2000 para caracterizar a arquitetura dos depósitos de idade cenozóica na praia de Lagoinha. Uma das áreas-alvo foi o cordão de dunas posicionado sobre os depósitos da Fm Barreiras (Figura 4.3).

Para tal investigação, foram utilizadas as antenas com frequência de 200 e 400MHz para varredura de até 12 m de profundidade. Após a coleta, o tratamento e o balizamento dos dados, observou-se que a topografia da porção superior da Formação Barreiras exibe aspecto irregular (Figura 4.4a), e está capeada por nível laterítico preenchendo estreitos paleo-canais, por sedimentos de natureza areno-argilosa (marcada por forte refletor nos perfis de GPR). Este nível laterítico seria o registro da deposição de leques aluviais sob condições locais de clima árido com chuvas concentradas e torrenciais em evento posterior a deposição dos sedimentos da Formação Barreira (Figura 4.4b).



Figura 4.2. Vista ao fundo da falésia da Formação Barreiras na praia de Lagoinha – CE, recoberta por sedimentos das dunas fixas de coloração mais amarelada e dunas recentes coloração braça a creme. Na face de praia tem-se o depósito areno-argiloso de coloração cinza recobertos por sedimentos recentes.

Os **depósitos eólicos** constituem-se por dunas móveis, fixas e *aeolianitos*. O campo de dunas móveis e paleodunas recobrem as unidades sedimentares mais antigas. As *dunas recentes* são do tipo barcanas e transversais, compostas por areias quartzosas, de granulação fina a média e coloração esbranquiçada. As *paleodunas* apresentam tons amarelados a avermelhados e estão fixadas por cobertura vegetal e apresenta indícios de processos pedogenéticos e cobertura vegetal.



Figura 4.3. Vista frontal da duna onde foi realizado o perfil GPR na praia de Lagoinha – CE. Porção inferior, falésia da Formação Barreiras, recoberta por sedimentos dunares (Magalhães, 1996 apud Carvalho (2003)). Atualmente duna está fixada por vegetação arbustiva e tem coloração avermelhada.

Os **aeolianitos** constituídos pelas areias de dunas litificada, formam um expressivo depósito na planície costeira do Ceará. Sua ocorrência está restrita ao litoral a oeste de Fortaleza. Segundo Maia (1998) e Meireles (2001), esses depósitos estão posicionados sobre os terraços marinhos e correspondem à terceira geração do sistema de dunas, associados a um nível de mar mais baixo, quando as areias carbonáticas da plataforma exposta serviram de fonte para formação do campo de dunas. Advogam ainda que a litificação teria se processado em fase posterior à sedimentação em resposta às condições climáticas reinantes.

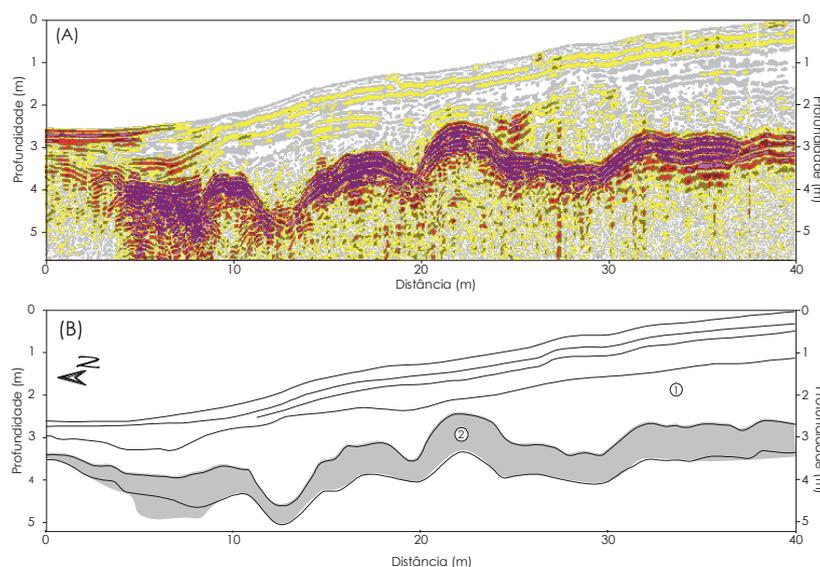


Figura 4.4 a) Seção GPR sobre contato duna fixa e depósito Formação Barreiras; b) Interpretação da seção; 1- sedimentos arenosos inconsolidados e 2 – as irregularidades no topo da Formação Barreiras são interpretadas como paleo-canais escavados em episódios pós-deposicionais, com fluxo de sedimentos argilosos preenchendo os leitos. Fonte: Castro *et al.* (2001)

Na praia de Lagoinha, os *aeolianitos* são representados por dunas de areia, acumuladas ao longo do litoral. Genericamente têm como estrutura marcante a estratificação paralela, com alinhamento de minerais pesados marcando os níveis (Figura 4.5), e estão posicionados na retaguarda do campo de dunas recentes, em contato com as dunas fixadas por vegetação. Em alguns afloramentos observa-se que os flancos estão litificados, e este fato reforça a origem eólica para os depósitos. Contudo, a camada litificada é superficial, não sendo observada uma estruturação interna no depósito. No tocante a idade de formação dos *aeolianitos*, muito ainda precisa ser investigado, pois observou-se durante as etapas de campo, que a litificação é um processo constante e que as condições climáticas exercem um papel fundamental no desgaste dos micro-fósseis que servem de fonte para o cimento carbonático posteriormente precipitado.

Os *beachrocks* na região de Lagoinha têm caráter contínuo e alongado, com uma ampla e plana faixa de areia inconsolidada na porção a leste e mais estreita a leste da vila de pescadores respectivamente, se estendem desde a linha superior da maré baixa até o sopé dos depósitos dunares ou unidades mais antigas. Este depósito é formado a partir do retrabalhamento dos agentes dinâmicos na região costeira e apresenta suave declividade da pós-praia. São formados por areias médias de cor amarelada, constituídas por grãos de quartzo subarredondados e esfericidade média, a granulometria do depósito pode variar dependendo do estado evolutivo da costa. Minerais pesados e fragmentos de concha compõem este depósito.



Figura 4.5. Vista frontal do *aeolianito* na praia de Lagoinha. Na porção inferior observa-se a duna fixada por vegetação arbustiva.

O **depósito de beachrocks**, objeto principal deste estudo, está representado como bancos localizados tanto a leste como a oeste da vila de pescadores. Duas linhas na faixa de praia podem ser individualizadas.

A linha mais externa aflora na zona de estirâncio, sofrendo influência direta da ação das marés. Está caracterizada por dois expressivos afloramentos: um situado a oeste da vila

dos pescadores e outro a leste. O *afloramento B1* situado a oeste mergulha suavemente em direção o mar. Observam-se três níveis superpostos, com granulação variando de média a grossa e aspecto pouco litificado. Na porção mais superior do afloramento (Figura 4.6), feições erosivas marcam o retrabalhamento dos agentes dinâmicos (ondas e vento), são os *Rillenkarren*, sulcamentos sinuosos de formato alongado e rasos, posicionados entre a plataforma de intermaré e as areias inconsolidadas. O *afloramento B6* caracteriza-se por um pequeno banco horizontalizado posicionado na faixa de supramaré. Constituí-se por arenito grosso a conglomerático com níveis de conchas e seixos dispersos na matriz. Apresenta-se fracamente cimentado indicando uma idade mais jovem para o depósito.

A linha mais interna situada a leste da vila de Lagoinha se estende até as proximidades do Rio Curú, em alinhamento parcialmente soterrado pelas areias recentes do cordão de dunas móveis. Possuem uma grande variação no tamanho e forma, apresentando-se como corpos descontínuos com tamanho centimétricos a métricos. Este alinhamento caracterizou-se como a segunda área-alvo nas investigações de Castro *et al.* (2001). Os referidos autores utilizaram o Radar de Penetração do Solo (GPR) para mapear depósitos de *beachrocks* soterrados, devido à alta reflectância foi possível identificar duas camadas sob os sedimentos inconsolidados uma posicionada a 1.5 e outro a 4 metros.



Figura 4.6. Vista lateral do afloramento B1 extremo oeste da praia de Lagoinha. Observa-se o patamar mais superior com os *Rillenkarren*, feição erosiva indicando o retrabalhamento pela ação das ondas e marés. Afloramento posicionado na zona de intermaré. Figura tirada na maré vazante em abril de 2001.

Com o auxílio do *GPR* foram identificados no afloramento soterrado vários níveis, posteriormente balizadas (perfuração lateral aos níveis investigados) com auxílio do

testemunhador de sedimentos (*vibracore*) em pequena profundidade. Os *beachrocks* são caracterizados por fortes refletores plano-paralelo, com suave inclinação para o oceano. Observa-se uma inclinação mais forte na base do perfil que pode indicar a inclinação da face de praia em período pré-litificação. A porção frontal tem aspecto truncado que pode ser associado aos movimentos extensionais recentes, provavelmente correlacionáveis à atividade neotectônica. Em profundidade também foram reconhecidos pequenos bancos, isolados em seus limites laterais, bem como um extenso pacote muito espesso na porção central (Figura 4.7).

A espessura do pacote varia entre 1.5 e 3 m, podendo atingir até 6.5 m na porção frontal. A distancia entre a frente do cordão de *beachrocks* soterrado e a linha de praia atual varia de 10 a 15 metros. Ao longo do leito seco do riacho Capim Açú, foi possível mapear o pacote por mais de 150 m ao longo da *foreshore* até o sopé do cordão de dunas. O topo do afloramento encontrava-se a 1 m de profundidade sob as areias inconsolidadas recentes. Com este modelamento foi construído um modelo 3D (Figura 4.8) mostrando a configuração dos dois níveis em profundidade.

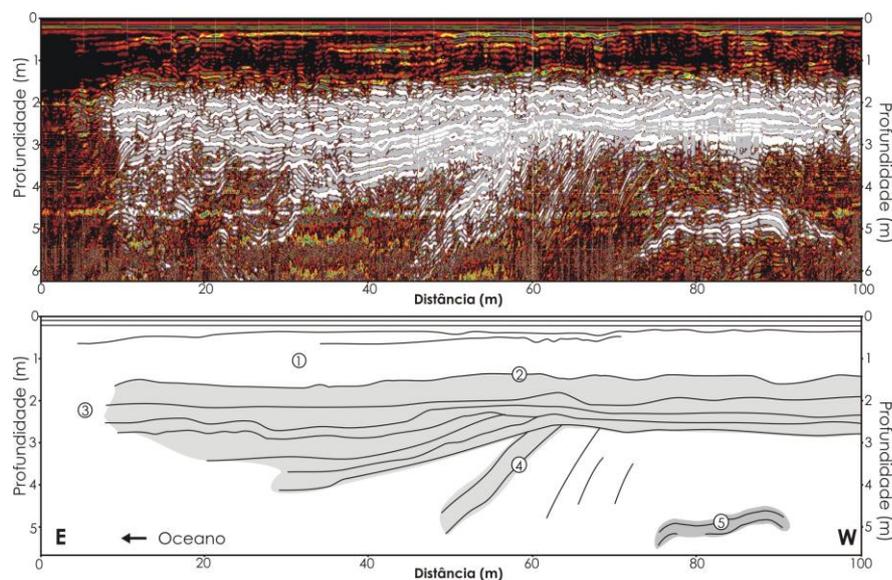


Figura 4.7. Seção GPR ao longo do leito do riacho Capim Açú, a leste da vila de pescadores em Lagoinha (porção superior); Interpretação do perfil (porção inferior). Freqüência central 200 MHz. (1) sedimentos arenosos inconsolidados; (2) topo; (3) parte frontal do cordão de *beachrock*; (4) estratificação cruzada na base do *beachrock*; (5) provável seqüência mais antiga de *beachrock*. Fonte: Castro *et al.* 2001.

O posicionamento deste afloramento no perfil de praia permite fazer algumas inferências com relação ao nível do mar no momento de formação do depósito: (a) o depósito soterrado apresenta uma inclinação mais forte que a observada na linha de praia atual, possivelmente decorrente da declividade do terreno na face praial; (b) o nível do mar estaria acima do atual em pelo menos 1.5 m, visto que as estruturas encontradas no

afloramento são observadas em *shoreface* (face de praia), posicionadas no ciclo de maré entre as marés alta e baixa.

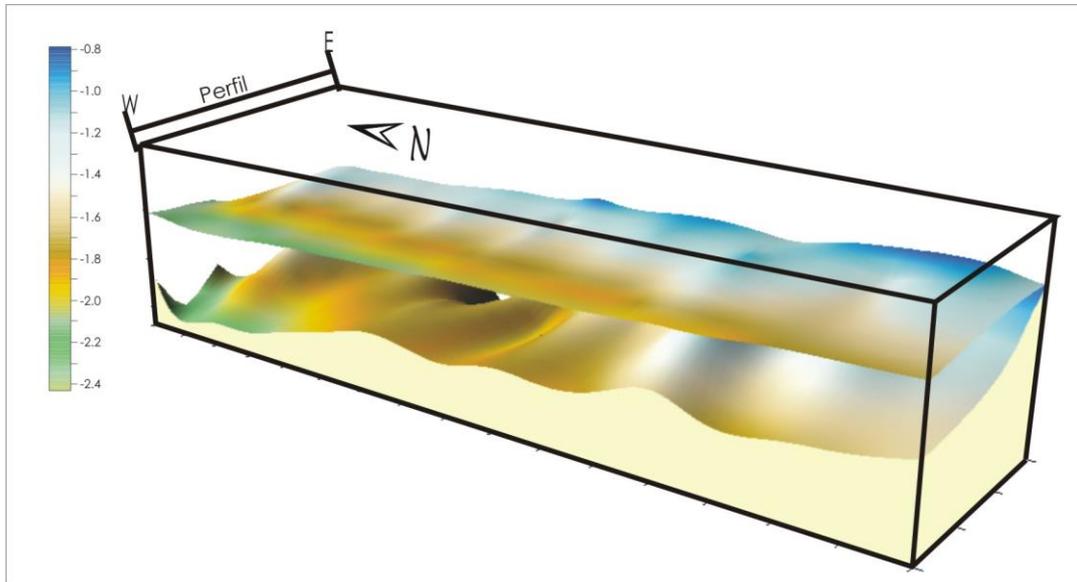


Figura 4.8. Modelo 3D do afloramento de *beachrock* na praia de Lagoinha Fonte: Barros *et al.* 2003.

No perfil de praia de Lagoinha, as rochas constituem-se por minerais de quartzo e feldspato com fragmentos de rocha e clastos biogênicos dispersos em matriz de natureza carbonática. Baseado nas feições sedimentológicas e por comparação com dados de literatura foram identificadas duas fácies no referido depósito (Anexo 1_Perfil Lagoinha):

a **Fácies (a)**, melhor caracterizada nos afloramentos B1, B6 e B7 posicionados entre a porção superior da zona de face de praia (*shoreface*) e inferior do estirâncio (*foreshore*). Constitui-se por arenito grosso, algo conglomerático, cujos componentes siliciclásticos são quartzo em sua maioria, fragmentos de conchas e rocha imersos em matriz pouco litificada. Apresentam aspecto maciço, coloração cinza e espessura decimétrica em B1 (Figura 4.9) com a superposição de quatro patamares, e centimétrica no afloramento B6 (Figura 4.10, Figura 4.11);



Figura 4.9 Vista frontal do afloramento B1 onde são observados quatro patamares apresentando suave inclinação em direção ao mar;



Figura 4.10 Vista lateral do afloramento B6, posicionado na porção mais superior da face de praia;

a **Fácies (b)** é composta pelos afloramentos B2, B3, B4 e B5 posicionados na porção superior da zona de berma (Figura 4.12). Os afloramentos B3 e B4 (Figura 4.13) apresentam-se como pequenos blocos soltos, bastante litificados, granulação fina com estratificação cruzada tabular na base. Discretos níveis de minerais pesados marcam o acamamento, na porção superior tem um nível de seixos evidenciando a variação no fluxo de detrito, escavando a porção mais fina do depósito. Devido à disposição desordenada dos blocos, a direção de imbricamento dos seixos aponta para o Norte.



Figura 4.11 Detalhe do afloramento B6, evidenciando granulação grossa e coloração acinzentada com grãos dispersos na matriz. (Figuras tiradas com a maré vazante).



Figura 4.12 Linha de *beachrocks* instalada sobre a zona de berma, na porção a leste da vila dos pescadores, afloramentos B3 e B4;

a)



b)



Figura 4.13. A) Detalhe do afloramento B4 mostrando disposição do nível de seixos sobre arenito médio a fino acamamento paralelo marcados pelos minerais pesados; B) afloramento B3 similar ao B4;

No afloramento B5 (Figura 4.14) o arenito se apresenta fortemente litificado com granulação média e estratificação cruzada com grãos e grânulos ora marcando os sets, ora dispersos na matriz. A porção superior um nível conglomerático com seixos capeando afloramento. Na porção mais inferior, aflorando em outro local, tem-se a estratificação cruzada espinha de peixe, evidenciando um padrão bimodal associado a ambiente de planície de maré.



Figura 4.14 Afloramento B5 exhibe estratificação cruzada acanalada de médio porte na base e camada conglomerática na porção superior.

De um modo geral as fácies observadas nos beachrocks da Praia de Lagoinha indicam dois momentos relacionados a deposição e formação do depósito (Anexo 1_Perfil Lagoinha). O alinhamento mais externo que possui um aspecto pouco litificado e granulação grossa a conglomerática, onde o aspecto maciço é indicativo de ambiente de alta energia. O cordão interno apresenta características de dois ambientes de deposição, o superior marcado pelo nível de seixos em contato erosivo com o arenito médio a fino encontrado na base. O posicionamento desta camada de seixos pode ser decorrente da descarga de antigos riachos em período chuvoso quando estes aumentavam o fluxo de água e transportam grande quantidade de material grosso, ou o transporte ao longo da faixa litorânea do material transportado pelo Rio Curú, posicionado mais a leste do depósito. As camadas inferiores exibem uma variação nas feições sedimentares, evidenciando os diferentes posicionamentos dentro do ambiente praial.

Nas proximidades do Rio Curú não foi observado nenhum afloramento de *beachrock*, como observado em outros locais estudados na planície costeira do litoral cearense. Esta ausência decorre da intensidade da descarga fluvial, pois essa drenagem, mesmo na estação seca, transporta um grande volume de água para o oceano. Na literatura, Maia (1993) propôs que a não existência de um depósito na descarga dos rios atuais indicariam

uma migração desse rio, entretanto em Lagoinha o posicionamento dos afloramentos não permite comprovar essa inferência. Outro elemento importante é que com o auxílio do GPR, não foi observado em profundidade a extensão lateral do depósito que pudesse correlacionar com a migração do canal principal do Rio Curú.

Beachrock São Gonçalo do Amarante

Situada a leste de Paracuru, a região litorânea do município de São Gonçalo do Amarante, dista aproximadamente 70 km de Fortaleza (Figura 4.15) apresenta características geológicas similares à praia de Lagoinha, quanto à disposição dos depósitos praias, eólicos, bem como a unidade Barreiras.

As unidades quaternárias que afloram na desembocadura do Rio São Gonçalo são representadas pelos depósitos de natureza eólica formado pelas várias gerações de dunas (*eolianitos*, paleodunas e dunas recentes) no sentido de Maia *et al.* (1998), pelos *beachrocks* e pelos sedimentos recentes inconsolidados.



Figura 4.15. Imagem da faixa litorânea de São Gonçalo. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br

Na vila de Taíba, que dista em torno de 4 km da foz do Rio São Gonçalo aflora a *Fm Barreiras* na forma de promontório (uma barreira natural). Esta feição é observada em todo litoral cearense, entretanto em alguns locais, estes promontórios são constituídos por unidades do embasamento cristalino, como por exemplo, em Jericoacoara, Pecém e Iguape. Enquanto os sedimentos da Formação Barreiras destacam-se no cenário litorâneo a oeste de Fortaleza, em Lagoinha, Paracuru, Taíba e de forma mais discreta em Icaraí. Na parte mais central da vila, o afloramento da Formação Barreiras tem aspecto contínuo, arenoso

com coloração variando de alaranjado a amarelada, em alguns locais avermelhada (Figura 4.16), com porções conglomeráticas. Observa-se um desnível topográfico ao longo do depósito, atingindo 2 m de altura em uns locais e em outros, fica soterrado pelas areias recentes. Fraturas com direção paralela e perpendicular à costa são observadas nesse afloramento.

Os *depósitos eólicos* ocupam grande parte da faixa litorânea, estão orientados predominantemente segundo a direção E-W coincidentes com a direção dos ventos. São compostos pelos *eolianitos*, paleodunas e dunas móveis. Devido à migração do campo de dunas, parte do canal principal do rio São Gonçalo fica encoberto durante alguns meses do ano. No período chuvoso são observadas lagoas interdunares, orientadas na direção de migração do campo de dunas, favorecendo sua a fixação na faixa litorânea.



Figura 4. 16. Afloramento dos sedimentos da Formação Barreiras na vila de Taiba. Observa-se a coloração variada, com bolsões apresentando cor esbranquiçada e textura variando de média a fina. Na porção superior, apresenta capa de coloração acinzentada cimentada por carbonato de cálcio.

As *dunas recentes* são compostas por areias quartzosas, de granulação fina a média e coloração esbranquiçada. Segundo Rodrigues (2000), os campos de dunas ativas se deslocam desde a linha de praia por até 6 km para o interior do continente, apresentando formas que variam de tipos barcanas, cadeias barcanóides a transversais. As *paleodunas* estão depositadas sobre depósitos terciários ou sobre unidades mais antigas. São compostas por areias quartzosas inconsolidadas e exibem tons amarelados, granulometria variando de fina a média e estão fixadas por vegetação rasteira apresentando indícios de processos pedogenéticos.

Os *eolianitos* ocorrem sobre a plataforma marinha, no contato com paleodunas e dunas recentes, a porção superior está recoberta por vegetação rasteira. De um modo geral

tem coloração amarelada a acinzentada e estão inclinados em direção ao mar (Figura 4.17) e são cimentados por calcita com baixo teor de Mg. Suas areias são constituídas por carapaças de organismos marinhos diversos e quartzo que variam de arredondados a subarredondados. A estrutura sedimentar marcante é a estratificação plano-paralela. A formação deste tipo de depósito é pouco conhecida.

Os *depósitos praias* da região de São Gonçalo do Amarante formam uma faixa contínua e alongada de areias inconsolidadas que se estende desde a linha superior da maré baixa até o sopé das dunas. A faixa de pós-praia apresenta uma inclinação maior do que a observada em Lagoinha. As areias de granulação média, cor amarelada, quartzosa, subarredondadas e esfericidade média, compõem as características gerais destes depósitos. Fragmentos de concha e espriamento de seixos sobre a faixa de berma são observados na maré baixa.



Figura 4.17 Vista do *eolianito* na desembocadura do Rio São Gonçalo. Observa-se a inclinação voltada para o mar, e presença de vegetação de pequeno porte na porção anterior, voltada para a calha do rio São Gonçalo.

Os *beachrocks* constituem três exposições, uma instalada na foz do Rio São Gonçalo que foi subdividida em três setores, outra na forma de banco isolado após uns 1.2 km em direção a vila de Taíba e uma terceira, na forma de capas situadas sobre sedimentos da Fm Barreiras na Vila de Taíba. A exposição na foz do Rio São Gonçalo foi investigada em dois períodos, confirmando a necessidade de um monitoramento dos depósitos de beachrocks em detalhe.

Na campanha realizada em junho de 2001, foram identificadas três setores ao longo da calha principal do Rio São Gonçalo. No setor mais interno, são reconhecidas características de ambiente fluvial. Para facilitar o entendimento, este setor foi nomeado

como SG2, posteriormente este afloramento e os demais foram desmembrados em pontos individuais para coleta do cimento a ser analisado isotopicamente.

O afloramento SG2 posiciona-se no sopé do cordão de eolianitos. Quanto às características sedimentares possui uma granulação variando de fina a grossa, coloração acinzentada, com alternância de leitos de seixos arredondados, evidenciando o intenso retrabalhamento do material transportado pelo rio. O acamamento de seixos forma leitos que são depositados nos períodos chuvosos quando o rio aumentou sua competência e transportando material mais grosso, enquanto os níveis com fração mais fina, com acamamento horizontal estão associados aos períodos secos, de menor competência do rio (Figura 4.18a). No piso do afloramento observa-se um fraturamento sistemático em duas direções preferenciais, N-S e NW-SE, preenchidas por material carbonático, paralelas ou perpendiculares à linha de costa (Figura 3.18b).



Figura. 4. 18a. Alternância dos leitos de seixos (períodos chuvosos) com níveis mais finos (períodos mais secos);



Figura. 4. 18b. Fraturas na direção paralela e perpendicular à costa, preenchidas por material carbonático.

Esse fraturamento pode evidenciar um evento tectônico recente, visto que o depósito de beachrocks tem idade holocênica, e foi observado nos planos de fratura estrias indicando movimento vertical. Após fraturamento e abertura das fendas, houve o preenchimento das fraturas por material arenoso de granulação média a grossa, cimentado por carbonato de cálcio.

Investigações sobre a tectônica recente na região de São Gonçalo do Amarante foi realizada por Souza (2004) que aplicando o método geofísico das seções elétricas verticais (SEV's) observou em profundidade um desnível entre as unidades do embasamento cristalino, a Formação Barreiras e depósitos holocênicos. Algumas inferências sobre um evento tectônico recente foram relatadas por Barros *et al.* (1999 e 2000). Estes autores identificaram inúmeras anomalias na rede de drenagem de idade mais jovem, (tais como, quebra em cotovelo, canais retos, inversão de direção de fluxo) evidencias de reativação recente.

O setor intermediário é composto pelos afloramentos SG1(margem direita) e SG3, SG4, SG5 (margem esquerda) estes últimos estão alinhados ao cordão de *eolianitos* (Figura 4.19a), este setor dista em torno de 300 m da presente desembocadura do rio São Gonçalo.

a)



b)



Figura 4.19a. A) Vista do setor intermediário de afloramentos, observa-se a continuidade do depósito que se estende até o sopé dos eolianitos; B) visão da frente do afloramento a margem direita do rio observa-se mais de um patamar superposto e porção superior está mais erodido;

O afloramento SG1 (Figura 4.19b) possui 1.5 m de altura, constitui-se por sedimentos de coloração amarelada a marrom e granulação média. As estruturas sedimentares são de médio porte, onde a estratificação planar é a mais característica, exibindo inclinação em direção ao mar. Níveis de minerais pesados marcam o acamamento dos estratos, observa-se superfície de erosão marcando o limite dos níveis de deposição.



Figura 4.19b Afloramento exhibe estratificação planar com inclinação voltada para o mar, coincidente com os eolianitos.

De acordo com dados da literatura (p.ex. Della Favera 2001), pode-se inferir que a posição desse afloramento, em um perfil de praia, seria na zona de estirâncio, na faixa de intermaré com uma lâmina de água de 2 m na maré alta, ficando exposto na maré baixa (Figura 4.20).

O afloramento SG3 estende-se desde o sopé do cordão de eolianitos (Figura 4.21A) até uma laguna represada antes da desembocadura do rio, neste local atinge uma espessura de aproximadamente 2 m. Na porção inferior, as estruturas sedimentares são do tipo estratificação cruzada de pequeno porte, passando a acamamento paralelo. Na literatura estas estruturas são associadas ao regime de corrente de alta velocidade passando a pós-praia e a presença de níveis de minerais pesados reforça esta interpretação. Na porção superior (figura 4.21B), as feições erosivas evidenciam intenso retrabalhamento pelos agentes dinâmicos. Estas estruturas podem indicar o posicionamento da zona de estirâncio no perfil de praia.

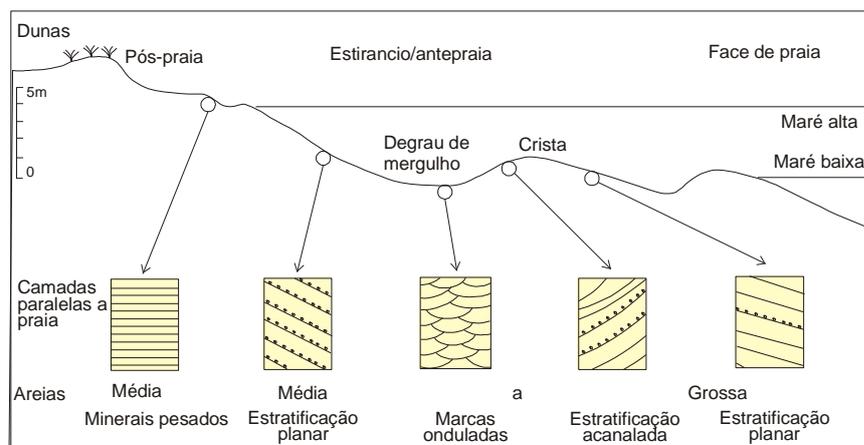


Figura 4.20 Representação das estruturas sedimentares ao longo de perfil de Praia, segundo Tucker 1988.

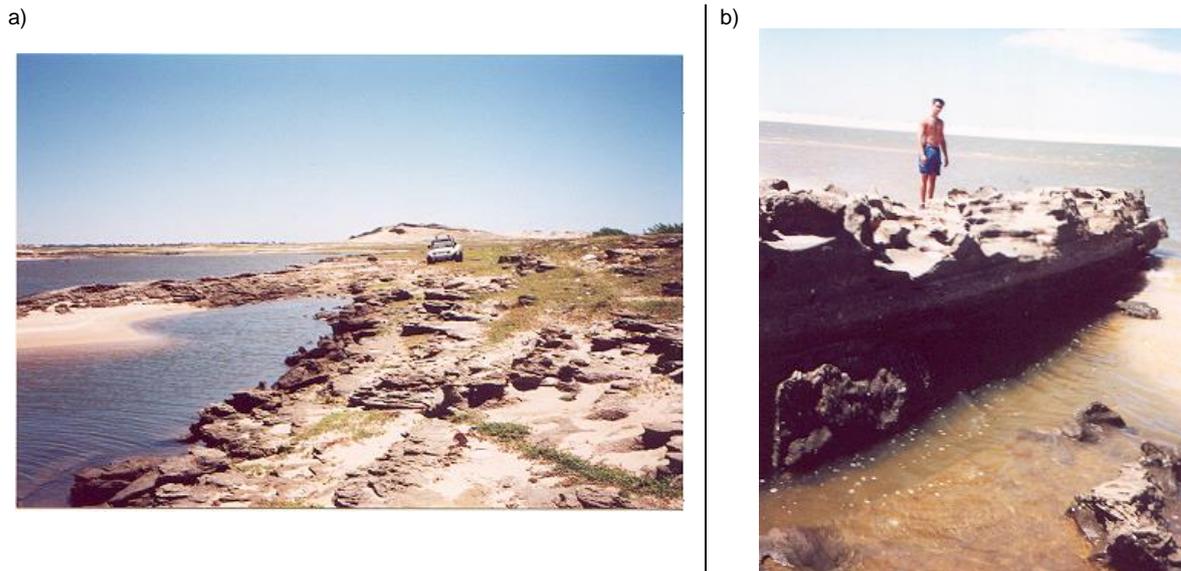


Figura. 4.21. a) Linha intermediária observa-se que o *afloramento SG3* que apresenta a mesma inclinação que o *afloramento SG1*, apresentando mesmas características sedimentológicas; b) parte mais próxima do rio, espessura de todo o afloramento é de aproximadamente 2 m, parte superior bastante retrabalhada, com marmitta de grande porte.

Os *afloramentos SG4* e *SG5* estão situados no sopé dos eolianitos, tem a forma de bancos isolados, estes afloramentos assemelhavam-se aos níveis mapeados na praia de Lagoinha, apresentam pouca espessura, na porção inferior é finamente laminado com alternância de minerais pesados e, na porção superior, um acamamento conglomerático. O setor mais externo, identificado na faixa de praia atual, o afloramento PSG6 se subdivide em três patamares suavemente inclinados para o mar. Estes patamares apresentaram diferenças na porção exposta nos períodos do ano em que foram mapeados.

No mês de junho/2001, o afloramento apresentava apenas as porções superiores pouco visíveis na faixa de estirâncio, sendo possível fazer coleta de amostra no topo e observações superficiais de suas feições erosivas (Figura 4.22 a).



Figura 4.22a. Em Junho de 2001 na desembocadura Rio São Gonçalo. Esquerda: três patamares, inclinados em direção ao mar, apenas as porções superiores afloram; Direira: apenas os níveis mais externos posicionados na zona de intermaré feições erosivas, tais como marmittas estão preenchidas por sedimentos recentes;

Em janeiro/2004 (Figura 4.22b) foi realizado uma etapa complementar para coleta de amostra. Devido à intensa remobilização dos sedimentos no período chuvoso outro afloramento estava exposto, possibilitando a descrição vertical, exibindo estruturas sedimentares de face de praia que são associadas a ambiente marinho mais profundo, os demais patamares vistos anteriormente estavam expostos agora na margem esquerda do rio, e este havia migrado mais para a direita formando um novo canal de maré.

O afloramento está posicionado na porção superior da zona de berma, uma região que recebe intensa quantidade de sedimentos durante a estação seca, por este motivo não foi identificado.



Figura 4.22b. Em Janeiro de 2004 Esquerda: vista lateral dos níveis mais interno e intermediário, soterrados em junho/2001 Figura a, nesta composição; Direita: na margem direita do rio São Gonçalo, afloramento descoberto com o alargamento do canal principal do rio durante a estação chuvosa.

O *afloramento* SG7 (Figura 4.23), observado na campanha de janeiro/2004, está posicionado na zona de estirâncio, aflorando apenas na maré baixa, possui pouca espessura, extensão em torno de 10 m e acamamento horizontal. Apresenta características similares aos *afloramentos* B1 e B6 da Praia de Lagoinha. Em geral, é constituído por arenito conglomerático de coloração cinza, com grãos, e fragmentos de concha dispersos na matriz arenosa fracamente cimentada por carbonato de cálcio. Estas feições levam a interpretar que este afloramento é relativamente recente na formação do depósito de São Gonçalo, podendo ser associado à linha mais externa mapeada na praia de Lagoinha.

Por fim, o *afloramento* SG8 posicionado sobre o depósito da Formação Barreiras, na vila de Taíba tem aspecto maciço, natureza quartzosa, coloração cinza e granulação média. Está depositado nas porções mais deprimidas ficando encobertos apenas na maré alta, está fortemente cimentado.



Figura 4.23. Afloramento *PSG 8* na faixa de estirâncio, em direção a vila de Taiba. Sedimentos apresentam granulagem grossa e está fracamente litificado.

A hipótese de formação do depósito de *beachrock* (Anexo 2_Perfil São Gonçalo do Amarante), identificado próximo à foz do rio São Gonçalo e na faixa litorânea do município de São Gonçalo, permite analisar que o mesmo foi depositado em ambiente de ilha barreira (Figura 4. 24) quando do nível do mar estacionário ou iniciando-se um regime regressivo. Outra hipótese é que após a formação do depósito pode ter ocorrido um evento tectônico com forte componente vertical que o deslocou todo o deposito. Todavia, o afloramento SG7 parece ser mais jovem que os citados anteriormente, mas não existe nenhum curso d'água nas imediações do afloramento. Este fato leva a crer que sua formação pode estar condicionada ao aporte de água continental proveniente da recarga dunar.

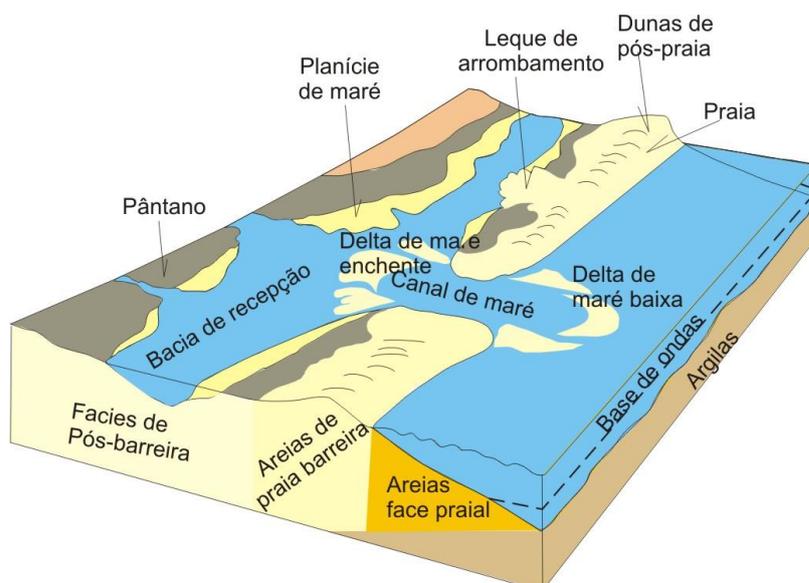


Figura 4.24 Modelo para o sistema linha de costa com ambiente do tipo ilha barreira-laguna. Fonte Tucker (1991).

Beachrock Pecém – Cauípe

A faixa de praia em que está localizado o depósito de *beachrocks* Pecém-Cauípe tem como feição limítrofe o complexo Portuário Mario Covas, no município de Pecém. As unidades pré-cambrianas do Complexo Nordestino, no sentido de Nascimento *et al.* (1981) e a Formação Barreiras servem de embasamento para os sedimentos holocênicos. A área está situada a 60 km de Fortaleza, apresentando um fácil acesso, fator que permite uma grande circulação nas praias da região (Figura 4.25).



Figura 4.25 Imagem da faixa litorânea do Porto do Pecém até a praia do Cumbuco, região metropolitana de Fortaleza. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br.

De acordo com Nogueira e Augusto (2004), a unidade mais antiga, o *Complexo Nordestino* tem como litótipos principais um anfibólio-biotita gnaiss de cor cinza, granulação média, finamente bandado, marcado pela alternância de níveis máficos e félsicos de espessura milimétrica a centimétrica. Os níveis máficos são compostos por anfibólio e biotita, enquanto os níveis félsicos têm composição quartzo-feldspática. Exibem foliação na direção 150Az/30°NE e lineação mineral na direção 120Az/15°NE, foi observado um forte fraturamento paralelo à foliação, favorecido pelo bandamento composicional. Os quartzitos que aparecem como rochas secundárias, têm coloração esbranquiçada, granulação grossa, estrutura maciça. Apresentam foliação na direção 105Az/15°NE e fraturas nas direções 25Az/subvertical e 140Az/subvertical na forma de pares conjugados. Os veios de quartzo, de espessura centimétrica, estão alojados discordantes da foliação principal e são as rochas tardias dessa unidade. Todo o conjunto apresenta-se dobrado com eixo de atitude 130°Az/20° NE (Figura 4.26). As rochas do embasamento servem de substrato para as colônias de organismos formando uma capa de até 15 cm constituída por tubos de vermes e outros organismos de tamanhos variados.



Figura 4.26 Rochas do Complexo Nordestino, posicionadas a leste do Porto do Pecém. Observa-se um dos flancos de uma dobra.

Os sedimentos da Fm Barreiras apresentaram-se como feição peculiar, pois só foi observado em um único afloramento a leste do porto durante a maré baixa e em contato discordante com as rochas do embasamento. Em geral estão caracterizados por sedimentos de coloração amarelada a avermelhada, granulação média a fina e aspecto maciço, por vezes, níveis mais grossos com grãos e grãos de quartzo milimétricos e pelotas de argila vermelha são observados na matriz arenosa. Os depósitos holocênicos recobrem esta unidade (Figura 4.27) em contato discordante, onde os *beachrocks* apresentam-se como camadas centimétricas formando um depósito expressivo na face de praia.



Figura 4.27 Afloramento da Formação Barreiras a leste do Porto do Pecém. As camadas de *beachrocks* têm espessura centimétrica depositadas discordantemente sobre os sedimentos da Formação Barreiras. Foto tirada na preamar.

Os depósitos formados por sedimentos transportados pelo vento ocorrem em toda planície costeira e são compostos pelas paleodunas, dunas recentes (fixas ou móveis) e pelos eolianitos.

As *paleodunas* estão depositadas de forma discordante sobre os sedimentos da Formação Barreiras à retaguarda das dunas recentes. Constituídas por areias de coloração avermelhada, em muitos locais os processos pedogenéticos e de edafização estão avançados, fato que dificulta a distinção entre os dois depósitos. Litologicamente são formadas por areias bem selecionadas de granulação média a fina, de composição quartzosa; os sedimentos estão inconsolidados, podendo estar às vezes compactadas. Exibe estruturas do tipo estratificação cruzada, acanalada e paralela, de médio a grande porte.

As *dunas recentes (fixas e móveis)* formadas a partir dos sedimentos depositados na face de praia distribuem-se paralelamente a costa, como um cordão contínuo deslocando-se para o interior do continente. As formas mais comuns são as barcanas, barcanóides e lençóis de areia. Constituídos por areias esbranquiçadas, bem selecionadas, granulação média com algumas porções finas, os grãos de quartzo foscos e arredondados. As feições sedimentares mais características são as estratificações cruzadas de médio a grande porte e marcas de ondulações eólicas. Muitas vezes estes cordões são barrados pelos cursos de drenagem, ou são fixados por uma vegetação pioneira, elementos que favorecem a fixação dos depósitos.

Os *eolianitos* da faixa litorânea do Pecém-Cauípe, de acordo com Nogueira e Augusto (2004), exibem características de depósitos dunares e são individualizados em termos da litificação, encontram-se expostos na área de deflação destacando-se na paisagem como feições de relevo proeminente, resistentes à erosão. Foram definidos como depósitos eólicos formados por areias quartzosas biodetríticas cimentadas pela precipitação de carbonato de cálcio. Ocorrem como corpos tabulares às vezes inclinados, extremamente estratificados, de cor cinza, granulometria variando de grossa a média, bem selecionada. Esses depósitos apresentam diferenciados graus de litificação, onde podem ser encontrados níveis fortemente litificados ou finas camadas (Figura 4.28) litificadas apenas nas porções externas.

A estrutura sedimentar mais comum é do tipo plano-paralela, podendo também ser visto plano de truncamento entre dois níveis, possivelmente associados a mudanças na direção dos ventos. A presença de carapaças evidencia que a área fonte são as areias da plataforma continental, como também que o cimento carbonático pode ser proveniente da dissolução dessas carapaças.

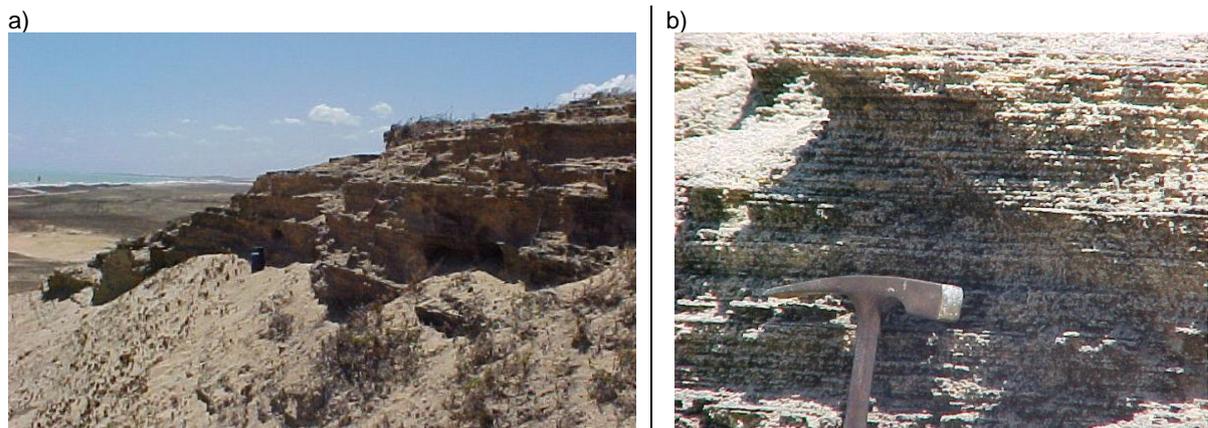


Figura 4.28a) Afloramento de *eolianito* na faixa litorânea Pecém-Cauípe, pode ser observado acamamento horizontal. b) detalhe do acamamento milimétrico. Fonte: Nogueira e Augusto (2004).

Os *depósitos praiais* caracterizam-se pelos sedimentos inconsolidados instalados nas zonas de intermaré e berma e pelos *beachrocks*. A *zona de intermaré* caracteriza a chamada planície costeira, está limitada pelas cotas máximas e mínimas da maré, possui largura variada e serve de área fonte para os demais depósitos instalados na zona de deflação e continentais. Formados por areias quartzosas de coloração esbranquiçada a amarelada, cuja granulação varia de média a fina. A *zona de berma* é formada por bancos de areia de altura variável, dependendo principalmente da inclinação da praia. São compostos por pacotes de areias inconsolidadas de cor branca, com níveis de minerais pesados. Apresentam estratificação plana paralela, suavemente inclinada no sentido do mar. Em geral está em contato com as demais unidades costeiras, atingindo o sopé das dunas e/ou *eolianitos*, recobrando os *beachrocks* ou unidades mais antigas (rochas do embasamento).

O cordão de *beachrocks* estende-se por aproximadamente 6 km na faixa de praia a partir do porto do Pecém, entretanto em alguns locais está encoberto pelos sedimentos praiais, dando um aspecto de descontinuidade ao depósito. Aflora na zona de arrebentação e na zona de estirâncio, e constitui-se por arenito de granulação variada, apresentando desde fina a conglomerática com grande quantidade de bioclastos (carapaças e algas).

Nas proximidades do porto Pecém têm-se os afloramentos do Perfil Choro denominados *PCH 0* e *PCH1*. Em *PCH0* (Figura 4.29a) têm-se um nível biodetrítico de aproximadamente 15 cm, depositado sobre as rochas do embasamento, sendo constituídos por colônias de vermes e algas e fina camada de sedimentos cimentada por carbonato de cálcio. Após alguns metros no afloramento *PCH1* (Figura 4.29b) o arenito está depositado discordantemente sobre os sedimentos da Formação Barreiras apresenta pouca espessura na faixa de berma ficando mais espesso na zona de intermaré. Como estruturas sedimentares têm-se na base um acamamento paralelo passando a estratificação cruzada de pequeno porte, tem granulação média e coloração amarelada.



Figura 4.29a) Capa biodetrítica depositada sobre rochas do embasamento cristalino, constituída por tubos de verme, algas.

Nos afloramentos *PCH2*, *PCH2a*, *PCH3* e *PCH4* se observa um intenso retrabalhamento dos agentes dinâmicos (vento e ondas), pois os blocos estão empilhados na zona de berma de forma caótica (Figura 4.30a; 4.30b), posicionados em ângulo forte em direção ao mar. Na zona de estirâncio, o afloramento apresenta-se mais horizontalizado, podendo ser inferido uma espessura centimétrica para os níveis formados, fator que facilitaria o retrabalhamento do depósito em fase posterior a sua formação.



Figura 4.29b) Contato discordante nível de *beachrock* e o topo do depósito arenoso (Fm. Barreiras).

Nas proximidades desses afloramentos foi possível observar o depósito na vertical. Como características gerais têm-se um arenito fortemente cimentado, de granulação grossa e coloração cinza. Na porção basal foi observado fragmentos de conchas dispersos na matriz, e as estruturas sedimentares mais comuns são estratificação cruzada acanalada passando a horizontalizada. Em outro local, acima do nível horizontalizado, as estratificações têm os *sets* marcados por grânulos e grãos, e ainda estratificação cruzada espinha de peixe, diagnóstica de planície de maré. Na porção inferior do afloramento *PCH3*, ocorrem pequenos blocos de *beachrocks* imersos na matriz arenosa, indicando que o corpo

após ter sido depositado sofreu a ação das ondas e posteriormente foram incorporados ao novo depósito formado (Figura 4.31).

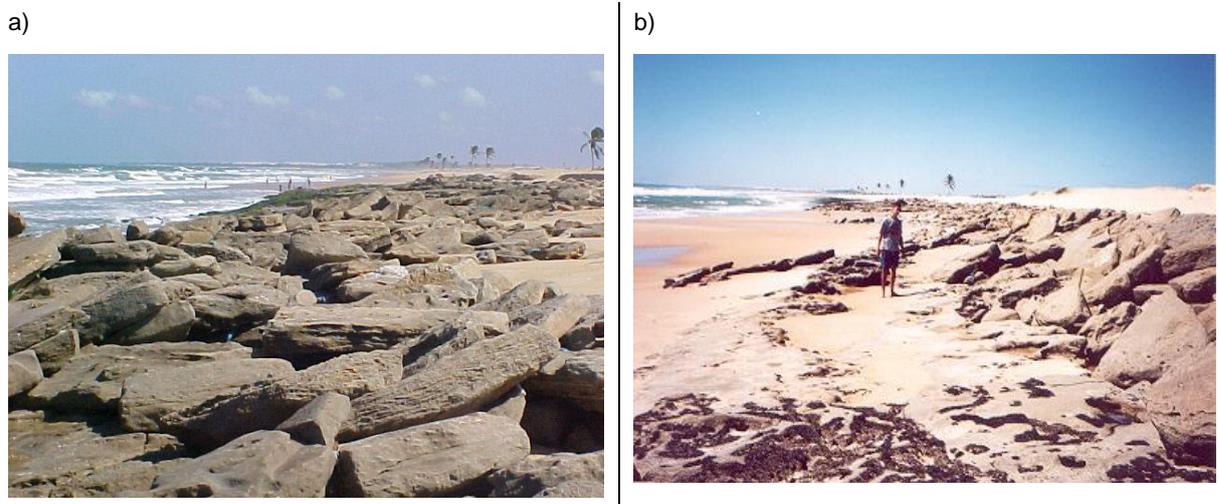


Figura 4.30a) Afloramento de *beachrock* próximo ao porto do Pecém, blocos de tamanho variados quebrados, inclinados em direção ao mar (Figura cedida por Nogueira e Augusto, 2004); b) Vista da base do depósito, mostrando inclinação dos blocos em direção ao mar. A disposição dos blocos revela o intenso retrabalhamento pela dinâmica costeira.

Na porção mais próxima à linha d'água em *PCH4*, observa-se um expressivo arranjo de fraturas nas direções: N45°, N325°, N50°, N60°, N305°, N280°, N45°, N325°, N55°. Essas direções apresentam um par conjugado, mas é difícil afirmar-se, neste conjunto de afloramentos, essas direções indicam um fraturamento recente ou se são registros dos processos dinâmicos. As observações nos demais afloramentos indicaram uma consistência ou não dessa afirmativa. Neste local, se observa porções mais conglomeráticas de tamanho centimétrico, sem extensão lateral.

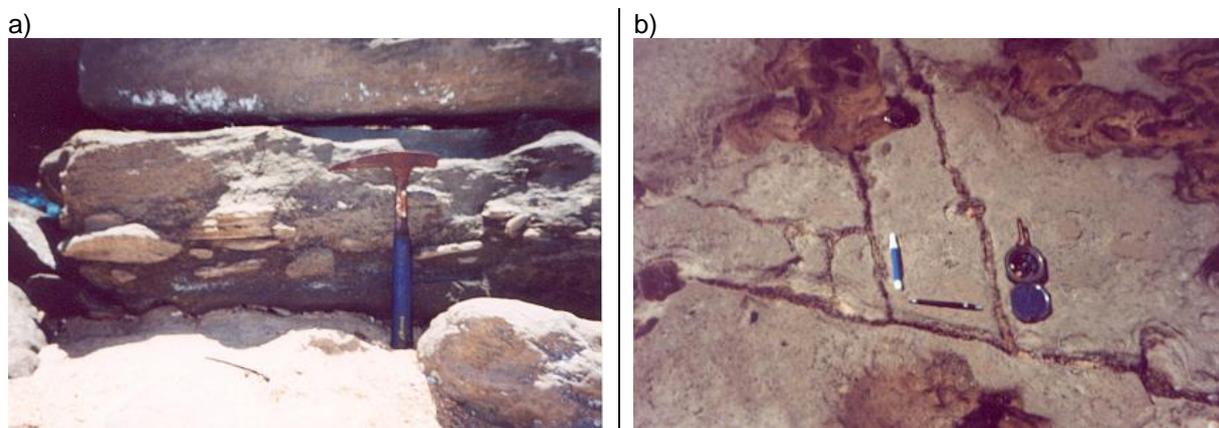


Figura 4.31a) Porção inferior do afloramento *PCH 3*, nível contendo pedaços de antigos níveis de *beachrocks*, observa-se que os pedaços apresentam granulação e coloração diferenciadas; b) piso do afloramento *PCH 4*, arenito de granulação média apresentando fraturamento nas direções N-S e NE-SW.

Em *PCH5*, *PCH5a* e *PCH6* o arenito apresenta uma granulação média, de coloração cinza, fragmentos de bioclastos dispersos na matriz e estruturas do tipo estratificação cruzada com grãos marcando os sets compõem as características gerais. Paleocorrentes variando nas direções N-S e N30° destacam-se no afloramento. Com base nos dados bibliográficos em um perfil de linha de costa siliciclástica costeira, este tipo de feição pode ser observado na face de praia acima da zona de maré de tempestade. Na porção mais superior o arenito passa a ter uma granulação fina, acamamento paralelo com fragmentos de concha dispersos, uma variação lateral é observada e a granulação grossa predomina na matriz. Bolsões de seixos apresentam-se intercalados às camadas. As direções de fraturas observadas nesse conjunto de afloramentos são: N285°, N45°.

Nas imediações da foz do rio Cauípe, que dista aproximadamente 4 km do porto do Pecém, são observadas mudanças significativas nas feições que compõem o depósito, os afloramentos *PCH7* e *PCH8* (Figura 4.32) revelam a influência do canal principal, atualmente barrado artificialmente. Na porção mais basal arenito está bastante litificado, com textura grossa, coloração amarelada com estratificação cruzada acanalada com alinhamento de seixos e grãos marcando os sets. A direção de paleocorrente medida nessa porção é N-S, similar à observada anteriormente. Na porção intermediária, a granulação passa à média, fino acamamento com grãos dispersos na matriz.

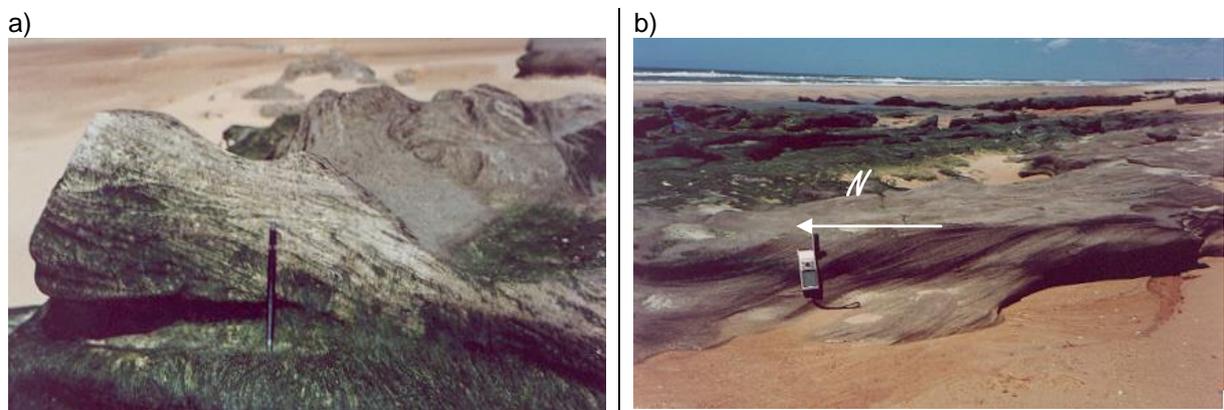


Figura 4.32a) Porção superior do afloramento *PCH 7*, arenito exibe estratificação cruzada acanalada; b) porção inferior do afloramento *PCH 8*, observa-se paleocorrente com direção N-S, mostrando o sentido do fluxo do continente para o mar.

Na porção superior, a granulação torna-se mais grossa, com estratificação cruzada cortando os sets, indicando uma alta energia no sistema. As fraturas estão nas direções: N45° e N335°. Essas direções de fraturamento são freqüentes no depósito, as fraturas com direção NE são possivelmente relacionadas à reativação dos lineamentos de direção NE observado nas rochas de idade pré-cambriana, enquanto a direção NW-SE é coincidente com a movimentação associada à abertura do Atlântico no Mesozóico. A reativação desses dois eixos também foi observada em afloramentos de *beachrocks* em Camocim por Saadi e

Torquato (1992) que os correlacionou aos movimentos recentes, ao longo da costa cearense.

Os afloramentos *PCH9* e *PCH10* posicionados em frente da desembocadura artificial do rio Cauípe mostram mudanças nas características do fluxo do rio e, por conseguinte, na sedimentação. No afloramento *PCH9*, têm-se um arenito de granulação grossa, com estratificação cruzada, com grãos e minerais pesados marcando os sets além de ser observado fragmentos de concha e seixos de tamanhos variados dispersos na matriz. Na porção superior, uma camada centimétrica de seixos depositada em contato erosivo e discordante evidenciando uma significativa mudança no regime fluvial que se tornou mais intenso, possivelmente provocada por mudança climática. Nesse afloramento, as fraturas apresentam direções N45° e N315°.

O afloramento *PCH10* tem na sua porção basal material siliciclástico bastante litificado, coloração amarelada, granulação variando de fina a média com acamamento paralelo, com grãos dispostos coincidentes com os sets. Nas porções intermediária e superior a granulação torna-se mais grossa com conchas e seixos dispersos na matriz arenosa, estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada acanalada com seixos marcando os sets. Na porção superior são observadas feições irregulares (marmitas) geradas pela ação mecânica dos seixos pela ação das marés sobre a superfície do depósito (Figura 4. 33).

a)



b)



Figura 4.33 Porção frontal dos afloramentos *PCH9* e *PCH 10*, (a) mostra o arenito com seixos os sets da estratificação cruzada acanalada; b) afloramento *PCH 10* onde o intenso retrabalhamento resultou na abertura de canais; a paleocorrente medida no afloramento tem direção N-S, mostrando o sentido do fluxo do continente para o mar.

As feições de formato circular a alongado (marmitas), com profundidade centimétrica, por vezes preenchidas por material inconsolidado (areia grossa, fragmentos de conchas e seixos) transportado por corrente litorânea são frequentes no topo do afloramento. A disposição das marmitas coincide com as direções de fraturas, que nesse afloramento são

N315° e N45°. Em alguns locais o intenso retrabalhamento mostra a abertura de canais na direção N45°. Nesses locais tem-se uma visão tridimensional das estratificações, indicando um fluxo para norte.

Após a desembocadura do rio Cauípe, os afloramentos *PCH11* e *PCH12* estão acamadados na forma de patamares superpostos, cujos topos estão marcados por superfícies erosivas. São constituídos por areias bastantes litificadas com cimento carbonático, coloração amarelada e granulação variada. No afloramento *PCH11* (Figura 4.34), porção mais inferior tem aspecto mais fino com estratificação cruzada de pequeno porte, enquanto na porção superior a granulação torna-se grossa com estratificação cruzada e com conchas dispersas. Os patamares inferior e intermediário mostram marmitas pouco profundas, marcando o topo. A formação dessas estruturas erosivas indica que os afloramentos ficaram expostos após sua deposição. No afloramento *PCH12* as estruturas se repetem, mostrando que as condições observadas tinham continuidade lateral.



Figura 4.34 Dois níveis do afloramento *PCH 11*, observa-se feições erosivas no topo dos níveis evidenciando a exposição e retrabalhamento pelos agentes dinâmicos. O afloramento tem aspecto geral horizontalizado, entretanto observa-se um aspecto inclinado dos níveis. As marmitas da porção mais inferior são mais profundas do que as do nível superior que tem aspecto ovalado, entretanto não exibem uma direção preferencial.

Finalmente, os dois últimos afloramentos que compõem este depósito são *PCH13* e *PCH14* que são constituídos por material siliciclástico de coloração amarelada, granulação variada, estão litificados. No afloramento *PCH 13* (Figura 4.35), a porção inferior possui uma granulação grossa com grãos dispersos na matriz, e com fragmentos de bivalves. Nas porções intermediária e superior, as feições erosivas expõem dois patamares, o nível intermediário apresenta acamamento horizontalizado, a granulação passa a média, enquanto as marmitas ocorrem apenas no topo do nível mais superior situado no sopé da zona de berma.

Na zona de berma (pós-praia), o afloramento *PCH13* exhibe na porção inferior um acamamento centimétrico, granulação média e coloração amarelada a acinzentada, com minerais pesados na matriz arenosa. Na porção intermediária, as areias têm granulação mais grossa, com estratificação cruzada de pequeno porte e grãos dispersos na matriz, passando a maciço na porção superior. O retrabalhamento do topo do afloramento mostra a amplitude das marés, onde pode ser visto marmitas (que são cavidades aproximadamente circulares, originadas pelo turbilhonamento das águas sobre a superfície do depósito) de tamanho centimétrico de profundidade de até 20 cm preenchidas por sedimentos inconsolidados.

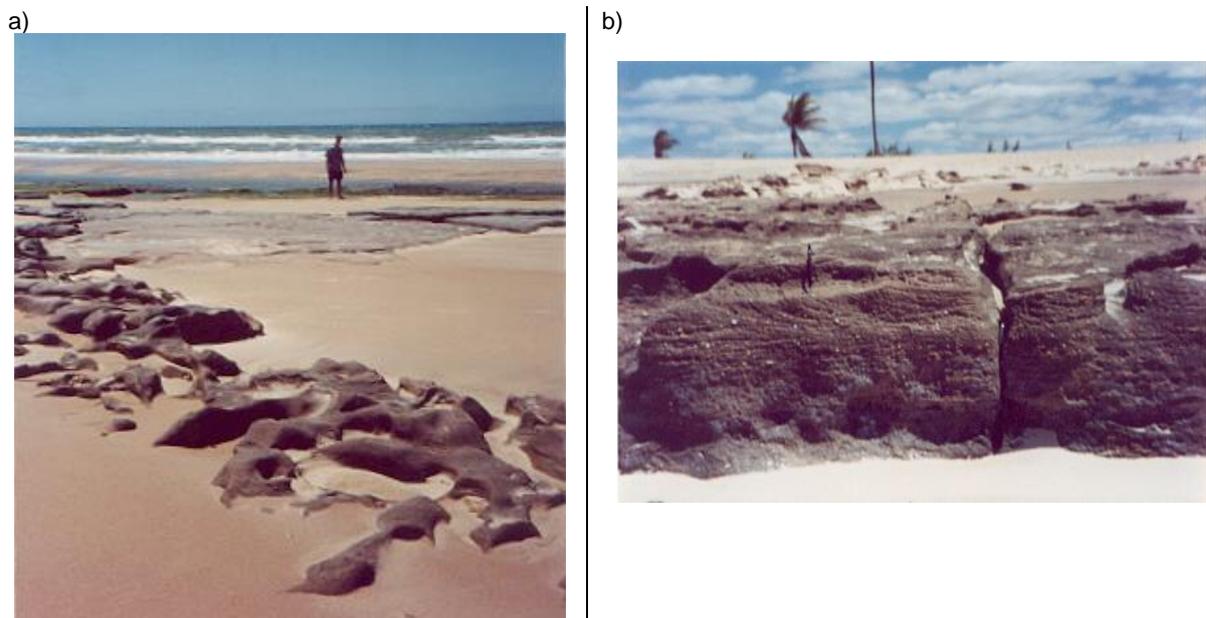


Figura 4.35a. Dois níveis do afloramento *PCH 13*, observa-se as marmitas apenas no topo do nível mais superior situado no sopé da zona de berma, o nível intermediário com acamamento horizontalizado; b) porção superior do afloramento *PCH 13*, na zona de berma (pós-praia) mostra o retrabalhamento do topo do afloramento marcando a amplitude máxima das marés.

No Anexo 3 Perfil Pecém-Cauipe está a disposição dos afloramentos para possibilitar uma melhor visualização do depósito. A partir das observações de campo, propõe-se que o depósito Pecém-Cauipe se formou em resposta a interação entre o fluxo fluvial e a deriva litorânea dos sedimentos transportados pelas correntes e estão condicionadas pela sazonalidade climática. Muitos pesquisadores (Gomes 1998; Pinheiro 2003 e outros) reconheceram estas condições nas desembocaduras de rios atuais na costa cearense (p.ex. Jaguaribe, Pirangi, Choró e outros), condicionando sua dinâmica evolutiva à construção de depósitos progradantes do tipo estuário (Martin e Dominguez 1994) com a migração sazonal da foz pela mobilização das dunas e cordões arenosos na pós-praia.

Beachrock Cumbuco-Iparana

O depósito Cumbuco-Iparana (Figura 4.36) localiza-se a 13 km de Fortaleza e encontra-se fortemente degradado, produto de obras de engenharia para conter a erosão costeira e pela exploração imobiliária, com casas de veraneio e condomínios que estendem suas construções até a linha de d'água. Em virtude desses agravantes, alguns locais não puderam ser visitados pela inexistência de zona de intermaré ou berma, destruídos pela forte ação das ondas. A área caracteriza-se geologicamente por rochas de idade pré-cambriana, arenito fluvial e pelos sedimentos de idade holocênica.



Figura 4.36 Imagem da faixa litorânea desde Cumbuco até a foz do rio Ceará, região metropolitana de Fortaleza. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br

As rochas de idade pré-cambriana afloram como pequenos blocos nas proximidades do riacho Porção, possuem uma natureza quartzítica, cujas características principais são coloração cinza, granulação média, com veios pegmatíticos de composição quartzo-feldspática com textura grossa, e cristais bem formados. Estes veios cortam discordantemente o quartzito.

Os depósitos fluviais (afloramento *IPA1*) foram identificados em alguns trechos na faixa de praia. Ocorrem no sopé das obras de contenção da ação das ondas, ou na zona de intermaré, possui natureza areno-argilosa, coloração creme a amarelada com pelotas de argila lateritizada. Observa-se no afloramento um nível conglomerático com seixos arredondados a subangulosos sobreposto ao areno-argiloso, possivelmente correlacionado ao preenchimento de canais. Dos trabalhos recentes desenvolvidos sobre a Formação Barreiras, Carvalho (2003) descreveu para a região entre Taiba e Lagoinha a deposição característica de sistema fluvial meandrante com migração de canais sobre uma planície de

inundação. Estas características descritas por Carvalho (2003) são associadas aos depósitos identificados neste trecho do litoral.

Os depósitos de natureza eólica (dunas fixas e móveis) não afloram na faixa de praia investigada. Enquanto os terraços marinhos constituídos pelos depósitos de praia inconsolidados, em alguns trechos foram totalmente erodidos ou ocorrem em estreita faixa, apresenta uma coloração creme, granulação fina, grãos bem selecionados. Os *beachrocks* formam um cordão descontínuo, exibindo características diferenciadas nas praias de Cumbuco, Iparana e na foz do Rio Ceará. Estas características serão descritas a seguir:

a) O afloramento *ICA 1* (praia de Cumbuco) ocorre como três bancos de espessura centimétrica, posicionados na zona de intermaré (Figura 4.37). Apresentam aspecto maciço, com granulação grossa e acamamento horizontal concordante com o nível do mar atual, estão fracamente litificados. A coloração acinzentada contendo fragmentos de conchas, seixos e grãos de tamanhos diversos. Suas características são semelhantes as dos afloramentos identificados na linha externa do depósito Lagoinha. O aspecto conglomerático e pouco litificados observados nos blocos levam a interpretar uma idade relativamente recente para este afloramento.



Figura 4.37 Afloramento *ICA 1*, composto por três bancos centimétricos com acamamento horizontal, granulação grossa.

b) O afloramento *ICA 2* posicionado no canal principal do riacho Poção, na Praia de Iparana, apresenta-se como um bloco de granulação grossa, coloração amarelada com grãos dispersos na matriz, com estratificação cruzada de tamanho centimétrico ocorre de forma bem sutil. Está bastante litificado e posiciona-se na porção mais interna da zona de berma.

Comparando os afloramentos *ICA 1* e *ICA 2*, percebe-se que a deposição dos sedimentos ocorreu em períodos diferentes, pois tanto as características sedimentares,

como o grau de litificação são distintos. Outro elemento que auxilia nessa interpretação está na quantidade de conchas ou fragmentos encontrados na matriz, pois nos sedimentos menos litificados ocorrem dispersos, enquanto nos sedimentos mais litificados estão dispostos em níveis ou pequenas porções como preenchimento de marmitas.

O afloramento *IPA 2* (Figura 4.38) tem formato de um banco extenso com topo plano, atua como proteção natural na face de praia. Está depositado discordantemente sobre as areias recentes, caracteriza-se por sedimentos arenosos litificados de coloração esbranquiçada, granulação média na base com estratificação cruzada. Tem sua base escavada pela ação das ondas, esta feição indica que a praia sofre uma intensa atividade erosiva. No topo a granulação é mais fina, com minerais pesados e grãos dispersos na matriz. Por sobre o topo do afloramento observa-se um nível conglomerático disposto descontinuamente, com seixos arredondados a subarredondados e, algumas vezes, preenchem as porções mais deprimidas.



Figura 4.38 Afloramento *IPA 2*, topo aplainado, coloração creme com níveis mais grosso. Serve como barreira de proteção para a estreita faixa de praia.

Varias feições erosivas foram observadas nos afloramentos de beachrocks, as mais expressivas são as marmitas preenchidas por sedimentos mais grosso transportados pela deriva litorânea, ou por água. Dentre as preenchidas, algumas estão litificadas, este fato pode ser interpretado como uma fase de deposição e litificação posterior a formação do depósito. Outras feições significativas são as cristas soerguidas e os cumes lingóides, estruturas produzidas pela movimentação lateral das correntes de deriva litorânea na porção mais inferior da zona de berma (Miller e Mason 1994).

Na foz do Rio Ceará, o afloramento *IPA3*, estende-se por quase 300 m ao longo da faixa de praia com largura de aproximadamente 50 m e exibe uma altura de 80 cm. A porção superior encontra-se encoberta por sedimentos recentes, evidenciando que a largura do afloramento é maior do que é observado (Figura 4.39). Caracteriza-se por areias litificadas de coloração amarela a acinzentada. Na base do afloramento os sedimentos exibem uma granulação média com estratificação cruzada de médio porte com grãos marcando o limite dos estratos. Recobrimo os sedimentos basais tem-se um nível conglomerático, que em alguns locais foram englobados na matriz arenosa na forma de bolsões (Figura 4.40). Na porção intermediária as areias apresentam granulação grossa, e estrutura sedimentar do tipo estratificação cruzada, um novo nível conglomerático recobre a porção intermediária evidenciando uma expressiva mudança no ambiente deposicional. Na porção superior a granulação torna-se mais fina, mas as características sedimentares se repetem.



Figura 4.39 Afloramento *IPA 3*, situados na foz do rio Ceará com extensão em torno de 300m ao longo da faixa de praia

No Anexo 3 Perfil Cumbuco-Iparana estão dispostos os afloramentos que compõem este perfil. Os afloramentos mostram a variação composicional significativa implicando em fácies relacionada a variação da dinâmica praial



Figura 4.40 Topo aplainado, coloração creme com bolsões conglomeráticos e nível de arenito mais grosso. Serve como barreira de proteção para a estreita faixa de praia

4.3. Arcabouço dos afloramentos da Costa Leste

O cenário litorâneo da porção a leste de Fortaleza apesar de apresentar feições similares às descritas no litoral oeste apresenta uma disposição diferenciada dando um arranjo peculiar aos depósitos. Na planície litorânea torna-se mais estreita e algumas feições não apresentam tanta expressão como no litoral a oeste de Fortaleza, como por exemplo, o campo de dunas móveis, outras desaparecem na paisagem como é o caso dos eolianitos. Os terraços marinhos são mais largos e as falésias da Formação Barreiras são feições significativas na paisagem.

Beachrock Sabiaguaba

Na praia de Sabiaguaba, na região metropolitana de Fortaleza são observadas as seguintes unidades geológicas de idade holocênica: terraços marinhos (sedimentos praias), campos de dunas e os *beachrocks*. Segundo Alencar Castro *et al.* (1992), a formação e retrabalhamento das feições litorâneas observadas na planície costeira nas imediações de Fortaleza, (Figura 4.41) estão condicionadas pela ação dos agentes dinâmicos locais (ondas e ventos) e as variações do nível do mar. Estes autores advogam ainda que a construção dos terraços marinhos e campo de dunas instalados acima do cordão de praia atual é o resultado de processo transgressivo associados a transgressão Flandriana ou Holocênica.



Figura 4.41 Imagem da faixa litorânea desde o rio Cocó até o rio Pacoti, região metropolitana de Fortaleza. Fonte: www.cdbrasil.embrapa.br

Os *terraços marinhos* de idade holocênica ocorrem como uma faixa de sedimentos alongada dispostos paralelamente à linha de praia, posicionados a retaguarda dos

beachrocks em contato com o campo de dunas. Segundo Rodrigues (2000) são identificados como depósitos praias, compostos por sedimentos arenosos bem selecionados, com granulação média. Maia (1998) afirmou que esses depósitos constituem uma superfície plana com cota máxima de 4 a 6 m acima do nível do mar, formados por dois níveis; na porção inferior têm-se os depósitos de praia e na superior as areias médias bem selecionadas indicadoras de deposição eólica.

O campo de dunas móveis posicionado topograficamente acima dos terraços marinhos ocupa uma faixa restrita sobre os depósitos pré-litorâneos. A principal direção dos ventos SE-NW condicionando sua migração. Os tipos mais característicos são os lençóis de areia com granulação média, coloração esbranquiçada, com grãos de quartzo variando de subangulosos a subarredondados.

Os *beachrocks* expostos na desembocadura do rio Cocó estende-se até a foz do rio Pacoti. De acordo com Castro *et al.* (1992), esse depósito está posicionado 1 metro acima do nível do mar atual. Entretanto, observou-se que alguns afloramentos encontram-se soterrados, mas mesmo assim foi reconhecida a descontinuidade do depósito. Este fato pode ser decorrência das condições da deriva litorânea, mencionada no início deste capítulo.

Na desembocadura do rio Cocó, os *beachrocks* afloram na zona de intermaré com uma largura variando entre 0,5 a mais de 5 metros, apresentam um aspecto tabular, as feições erosivas reconhecidas no topo e na parte frontal são as marmitas e cristas de erosão. Os afloramentos observados estão fracamente cimentados.

O afloramento *PC0* na margem esquerda do rio, tem aspecto maciço na base, granulação de média a grossa, coloração creme com algumas porções avermelhadas, com presença de fragmentos de conchas dispersos na matriz. Devido a forte dinâmica praias as conchas encontradas estão fragmentadas. Seu topo apresenta feições erosivas do tipo de marmitas com tamanho de até 20 cm e profundidade de até 10 cm.

No afloramento *PC1*, Na margem direita foram identificados três níveis sobrepostos (Figura 4.42):

- a base está marcada por um nível conglomerático passando a sedimentos de granulação média com seixos angulosos e conchas dispersas na matriz, foi observada estratificação cruzada com sets marcados por alinhamento de seixos e conchas;
- na passagem do inferior para o intermediário se tem uma camada conglomerática e de pequena espessura, no nível intermediário têm-se as areias de granulação média, as estratificações são paralelas com conchas dispersas na matriz;
- no nível superior os sedimentos tornam-se mais grossos, com estruturas do tipo estratificação cruzada acanalada com alinhamento de minerais marcando os níveis estratigráficos.

A espessura total do afloramento exposto na maré baixa está em torno de 2,5 metros. Essa variação no ambiente de sedimentação pode estar relacionada às mudanças no ciclo de maré durante a formação do depósito.

Em *PC2* os afloramentos ocorrem como bancos de tamanho métrico com aspecto tabular, os sedimentos apresentam uma granulação média na base com estratificações cruzadas realçadas pelos alinhamentos de grãos angulosos dispersos na matriz. Na porção superior dos afloramentos, a granulação torna-se mais fina e as estruturas do tipo *hummocky* evidenciam um ambiente de tempestade correlacionado à formação do depósito. São observadas conchas dispersas.

Em *PC3* e *PC4* os sedimentos de coloração amarelada apresentam-se bastante litificado, com granulação média na base passando à fina no topo, são observados grãos marcando os *sets* das estruturas, bem como seixos de feldspato angulosos e conchas imersos na matriz.



Figura 4.42 Afloramento *PC1*, situado na margem direita do canal do rio Cocó. Os três níveis na porção superior do depósito.

No ponto *PC6*, o arenito apresenta sedimentos de coloração creme e está bastante litificado. Na porção inferior dos blocos, observa-se uma granulação média com minerais pesadas e grãos marcando o acamamento das estratificações cruzadas, este nível está em contato erosivo com um nível conglomerático com seixos angulosos. Na parte superior a granulação dos sedimentos apresenta-se mais grossa com grãos e conchas dispersas na matriz, e estruturas do tipo estratificação cruzada.

Nos *PC7* e *PC8*, o arenito exibe uma coloração cinza com granulação variando de grossa a conglomerática. Sendo que em *PC7* observam-se bolsões preenchidos por seixos e conchas. Na base predomina um aspecto conglomerático com estratos exibindo níveis mais seixosos.

No ponto *PC8*, o nível mais grosso divide o afloramento, possivelmente marcando um período de espraiamento em que as correntes litorâneas depositam material pesado. As

conchas neste nível estão com a concavidade voltada para baixo. Na porção mais superior a granulação torna-se média e a rocha assume aspecto maciço.

O ponto *PC10* a margem esquerda do rio Pacoti, foi investigado em dois períodos. Na porção mais próxima a linha d'água o beachrock tem coloração acinzentada, granulação fina com minerais pesados marcando o acamamento entre os extratos com mergulho na direção do mar. A porção situada dentro do canal do rio Pacoti não aflorava no período da primeira campanha. Na etapa de novembro de 2003, observou-se que o afloramento servia de sustentação para uma obra de engenharia. A forte erosão em parte do canal do rio Pacoti, possibilitou a coleta de amostra e reforçou a idéia de continuidade do depósito. Como características principais, o ponto *PC10* tem a coloração amarela, granulação média, estruturas do tipo estratificação média, com minerais pesados marcando os set. A paleocorrente está na direção $N120^{\circ}W$ (Figura 4.43). Esta variação na direção da corrente é observada em depósito do tipo ilhas barreiras.



Figura 4.43 Vista frontal do afloramento *PC10a*, situado na porção interna do canal do rio Pacoti (margem esquerda). Observa o sentido da corrente $N012^{\circ}W$.

O ponto *PC11*, à margem direita do rio Pacoti, apresenta características bem diferenciadas dos demais afloramentos. Apresenta espessura de aproximadamente 1 m, tem aspecto tabular e coloração cinza. No topo observa-se a estrutura mais comum é estratificação cruzada de médio porte, com grãos dispersos na matriz. Na porção intermediária as estruturas ficam com tamanho maior e observa-se uma variação no sentido do fluxo da corrente, feição comum na porção superior do ambiente praiar.

No anexo 4_Perfil Sabiaguaba integra todas as características observadas em campo e forma uma idéia melhor da disposição dos afloramentos ao longo de todo o perfil.

Beachrock Caponga

Distando aproximadamente 75 km a leste da cidade de Fortaleza, a localidade de Caponga município de Cascavel, vem sendo alvo de muitos estudos nas últimas décadas principalmente devido ao intenso processo erosivo que modificou a faixa de praia de forma irreversível. Segundo Carvalho e Maia (2002), a justificativa para tal desequilíbrio está na construção de pequenas represas ao longo do canal principal do rio Mal Cozinhado, que teve como consequência a diminuição do volume de água e a intensa sedimentação na margem direita da foz possibilitaram a migração deste para NW como pode ser observado na figura 4.44.

As unidades Cenozóicas que afloram na faixa de praia de Caponga estão representadas pelos terraços marinhos holocênicos, as dunas costeiras (fixas e moveis) e pelos *beachrocks*. Essas unidades estão sofrendo um intenso retrabalhamento pelos agentes dinâmicos, fazendo com que sejam produzidas significativas feições erosivas, principalmente nos *beachrocks*.

Os terraços marinhos são encontrados como bancos ao longo das margens do rio Mal Cozinhado e na retaguarda dos sedimentos praias, os depósitos atingem altura de até 2 m. São compostos por sedimentos arenosos inconsolidados com granulação variando de fina a grossa e fragmentos de conchas. De acordo com Domiguez e Bittencourt (1996) a formação de terraços está associada a uma fase posterior ao último evento transgressivo, quando o nível do mar retrocedia até atingir o nível atual.



Figura 4.44 Imagem da faixa litorânea de Caponga desde a foz do rio Mal Cozinhado até a vila de Pescadores. www.cdbrasil.embrapa.br

As paleodunas e dunas recentes estão instaladas atrás dos terraços em uma estreita faixa alongada paralelo à costa. São compostas por areias quartzosas de granulação fina a média. As areias recentes possuem coloração esbranquiçada, enquanto as paleodunas apresentam uma cor amarela a alaranjada. Processos pedogenéticos e existência de vegetação são responsáveis pela estabilização das dunas já fixadas.

O depósito de beachrocks apresenta uma variação topográfica, na foz do rio Malcozinhado está posicionado ao nível de mar na maré baixa, após 2 km ao longo da praia atinge uma altura de 2 m na maré baixa (Figura 4.45). Em alguns locais atingem a base das dunas fixas ou estão encobertos pelos sedimentos recentes. O depósito como um todo está disposto como uma linha contínua ao longo de 3 km com largura aproximada de 50m na zona de intermaré.

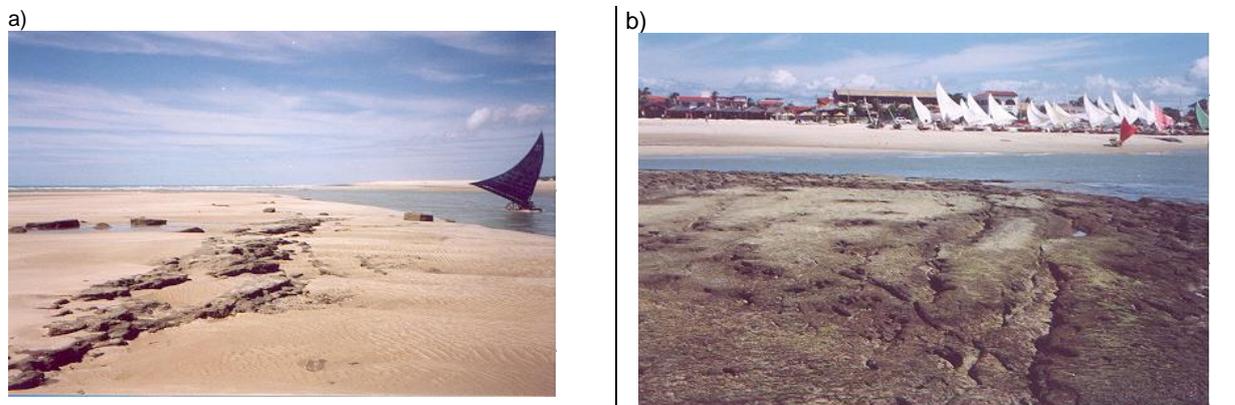


Figura 4.45 a) Afloramento de beachrocks na margem do rio Malcozinhado, posicionado ao nível do mar na maré baixa; b) Afloramento defronte a Vila de pescadores com altura de 2 m na maré baixa.

No ponto *CAP1* os sedimentos consolidados apresentam coloração acinzentada e aspecto conglomerático na base, na porção superior passa a grossa com grãos de quartzo dispersos na matriz. A direção da paleocorrente é 330°Az , estratificações cruzadas de pequeno porte são muito comuns. O afloramento está suavemente inclinado em direção ao mar e exibe feições erosivas (Figura 4.46a) do tipo *lingoid ridge* (Miller e Mason, 1994) geradas pelos agentes dinâmicos quando o fluxo de água fica aprisionado no depósito.

Em *CAP2* e *CAP2*^{1/2} areias muito litificadas de coloração cinza esbranquiçada com granulação grossa intercalada com um nível mais conglomerático. Estratificações cruzadas têm direção $12^{\circ}/330^{\circ}\text{Az}$. Indicando uma corrente aproximadamente paralela ao litoral. Feições do tipo cristas de erosão marcam o topo dos afloramentos.

No afloramento *CAP3*, as areias cimentadas têm granulação grossa, coloração acinzentada e apresentam seixos de quartzo subangulosos a subarredondados estão dispersos na matriz. Ocorrem umas porções conglomeráticas preenchendo as marmitas, nestes bolsões têm além de seixos de quartzo, fragmentos de rocha e conchas (Figura

4.46b). O preenchimento das marmitas deixa evidente mais de um momento de deposição na faixa de praia e a natureza do material transportado pela deriva litorânea.

Observa-se uma variação topográfica no depósito desde a foz do rio Mal Cozinhado (Figura 4.46c), em *CAP4*, a porção mais inferior está composta por areia com granulação grossa, estratificação plano-paralela com fragmentos de quartzo dispersos na matriz que evidenciam um ambiente de baixa energia de fluxo, a deposição de nível conglomerático marca uma mudança no regime de fluxo, possivelmente associado a período de grande energia do rio com o retrabalhamento das correntes litorâneas. Na porção superior observa-se uma mudança na velocidade de fluxo, pois as estruturas predominantes são do tipo estratificação cruzada acanalada. Dentre as estruturas erosivas, observa-se as *lingoid rigdes* geradas no retrabalhamento das águas represadas nas plataformas de intermaré, e as fraturas dispostas preferencialmente em duas direções, uma perpendicular e outra paralela a linha de costa. Estas direções poderiam ser resultado do processo de solopamento do afloramento pela ação mecânica das ondas, ou pela reativação das estruturas associadas ao processo de abertura do oceano Atlântico Sul.

Em *CAP5* as areias cimentadas exibem coloração variando de acinzentada a esbranquiçada com granulação média, na base, passando para grossa na porção mais superior. Observa-se estratificação cruzada acanalada de pequeno porte com grãos de quartzo angulosos marcando o acamamento. No topo ocorre um bolsão com granulação grossa com seixos de composição quartzosa e fragmentos de rocha e conchas, as marmitas apresentam tamanho de até 15 cm e profundidade variando até 20 cm, outra feição bem significativa é o escavamento da base do afloramento pela ação das ondas, denominadas de *undercut* (Miller e Mason, 1994). Esta feição gera um desequilíbrio na frente do afloramento, ocasionando o fraturamento e conseqüentemente a quebra da parte frontal do afloramento.

Nos afloramentos *CAP6* e *CAP6a* o arenito tem granulação média, a base do afloramento tem aspecto maciço. Na porção superior do afloramento *CAP6* observa-se o recobrimento por cracas e colônias de corais, estratificação cruzada acanalada na direção $10^{\circ}/110^{\circ}\text{Az}$ e $08^{\circ}/025^{\circ}\text{Az}$ diferenciam os ambientes de deposição no afloramento. Entretanto esta passagem está mascarada por uma capa algálica. No topo tem-se bolsão de material de material conglomerático (Figura 4.47a). Em *CAP6a* observa-se dois níveis conglomerático marcando as paradas na deposição dos sedimentos de ambiente litorâneo e a deposição de sedimentos mais grossos decorrentes da deriva litorânea. No geral os sedimentos têm granulação média com estratificação cruzada acanalada com grãos e conchas dispersas na matriz. A direção da paleocorrente é $25^{\circ}/345^{\circ}\text{Az}$. A extremidade mais a leste do afloramento observa-se uma mudança no mergulho da corrente, pois as estratificações mergulham no sentido do continente (Figura 4.46b).

a)



b)



c)



Figura 4.46. a) Feição erosiva do tipo *lingoid ridges*, produzidas pelo retrabalhamento da corrente litorânea na corrente litorânea na porção interna do afloramento;

b) marmitas preenchidas por material conglomerático (seixos e fragmentos de concha) em matriz arenosa;

c) fraturas nas direções paralelas e perpendicular a linha de costa

O afloramento CAP7 constitui-se por sedimentos acinzentados com granulação média, estratificação paralela milimétrica com grãos dispersos na matriz. Da mesma forma que o afloramento anterior, este está recoberto por uma camada de algas. No topo são identificadas feições erosivas do tipo marmita circular e rasa.

Na frente da vila de Caponga o afloramento projeta-se em direção ao mar, formando uma enseada, com topo aplainado na porção mais próxima a praia. O afloramento fica totalmente encoberto na maré alta, mas não aflora completamente na maré baixa, pois a espessura do pacote deve ultrapassar os 02 m. Em CAP8 os sedimentos possuem granulação média, tornado-se mais grossa na parte superior, as feições erosivas decorrem do intenso retrabalhamento pela ação das ondas correntes. Principalmente na frente da vila de Caponga este cordão atua como uma barreira de proteção natural para a faixa de praia, deslocando mais para oeste as frentes de erosão.

No anexo 5 Perfil Caponga estão integrados os afloramentos descritos no depósito.

a)



b)



Figura 4.47 a) Vista geral do afloramento CAP 6 e CAP 6a, a coloração escura evidencia que o mesmo fica encoberto na maré alta, A base está recortada devido ao retrabalhamento da ação das ondas;

b) Estratos mergulhando em direção ao continente, provavelmente decorrente da variação na direção do fluxo.

Beachrock Águas Belas - Choró

Este depósito situa-se mais a leste dos beachrocks de caponga apresentado as mesmas unidades geológicas anteriormente descritas. A praia de Águas Belas (Figura 4.48) está a 76 km da cidade de Fortaleza e a exemplo de Caponga vêm sofrendo intensa ação erosiva pelos agentes hidrodinâmicos destruindo a faixa de praia e retrabalhando as unidades ambientais ali instaladas.

As principais unidades morfológicas observadas na faixa de praia são os terraços marinhos holocênicos, os campos de dunas, os sedimentos praias e os beachrocks.

Os *terraços marinhos holocênicos* são caracterizados por sedimentos arenosos de granulação variada, coloração acinzentada, constituído por grãos de quartzo, fragmento de concha e matéria orgânica, que afloram nas proximidades da linha de praia ou estão recobertos por sedimentos dunares e/ou canais fluviais. Segundo Morais e Meireles (1992b) a formação desse depósito foi condicionada às flutuações do nível do mar no Holoceno. Com base em datações C^{14} realizadas em conchas coletadas em terraços marinhos na região de Icapuí Morais e Meireles (1992a), atribuíram ao depósito de Águas Belas uma idade 6.230 ± 120 anos AP.



Figura 4.48 Imagem da faixa litorânea de águas Belas desde a foz do rio Mal Cozinhado até a foz do rio Choró. www.cdbrasilembrapa.br.

O *campo de dunas (fixas e móveis)* ocorre à retaguarda dos sedimentos praias recobrendo os terraços marinhos holocênicos. Segundo Morais e Meireles (1992b) na região o regime de ventos tem a direção preferencial SE-NW durante grande parte do ano, com isso grande parte dos sedimentos depositados na faixa de praia retornam para a zona de intermaré e são transportados pela deriva litorânea, dificultando a alimentação do campo de dunas. Na área as dunas são de pequeno porte e predominam o tipo barcanóide com granulação variando de fina a média.

Os *sedimentos praias* (Figura 4.49) ocorrem em estreita faixa de praia na zona de estirâncio recobrendo o cordão de *beachrocks*, e constituem-se por sedimentos arenosos de coloração esbranquiçada a acinzentada, granulação variando de grossa na face de praia a muito fina na zona de berma. Os componentes predominantes são grãos de quartzo, fragmentos de concha e minerais pesados.



Figura 4.49 Aspecto de campo dos sedimentos praias recobrendo os beachrocks na zona de estirâncio da praia de Águas Belas.

O *depósito de beachrocks* estende-se desde a foz do rio Choró até a foz do rio Malcozinhado. Seu posicionamento e exposição estão condicionados pela atuação dos

agentes dinâmicos (vento e ondas) locais que retrabalham os sedimentos na desembocadura do canal fluvial do rio Choró. Topograficamente ocorrem na face de praia e na zona de arrebentação expondo-se somente em condições de maré baixa.

No ponto BN1, situado na porção interna da margem direita do canal do rio Choro, observa-se a disposição de quatro patamares. O afloramento como um todo tem aspecto de cumeeira (Figura 4.50 e 4.51), mergulhando suavemente em direção ao mar. Sua largura na porção aflorante é de aproximadamente 60 metros.



Figura 4.50. Vista geral do afloramento BN1 na porção interna próximo da desembocadura do rio Choró. Disposição em níveis inclinados em direção ao mar.



Figura 4.51 Aspecto geral do afloramento BN1 nas proximidades da vila.

O ponto BN1a, nível mais externo, os sedimentos consolidados apresentam uma coloração variando de marrom a acinzentada com granulação grossa na base, com aspecto maciço e grãos dispersos na matriz arenosa. Um nível conglomerático marca as mudanças no regime de deposição, este apresenta seixos subarredondados dispersos na matriz arenosa. Na porção superior, observa-se estratificação cruzada de médio porte com paleocorrente na direção $03^{\circ}/348^{\circ}\text{Az}$.

Nos pontos BN1b e BN1c, situados na posição mais central do afloramento, os sedimentos estão bastante litificados, exibem coloração marrom a acinzentado, granulação

grossa. Apresentam bolsões conglomeráticos com seixos subangulosos e conchas dispersas na matriz arenosa. Apresentam como feições erosivas fendas e marmitas com tamanhos variados e profundidade de até 15 cm (Figura 4.52).

No ponto BN1d, nível mais interno (possivelmente mais novo), os sedimentos estão fracamente litificados, granulação grossa e coloração marrom escura provavelmente decorrente da grande quantidade de matéria orgânica associada ao mangue instalado à retaguarda do afloramento (Figura 4.53). Observa-se o sentido da corrente variando nas direções $03^{\circ}/346^{\circ}\text{Az}$, $03^{\circ}/343^{\circ}\text{Az}$ e $03^{\circ}/350^{\circ}\text{Az}$. As feições erosivas são do tipo fraturas e marmitas com profundidade de até 30 cm.



Figura 4.52. Detalhe do afloramento BN1b mostrando feições erosivas: marmitas e fendas com objetos já cimentados, evidencia da intervenção antrópica nos depósitos.



Figura 4.53. Detalhe do afloramento BN1d, granulação grossa mostrando estratos acanalados, feições erosivas marmitas preenchidas por sedimentos inconsolidados. Utilização do local para atividade antrópica.

O afloramento BN2 com extensão de aproximadamente 100 metros está situado a 400 m mais a NW do ponto BN1, na porção interna da laguna. Observa-se nas imediações do afloramento, vegetação do tipo *rizophora mangue* com um nível de matéria orgânica. O afloramento está recoberto por conchas bivalves do tipo *ostrea*. Os sedimentos apresentam-se bastante litificados exibindo coloração amarelada, granulação média com grãos e seixos dispersos na matriz arenosa. Observa-se estratificação incipiente evidenciada por alinhamento de pequenas conchas com concavidade para baixo, concordantes com acamamento.

BN3 aflora na faixa de praia e exibe uma extensão em torno de 40 metros, mergulhando suavemente em direção ao mar. Na base do afloramento os sedimentos possuem granulação média, coloração amarelada, com estratificação cruzada incipiente. Na porção intermediária se observa níveis de material conglomerático com seixos e conchas dispersas. Enquanto na porção superior, os sedimentos de granulação média apresentam acamamento horizontalizado. Marmitas são as feições erosivas mais comuns, algumas estão preenchidas por sedimentos inconsolidados contendo seixos e conchas.

Em BN4 situado nas imediações do rio Mal Cozinhado, observa-se a disposição em patamares inclinados para o mar. Na porção mais basal, os sedimentos estão bastante litificados e tem aspecto conglomerático contendo variando de seixos subangulosos a subarredondados imersos em matriz arenosa. Exibe uma coloração amarelada a acinzentada com intercalação de leitos de seixos e conchas. Esta feição possivelmente está associada a fases estacionárias durante os ciclos de maré. A forte ação dos agentes dinâmicos provocou a quebra e tombamentos de grandes blocos na porção frontal do cordão de beachrocks principalmente na foz do rio Mal cozinhado.

Maia e Carvalho (2002) e Pinheiro (2003) advogam que a intensificação dos processos erosivos e intenso retrabalhamento da zona litorânea na foz do rio Mal cozinhado, decorre da diminuição da vazão e competência do referido rio, associado à construção de represas fluviais ao longo de seu curso.

Beachrock Uruaú

Este depósito está situado no extremo leste da área estudada, distando em torno de 85 km de Fortaleza (Figura 4.54). Caracteriza-se como um dos cartões postais na costa Cearense, favorecendo a exploração imobiliária, fator que intensifica o processo de degradação da zona costeira. As unidades Cenozóicas observadas destacam-se por seu arcabouço topográfico e são constituídas pela Formação Barreiras, terraços marinhos depósitos eólicos e *beachrock*.



Figura 4.54 Imagem da faixa litorânea de Praia das Fontes até a Praia de Uruaú. www.cdbrasilemrpa.br

Na região em análise, os sedimentos inconsolidados da Formação Barreiras compõem uma superfície suavemente inclinada em direção ao mar formando falésias ativas que se estendem por muitos metros na linha de costa. Esses depósitos foram depositados em ambiente do tipo leque aluvial nas porções mais interiores, passando a fluvial entrelaçado a meandrante nas proximidades da linha de costa. Exibem uma coloração variegada desde o alaranjado até o esbranquiçado, devido a intensa lixiviação, no depósito existem níveis com maior concentração de óxido de ferro, reconhecidos pela coloração mais avermelhada e endurecida na camada.

As falésias da *Formação Barreiras* são estruturadas como patamares com maior topografia na porção mais interior da planície litorânea. O desmonte do depósito se deve ao escavamento dos fluxos dos riachos temporários nos períodos de chuvas intensas produzindo as voçorocas profundas nas porções mais interiores, que se tornam alargadas próximo à praia.

O afloramento UR5 situado na zona de intermaré possui largura de aproximadamente 60 m e extensão de 40 m, altura de 1,1 m é um testemunho da Formação Barreiras. Composto por sedimentos de granulação média com aspecto maciço alternando níveis milimétricos de areia fina, de coloração variando de cinza a avermelhado. Na porção de granulação média são observados *pelots* de argila marrom imersos na matriz. No topo estruturas ruiformes indicam o retrabalhamento dos agentes hidrodinâmicos. O afloramento está na mesma cota altimétrica que o afloramento UR4 (*beachrocks*), este fato pode ser decorrente da movimentação neotectônica na região, pois na literatura foi

reportada atividade sísmica recente, ou ainda como decorrência das proximidades com a Bacia Potiguar situada mais a leste.

Os *terraços marinhos* juntamente com *sedimentos praiais* recentes, constituem um expressivo depósito na zona litorânea. Apresentam uma granulação que varia de fina a grossa com níveis de grãos e minerais pesados, ora dispersos na matriz, ora como níveis milimétricos. Os terraços marinhos mais antigos se formaram após o último evento transgressivo descrito por Bittencourt e Dominguez (1992). Já os sedimentos mais superiores recobrem os afloramentos de *beachrocks* podendo chegar até a zona de berma e ao sopé das falésias da Formação Barreiras durante alguns meses do ano. Suas areias foram depositadas coincidentes com a declividade da linha de praia como decorrência do espriamento e refluxo das correntes litorâneas.

Os depósitos de natureza eólica estão depositados sobre os sedimentos da Formação Barreiras, apresentam uma granulação variando de fina a média, com grãos bem selecionados. Constituem as paleodunas e dunas finas recobertas pela vegetação arbustiva, dificultando migração das dunas principalmente devido aos processos pedogenéticos. A morfologia da linha de costa possivelmente é responsável pela inexistência de campo de dunas atual, que impede que os sedimentos depositados na linha de costa se desloquem em direção ao interior.

Na praia do Uruaú os afloramentos de *beachrocks* ficam expostos apenas na maré baixa. O depósito estende-se ao do estirâncio médio de forma contínua, contudo são recobertos em alguns locais pelos sedimentos recentes, possibilitando diferenciá-los como afloramentos. A coleta de amostras se deu principalmente no topo, apenas no ponto UR3 foi realizada uma coleta vertical, onde foram observadas diversas características relacionadas à deposição e estruturas geradas em resposta aos agentes dinâmicos.

O afloramento UR1 posicionado no mesmo nível do mar atual tem aspecto tabular. De um modo geral mergulha suavemente em direção ao mar, entretanto em alguns locais observam-se blocos tombados (Figura 4.55). Os sedimentos apresentam-se bem litificados e observa-se uma alternância vertical entre níveis conglomeráticos e grossos no afloramento de espessura centimétrica. Na porção basal tem-se o nível conglomerático constituído por seixos subangulosos e fragmentos de concha. Recoberto por arenito de granulação média, com pequenos seixos subarredondados e fragmentos de conchas dispostos com a concavidade voltada para baixo. Estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada de tamanho centimétrico foram observadas nesta camada. Na porção intermediária a granulação passa a conglomerática com características similares as do nível basal, a paleocorrente tem direção 08°/206°Az. Os blocos tombados mostram a ação dos agentes hidrodinâmicos sobre o depósito. Estruturas tipo *lingoid ridges* observadas na retaguarda do afloramento evidenciam a formação de represas que são retrabalhadas pelo vento. No topo

os sedimentos têm granulação fina com estratificações cruzadas acanalada de tamanho centimétrico, com minerais pesados marcando os sets e com topo e base truncados. Sobre o topo do afloramento observou-se a deposição de um nível centimétrico de grãos angulosos evidenciando a direção de espreamento pela deriva litorânea em ambiente de intermaré.



Figura 4.55 Vista geral do afloramento UR1, mostrando os blocos tombados, inclinados em direção ao mar situado na zona de intermaré.

Similar ao observado na praia de Lagoinha, no afloramento UR2 foi observado duas linhas de beachrock, uma interna posicionada entre o limite superior do estirâncio e o inferior da pós-praia, enquanto a externa situa-se na porção inferior do estirâncio (Figura 4.56). Ambas têm formato alongado e largura métrica e extensão de aproximadamente 50 m. Significativas diferenças nas feições faciológicas levaram a inferir idades de formação diferentes. A linha externa bastante litificada, é composta por sedimentos de granulação média a grossa, coloração acinzentada e acamamento tabular. As cristas lingóides são feições erosivas mais comuns existentes no afloramento, além de fraturas perpendiculares a linha de costa. A linha interna é composta por areias de granulação média a fina, apenas a parte externa está litificada, exibe uma coloração amarelada a esbranquiçada. Minerais pesados encontram-se dispersos na matriz. As estruturas erosivas mais comuns são as marmitas não preenchidas e com pouca profundidade, decorrente do retrabalhamento do vento na superfície do depósito.



Figura 4.56 Linhas de *beachrocks* externa bastante litificada apresenta granulação grossa, apresentando fraturamento perpendicular a linha de costa; linha interna com granulação mais fina pouco litificada.

O afloramento UR3 representa a exposição mais importante do depósito, devido à observação das feições na vertical. O afloramento está disposto na zona de intermaré e possui 01 metro de altura (Figura 4.57).

Na base do perfil são observadas feições da porção inferior da face de praia, os sedimentos têm granulação média a grossa e coloração com grãos dispersos na matriz arenosa. A presença de estruturas biogênicas (*talassinoides*) confirma a posição do nível profundo (Figura 4.58). As bioturbações normalmente obliteram as estruturas sedimentares sin-depositacionais dando um aspecto maciço à camada.

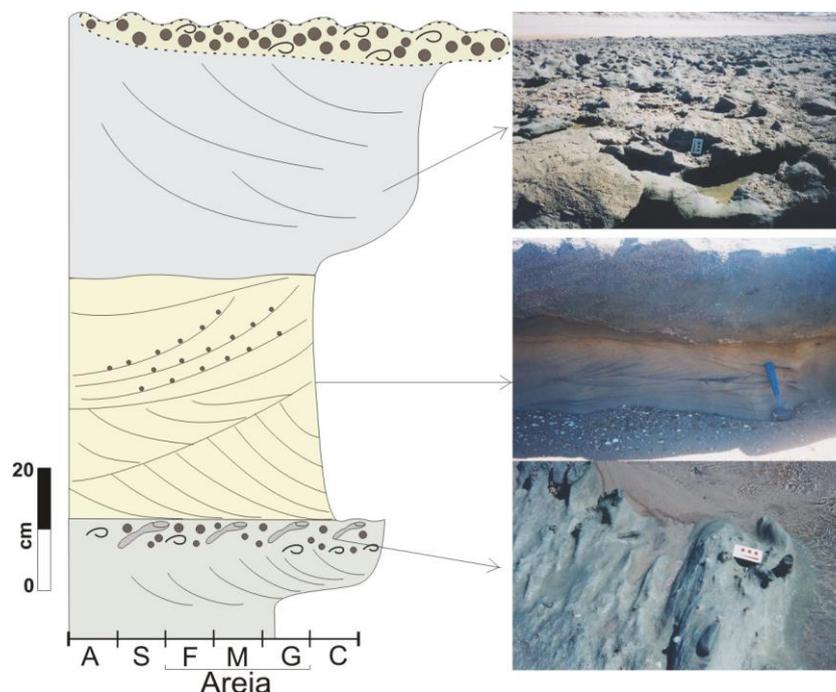


Figura 4.57 Empilhamento vertical do afloramento UR3. Observa a relação das feições de campo com as características da profundidade do ambiente de deposição (Fotos da autora - 2004)



Figura 4.58 Afloramento UR3 base, sedimentos granulação media a grossa, presença de bioturbação, seixos dispostos na matriz arenosa.

Acima deste nível, tem-se porção com areias bem selecionadas, maduras com grãos flutuantes na matriz arenosa com estratificação cruzada acanalada com minerais pesados marcando o acamamento dos sets (Figura 4.59). Observa-se grande variação na direção da corrente, cujas medidas são $15^\circ/003^\circ\text{Az}$, $12^\circ/308^\circ\text{Az}$, $25^\circ/330^\circ\text{Az}$, $20^\circ/270^\circ\text{Az}$. Estas feições normalmente estão associadas a ambiente de alta energia das ondas acima da zona de arrebentação. Nestas áreas observa-se o espraiamento com acúmulo de minerais pesados na superfície superior do nível, normalmente em zona de pós-praia. Atualmente estas feições são observadas na praia de Morro Branco (mais a oeste), onde alta energia as ondas promove na estreita faixa de praia o intenso retrabalhamento e deposição dos minerais pesados, esta deposição é coincidente com a inclinação da face praial.

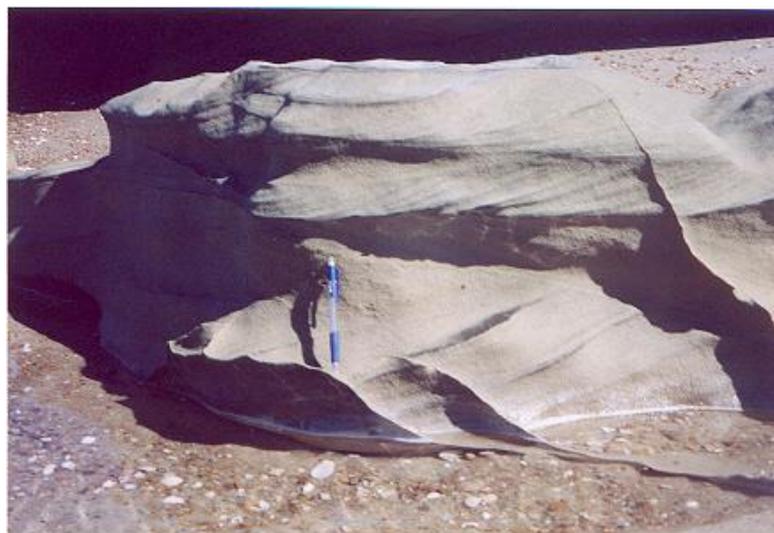


Figura 4.59 Afloramento UR3 porção intermediária, sedimentos bem selecionados, apresentando estratificação cruzada acanalada com minerais pesados marcando os sets.

Na porção superior a granulação torna-se mais grossa, a coloração acinzentada com estratificação cruzada de médio porte na base (Figura 4.60), feições associadas à migração

de canais de maré, com seixos e conchas marcando o acamamento da corrente. Os seixos variam de subangulosos a subarredondados e as conchas apresentam variação na disposição, ora com concavidade para baixo, ora para cima, evidenciando a alta energia de remobilização da corrente de deriva. A direção da paleocorrente medida foi 25°/065°Az.



Figura 4.60 Afloramento UR3 topo, sedimentos grossos a conglomerático, seixos subangulosos e conchas dispostas na matriz arenosa.

As feições erosivas mais comuns no topo do afloramento são as marmitas com diâmetro de até 50 cm ou mais e profundidade de até 30 cm. Algumas estão preenchidas por material conglomerático com seixos subarredondados de tamanho variados (Figura 4.61).



Figura 4.61 Afloramento UR3 topo, apresenta marmitas preenchidas por material conglomerático e marmitas sem preenchimento, evidenciando o intenso retrabalhamento pelos agentes dinâmicos (onda e vento).

O afloramento UR4 está posicionado a 50 metros a frente do afloramento UR5 (sedimentos fluviais) posicionado na mesma cota altimétrica. Constitui-se por sedimentos de granulação grossa, está recoberto por espessa camada de carapaças de moluscos indicando que o mesmo permanece encoberto a maior parte do ciclo de maré. Exibe feições ruiformes.

No Anexo 6_Perfil Uruaú todos os afloramentos levantados com descrição estão dispostos.

De acordo com Gomes (1998) a formação da Lagoa do Uruaú estaria condicionada ao mesmo regime tectônico de caráter distensivo e posteriormente compressivo identificados por Maia (1993) para a o Rio Jaguaribe (situado mais a leste) durante o Quaternário. A referida autora associa o barramento da lagoa na planície costeira (Figura 4.62) aos eventos de variação do nível do mar.

O modelo sugerido para a formação do depósito Uruaú é o tipo ilha barreira, entretanto a devido à configuração da costa, proximidade com o rio Jaguaribe e disposição à retaguarda das falésias da Formação Barreiras não foram observados a instalação de áreas alagadas pantanosas na porção interna.

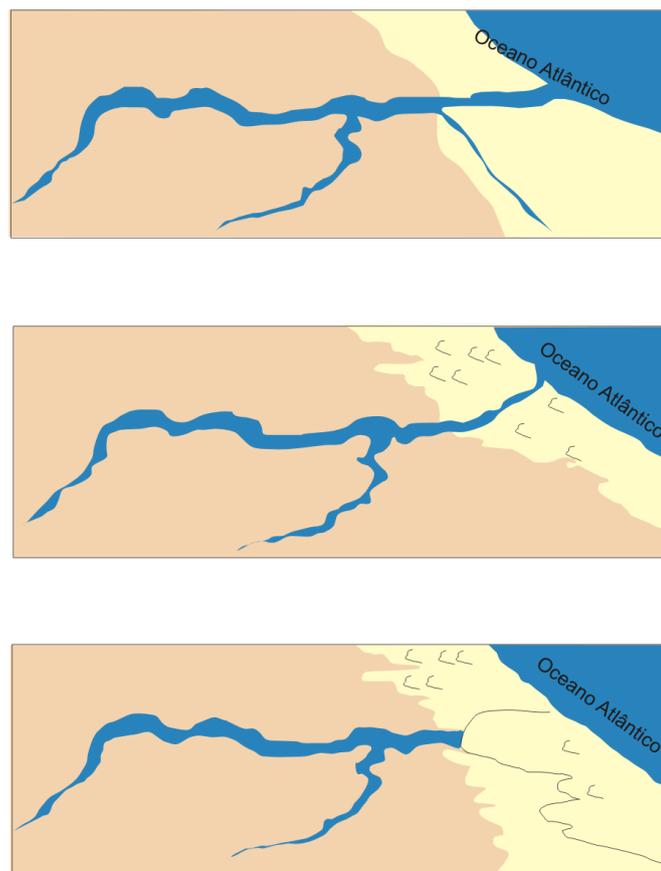


Figura 4.62 Migração dos campos de dunas (direção preferencial para NW), barramento completo do riacho e formação da Lagoa do Uruaú. Durante a última transgressão (5100 anos AP) o vale teria sido escavado e no evento regressivo subsequente condicionariam a expansão da faixa de praia favorecendo a migração do campo de dunas com o soterramento do canal principal (Gomes 1998).

Capítulo 5

Aspectos petrográficos e catodoluminescência nos Beachrocks estudados

5.1. Introdução

Segundo Hardwood (1991) muitos tipos de cimentos podem ser claramente observados utilizando o microscópio petrográfico, contudo com a utilização da catodoluminescência muitas informações podem ser adicionadas, tais como, a direção do crescimento do cristal, que pode elucidar muitas relações entre os vários cimentos, elemento importante no estudo do cimento de rochas sedimentares (carbonáticas, quartzosas e outras).

Os aspectos sedimentológicos macroscópicos (granulometria e distribuição dos grãos) observados nos depósitos investigados permitiram caracterizar os ambientes de sedimentação em que os *beachrocks* se formaram. O nível de litificação dos sedimentos está intimamente relacionado com as condições de precipitação do cimento, muitas vezes em eventos diagenéticos ainda incipientes. A composição e arcabouço da matriz, bem como o tipo de cimento precipitado são elementos que podem indicar os diferentes eventos diagenéticos ocorridos, evidenciando as condições ambientais atuantes durante desenvolvimento dos beachrocks.

A confecção de lâminas petrográficas para caracterização dos depósitos de *beachrocks*, apresentou-se como uma etapa de difícil execução. A natureza do material (muitas vezes pouco litificado) impossibilitou que as seções delgadas ficassem na espessura apropriada para descrição ao microscópio petrográfico. Poucas lâminas foram confeccionadas, estas serão descritas e correlacionadas com as descrições propostas na literatura (p.ex., Morais 1967, Maia et al. 1997, Rodrigues 1999, Carvalho 2003) para os sedimentos e o cimento carbonático constituintes dos *beachrocks* no litoral do Ceará.

A catodoluminescência, a partir de agora aqui denominada CL, foi utilizada para investigar a formação de minerais, evolução dos eventos diagenéticos e diferenciar os cimentos carbonáticos nos beachrocks. A aplicação desta técnica foi essencial para o entendimento das características ambientais quando da precipitação do cimento.

5.2. Considerações Gerais sobre os Aspectos Petrográficos e Catodoluminescência

5.2.1. Aspectos Petrográficos

A composição mineralógica dos *beachrocks* é amplamente descrita na literatura (p.ex. Stoddart e Cann, 1965; Friedman, 1967, Mabesoone 1967, Alexanderson, 1972, Milliman 1974 e outros). *Beachrocks* são arenitos com cimento carbonático essencialmente composto quartzos, feldspato e outros detritos como fragmentos de rocha e bioclastos, guardando uma relação direta com os sedimentos transportados pela deriva litorânea e depositados na faixa arenosa na zona de intermaré.

Os minerais formados em ambiente marinho que compõem os cimentos carbonáticos são: aragonita ortorrômbica e calcita contendo Mg, onde teor de Mg vai definir hábito do mineral formado, podendo ser identificadas calcita com alto teor de Mg (12 a 28mol% $MgCO_3$), calcita com Mg intermediário (4 a 12 mol% $MgCO_3$) e calcita pobre em Mg (< 4% $MgCO_3$). Dentre estes a calcita-Mg é o cimento mais comum, precipitando sobre os grãos de sedimentos ou preenchendo cavidades de forma parcial ou totalmente. As principais formas de cimento calcítico-Mg em ordem de importância são: 1) micrita; 2) esparita fibrosa; 3) blocos esparítico. A distribuição micrita e esparita está relacionada com o tamanho do poro, onde micritico é mais comum em poros pequenos e esparita fibrosa em poros maiores. O crescimento da esparita fibrosa ocorre geralmente como finas franjas isópacas, podendo variar para formas pequenas e curtas como cristais equidimensionais a cristais fibrosos longos (Chave 1954; Milliman 1974; James e Ginsburg, 1979).

Segundo Alexanderson (1972) os carbonatos precipitados a partir da água do mar através de processos físico-químicos ou atividade biológica, serão do tipo calcita magnesiana com 14% mol de $MgCO_3$, enquanto os carbonatos desenvolvidos por dissolução e reprecipitação pelas águas continentais precipitam calcita com teor aproximado de 7% de $MgCO_3$.

Para os depósitos situados na praia do Meireles em Fortaleza, Morais (1967) classificou petrograficamente as rochas como arenito quartzoso calcífero, mal selecionado, com grãos de quartzos predominantemente subangulosos a subarredondados com raros feldspatos disseminados na matriz, com cimento de calcita microcristalina.

Maia et al. (1997) caracterizou petrograficamente os *beachrocks* situados nas proximidades dos rios Cocó, Ceará e Cauípe e observou que nestes depósitos o quartzos é o componente principal variando entre 45 e 57%, onde os grãos variam de subangulosos a subarredondados. Exibindo como componentes secundários feldspatos e bioclastos

(gastrópodes, bivalves e algas do tipo *lithothamnium*). O cimento é do tipo calcita magnesiana constituindo uma capa isópaca variando entre os tipos *bladed* e micrítico.

Carvalho (2003) realizou um estudo petrográfico em algumas lâminas de beachrocks coletadas em Pecém, Paracurú, Lagoinha e Icaraí. E identificou uma litologia de composição predominantemente quartzo-feldspática com presença subordinada de moscovita, biotita, minerais opacos, anfibólio, epidoto, zircão, fragmentos de rocha, além de conchas e fragmentos carbonáticos de organismos marinhos representados mais comumente por algas coralinas, braquiópodes, moluscos e briozoários. O cimento é predominantemente micrítico, entretanto, o tipo espático, exibindo formas "bladed" e equigranular, também foi observado. A porosidade dominante é do tipo intergranular e secundariamente intragranular, sendo estas desenvolvidas principalmente em grãos de feldspatos.

5.2.2 Catodoluminescência: Características dos Depósitos Estudados

As seções delgadas foram examinadas ao microscópico ótico no laboratório NEG-LABISE e as imagens foram capturadas utilizando a JVC-color vídeo câmera acoplada ao microscópio petrográfico Olympus BX40 com objetivas com seguintes aumentos de 2x, 4x, 10x e 20x, no laboratório de mineralogia ótica do curso de Engenharia de Minas da UFPE. O software utilizado para captura das imagens foi o Spitfire vídeo capture versão 2.0.

Lagoinha

Neste depósito, as seções delgadas selecionadas são referentes à linha externa (LB1) e a linha interna (LB2).

Para a **linha externa LB1**, o arcabouço tem como componente siliciclástico principal o quartzo na forma de cristais monocristalinos ou policristalinos (Figura 5.1 a), feldspato e micas ocorrem de forma subordinada. Os minerais acessórios observados têm coloração esverdeada são provavelmente subangulosos. Os clastos biogênicos são moluscos (bivalves e gastrópodes) e fragmentos algálicos (*lithothamnium*).

Os grãos de quartzo apresentam-se subangulosos a subarredondados e exibem extinção ondulante, este tipo de feição pode refletir esforços tectônicos na área fonte. O contato entre os grãos é do tipo tangencial ou não se tocam. Segundo Chaves (1995) este tipo de contato é indicativo de diagênese precoce. A granulação é média com cristais de tamanhos variados. Observa-se que os mesmos são bordejados pelo cimento carbonático. Os poucos cristais de feldspato disseminados na matriz são do tipo plagioclásio em contato com anfibólio? (Figura 5.1a). No arcabouço observa-se que os grãos siliciclásticos apresentam feições associadas à alta dissolução evidenciadas por estrutura do tipo *golfo* (Figura 5.1 b) mais evidentes no quartzo. Estas feições estão provavelmente relacionadas à

percolação de um fluido supersaturado em calcita que atacaria o cristal, dissolvendo-o e formando estas estruturas. Outro fator que favorece a dissolução dos minerais siliciclásticos é a alta temperatura.

O cimento se apresenta como uma massa de coloração marrom bordejando os grãos e preenchendo as cavidades. Provavelmente este cimento é do tipo intergranular de calcita magnesiana. Bordejando a concha de gastrópode se observa uma fina franja de calcita fibrosa (Figura 5.1 d), enquanto no preenchimento da cavidade o cimento é de calcita micrítica (Figura 5.1c) que pode ser desenvolvida em ambiente marinho freático.

As análises por CL para esta lâmina evidenciaram que a precipitação de cimento com coloração vermelha intensa está relacionada a calcita com alto teor de magnésio.

Para a **linha interna LB2**, o quartzo no arcabouço está em torno de quase 90%, ocorrendo como cristais mono e policristalinos subangulosos a subarredondados, não se observa feldspato e micas ocorrem de forma subordinada. Dentre os bioclastos têm-se fragmentos algálicos (*lithothamnium*).

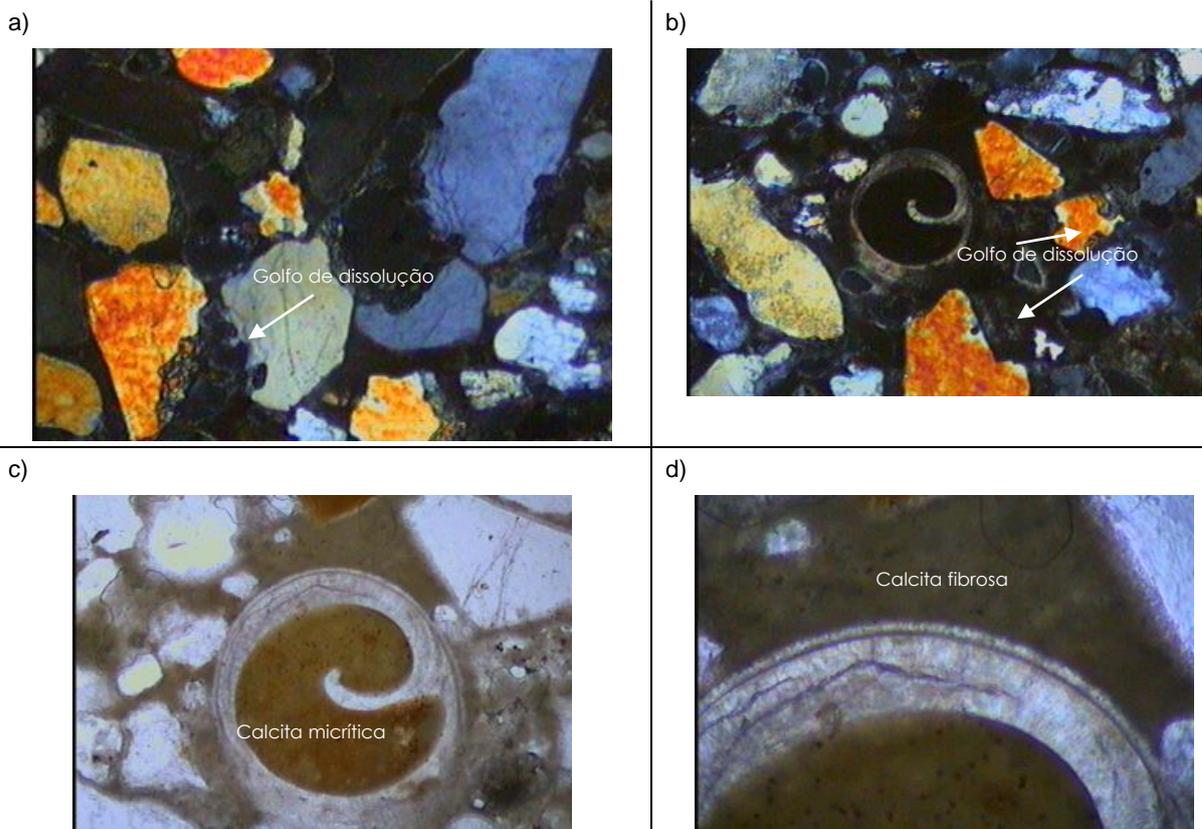


Figura 5.1 (a) Grãos de quartzo exibindo estrutura tipo *Golfo de corrosão*. Aumento 2x, NX; (b) arcabouço da rocha, grãos de quartzo subangulosos corroídos mono e policristalinos, concha de gastrópode. Aumento 2x, NX (c) matriz de coloração marrom, bordejando os grãos angulosos de quartzo com estrutura em *Golfo*. Na porção central carapaça de gastrópode preenchida por cimento micrítico Aumento 4x, N//; (d) Detalhe borda da concha, franja fibrosa milimétrica Aumento 10x, N//.

Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados e exibem extinção ondulante, como citado anteriormente, pode ser reflexo de esforço tectônico na área. O contato é do tipo tangencial ou não se tocam, alguns se apresentam fraturados e exibem feições de alta dissolução. A granulação média com cristais de tamanhos variados bordejados pelo cimento carbonático. Os cristais de mica ocorrem como lamelas imersas na matriz, nas proximidades dos grãos de quartzo, e ainda microcristais de argila. (Figura 5.2 a e b).

Os clastos biogênicos observados são os fragmentos algálicos, exibindo na borda recobrimento por cimento criptocristalino (Figura 5.2c).

O cimento formado por aragonita e calcita magnesiana apresenta dois tipos de textura. O primeiro tipo está precipitado ao redor dos bioclastos como franja isópaca com formato irregular (Figura 5.2c). O segundo tipo está representado pelo cimento micrítico intergranular criptocristalino de calcita magnesiana formando uma massa que preenche os poros ou bordeja os cristais de quartzo (Figura 5.2 d).

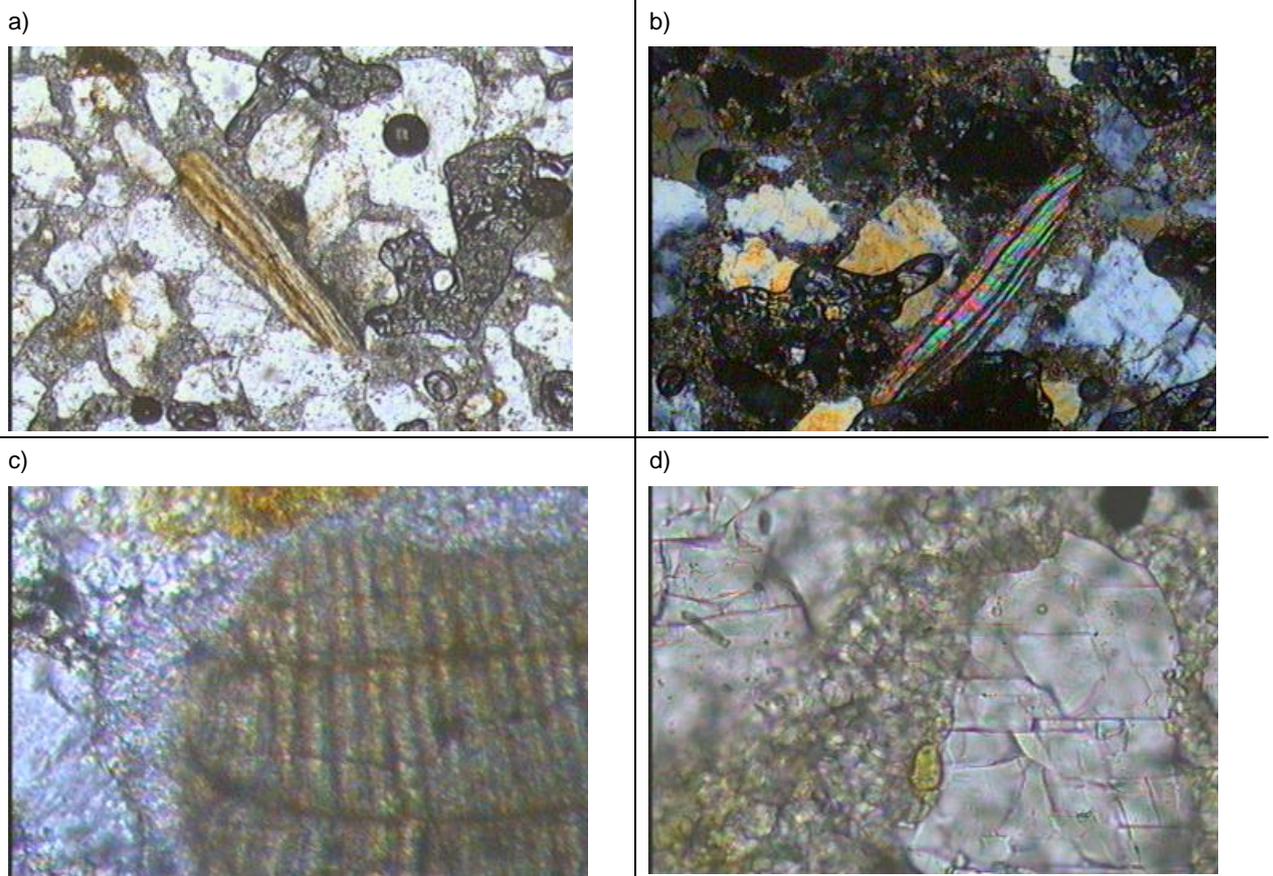


Figura 5.2. a) arcabouço da rocha, grãos de quartzo subangulosos a subarredondado, lamela de mica. Aumento 2x, N// (b) mesma fotomicrografia do arcabouço mostrando cristais monocristalinos e lamela de mica. Aumento 4x, NX; (c) Detalhe borda bioclasto com franja isópaca em contato com cimento micrítico preenchendo o poro. Aumento 20x, N//; (d) Detalhe cimento micrítico bordejando o quartzo Aumento 20x, N//.

As observações por CL na lâmina mostraram na matriz grande quantidade de microcristais vermelhos, a composição destes é calcita com alto teor de magnésio, visto que quando aplicado corante alizarina vermelha e observado no microscópio com nicóis cruzados ficou azul, e vermelho com nicóis paralelos.

Além, da seção delgada foi analisado tablete de rocha do afloramento **LB2**, este tem aspecto maciço, poroso, granulação fina, com proporção do material não luminescente em torno de 30 a 40% do volume representado pelo quartzo, uma coloração azul de suave a media que pode ser emitida tanto pelo feldspato como pelo quartzo, entretanto é muito difícil chegar a uma estimativa da proporção entre os minerais. O cimento carbonático preenche os poros ou recobre os grãos. Microgrãos de calcita com CL vermelha são visíveis, e em maior quantidade pequenos grãos têm-se uma CL amarela (Figura 5.3).

A CL na amostra exhibe grande parte do material não luminescente (cor azul) é interpretada como proveniente dos sedimentos de composição quartzo-feldspática. Schrank e Friedman (1975) advogavam que a calcita com baixo teor de Mg quando ativada por CL emite uma coloração amarelo-alaranjado, enquanto a calcita com alto teor de Mg apresenta uma cor vermelha. Enquanto para Amiex (1982) a coloração vermelha é interpretada como porções enriquecidas em Mg^{2+} enquanto o amarelo denota a composição primária enriquecida em Ca.

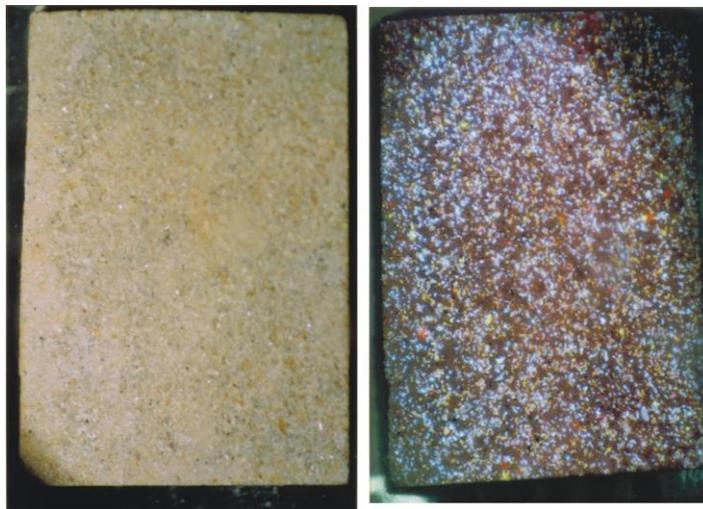


Figura 5.3: Composição tablete de rocha (PLB2) mostrando antes da análise e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração azul indica minerais de quartzo e feldspato, amarelo e vermelho - minerais carbonáticos.

Tomando por base as características descritas pelos autores acima citados, se observa na amostra, a predominância de calcita com baixo teor de Mg (pequenos pontos de coloração amarela) em relação à calcita alto teor de Mg distribuída em todo tablete. A matriz escura nas lâminas apresentou-se de cor marrom. A proporção de minerais com baixo teor de Mg (CL amarelo) é indicativo de que esta porção sofreu maior influência de água

continental que provocaria a dissolução da calcita com alto teor de Mg e precipitaria a Calcita com baixo teor de Mg.

Calcita rica e pobre em Mg é comum como cimento micrítico ou preenchendo poros. A micritização dos grãos ocorre quando a água meteórica percola nas camadas mais superficiais dos sedimentos praias, com isso nos sedimentos da zona de intermaré o cimento formado é calcita pobre em Mg.

São Gonçalo

Nas seções delgadas quartzo se constitui como elemento detrítico em maior quantidade. Feldspatos ocorrem de forma subordinada, os bioclastos são do tipo fragmentos de concha, algálicos (*lithothamnium*) e gastrópodes. Dentre os acessórios tem-se zircão.

Os grãos de quartzo ocorrem como cristais mono e policristalinos subangulosos a subarredondados, não foi observado o contato entre os grãos (Figura 5.4). Os cristais têm tamanhos variados bordejados pelo cimento carbonático, predominando a granulação média. São observados bordas de corrosão.

Os feldspatos são subangulosos, alguns apresentam porções alteradas. Os clastos biogênicos observados são os fragmentos de concha dispersos na matriz bordejados por cimento carbonático. Foi observada carapaça de ostracode.

Devido à espessura da lâmina não foi possível ter maiores informações sobre o cimento, mas em alguns locais observou-se uma coroa em volta dos grãos de coloração marrom, provavelmente o envelope micrítico. Em outros locais o espaço intergranular está preenchido pelo cimento criptocristalino de calcita magnésiana com baixo teor de magnésio.

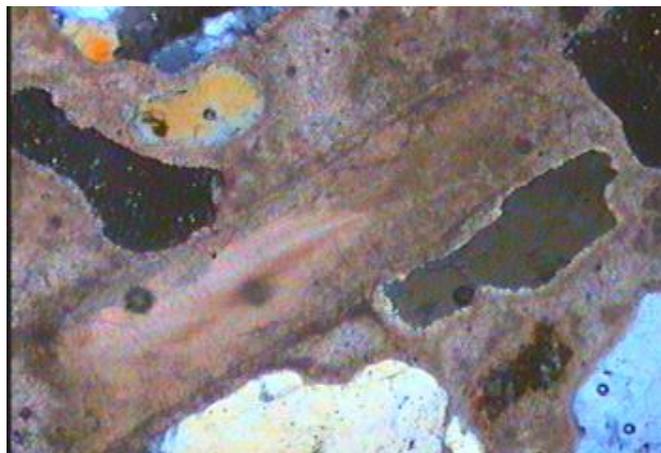


Figura 5.4 Fragmento bioclasto apresentando massa de cimento, provavelmente criptocristalino. Os grãos de quartzo são subarredondados e espaços vazios. Aumento 4x, NX

O tablete de rocha analisado mostra a heterogeneidade da matriz (Figura 5.5). Na parte inferior é mais compacta enquanto na parte superior observa-se um arranjo mais frouxo (espaçado) entre os grãos. Os grãos de quartzo não luminescentes aparecem em cinza claro em luz natural, tem coloração marrom a cinza nas Figuras CL tem granulação fina a média, na parte superior com 2mm aproximadamente. Os poucos grãos de coloração azul brilhante são provavelmente feldspato. São observados poucos grãos vermelho-rubro tendendo a marrom, relativamente transparentes em luz natural, e são provavelmente calcita com alto teor de Mg. Os grãos mais finos amarelado estão presentes na matriz, e possivelmente correspondem aos fragmentos de concha(?) tem coloração vermelha (Figura 5.6).

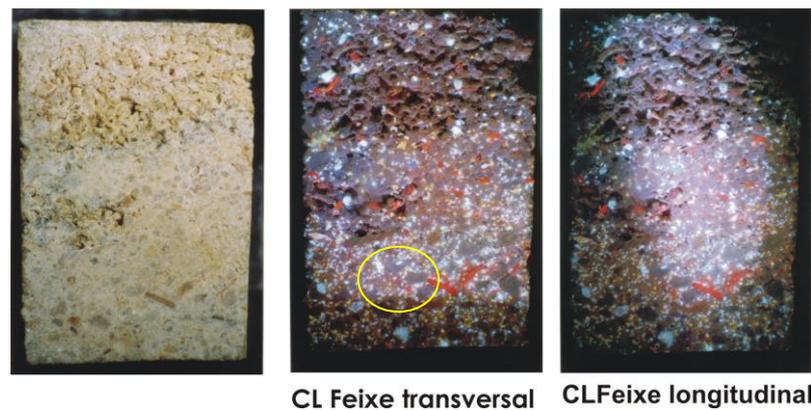


Figura 5.5: Composição tablete PSG 6 (Praia de São Gonçalo) mostrando rocha sob luz natural (a esquerda) e sob emissão do feixe de elétrons (centro e direita). A predominância da coloração azul são grãos de quartzo, amarelo e vermelho dos minerais carbonáticos. Circulo amarelo detalhe concha da Figura 5.6.

As feições CL características são marcadas pela intensidade de grãos em azul associados à composição quartzosa ou fragmentos rocha (quartzito). No cimento carbonático percebe-se na porção inferior predominância da calcita de coloração com baixo teor de Mg (amarelada), em relação a calcita com alto teor de Mg (vermelha). Em seção delgada percebe-se que os dois tipos de minerais ocorrem no cimento. Observa-se que em direção transversal os poros com calcita com baixo teor de Mg tornam-se mais evidentes, enquanto na direção longitudinal estes não ficam tão visíveis.

O grão vermelho rubro é reconhecido como fragmento de concha (Figura 5.6), tem composição calcítica magnesiânica com alto teor de Mg. Observar que está em contato com fragmento de rocha

Esta variação na proporção de calcita com alto teor de Mg para calcita com baixo teor de Mg é indicativo de processo de dissolução e reprecipitação do cimento original.

Em seção delgada foi observado grande quantidade de matéria orgânica. A rocha exhibe alta porosidade, com microcristais de calcita com baixo teor de Mg. Os grãos de quartzo apresentam sobrecrescimento que é indicativo de percolação de fluido posteriores a

deposição do cimento primário. A ocorrência também de grãos suturados evidencia compactação com a diminuição do espaço entre os grãos.

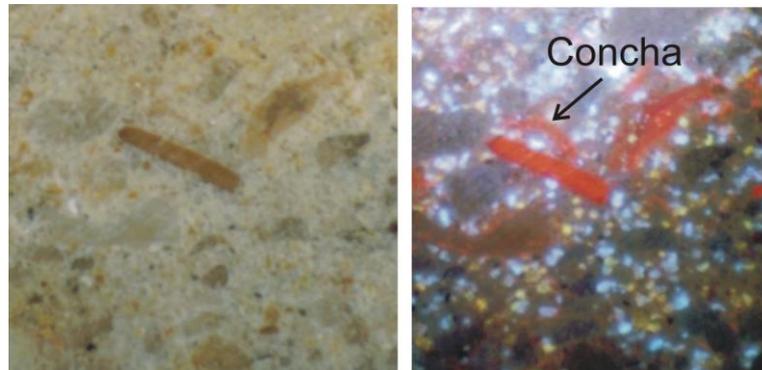


Figura 5.6: Detalhe da composição tablete PSG 6 (Praia de São Gonçalo) mostrando carapaça próximo de grão provavelmente de plagioclásio. Na porção mais inferior direita se tem cimento de coloração amarelada proveniente da calcita com baixo teor Mg.

Pecém-Cauípe

Na seção delgada tem-se uma grande variação na granulometria. O detrítico principal é o quartzo observado sob as formas mono e policristalina, com cristais subangulosos a subarredondados. O feldspato é o elemento secundário de maior destaque. Dentre os bioclastos têm-se fragmentos algálicos (*lithothamnium*) e concha. A rocha exibe alta porosidade.

Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados e exibem extinção ondulante evidenciando sua fonte nas unidades pré-cambrianas submetidas a esforços tectônicos. O contato entre os grãos não foi observado. A granulação grossa predomina, mas se observa porções mais finas com alguns seixos bordejados por cimento carbonático. Os grãos estão suturados e apresentam estruturas de corrosão, provavelmente indicando pelo menos uma fase de dissolução.

Feldspatos arredondados são do tipo microclina e plagioclásio, alguns grãos exibem porções um pouco alteradas. Observa-se que em alguns pontos os cristais exibem contato tangencial (Figura 5.7 a).

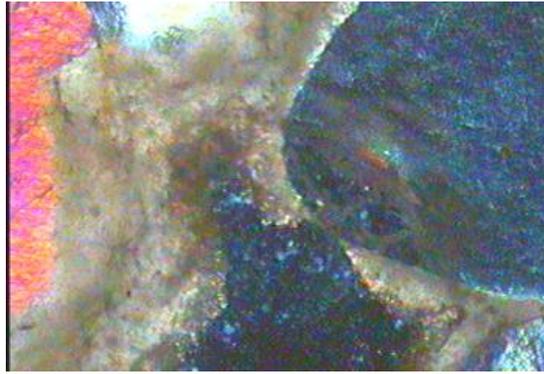


Figura 5.7a. Detalhe do arcabouço da rocha, contato entre grãos feldspato com massa carbonática, provavelmente de composição micrítica. Aumento 10x, NX

Os clastos biogênicos mais abundantes são os fragmentos algálicos (*lithothamnium*) e conchas de pequenos gastrópodes bordejadas poro-cimento carbonático (Figura 5.7 b).

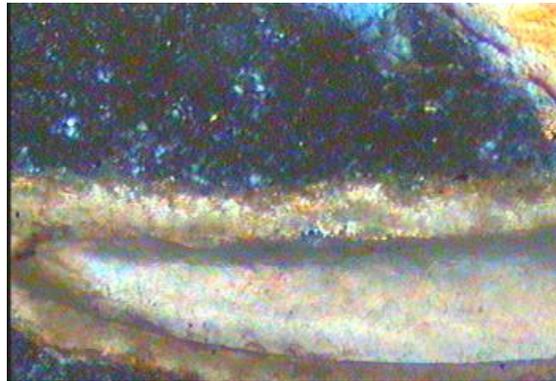


Figura 5.7b. Cimento micritico bordejando fragmento de concha. Aumento 10x, NX

Na catodoluminescencia o cimento do tipo micritico criptocristalino constituído por calcita exhibe microcristais de calcita com alto teor de Mg (cor vermelha), enquanto a matriz exhibe cor marrom na CL.

A lâmina apresenta-se um pouco espessa, o que torna difícil a identificação maior do cimento, este se apresenta como uma massa cinza. Entretanto em alguns pontos se tem o comportamento de franjas isópacas nas proximidades dos grãos. Percebe-se uma fina película em torno de alguns clastos, provavelmente é o envelope micritico.

As características do tablete de rocha (Figura 5.8) mostram que a relação poro-grão é muito uniforme. O material de coloração azulada relacionada do quartzo é menos visível, enquanto o vermelho associado à calcita com alto teor de Mg predomina estão associados aos fragmentos bioclasticos e em menor proporção o amarelo associado a calcita com baixo teor de Mg.

O afloramento em que foi coletada a amostra está posicionado nas proximidades do canal do rio Cauípe. Exhibe granulação média a grossa com fragmentos de feldspato de Na e

K. A quantidade de feldspato na rocha é evidenciada nas Figuras CL pela coloração azulada. Além de fragmentos de concha na matriz são observados no preenchimento dos poros coloração vermelha associada à calcita com alto teor de Mg em maior quantidade. As porções com grãos maiores em amarelo provavelmente referem-se à calcita baixo teor Mg.

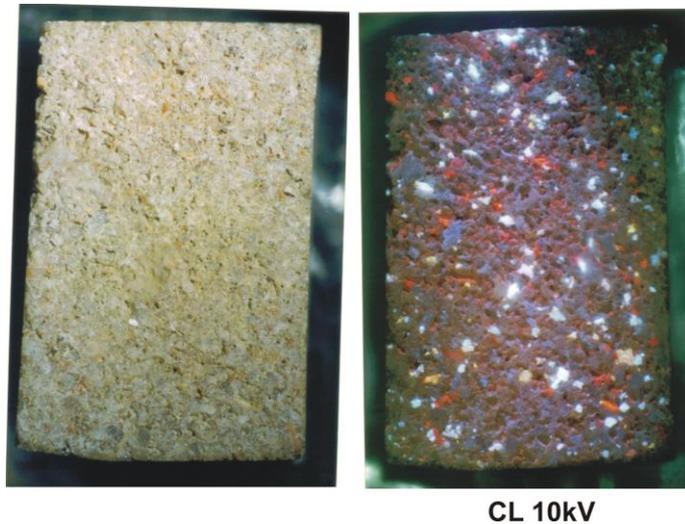


Figura 5.8: Composição tablete PCH 9 mostrando de rocha sob luz natural e sob emissão do feixe de elétrons.. A predominância da coloração vermelha está associada a calcita alto Mg, enquanto os azul ao quartzo.

Sabiaguaba

As lâminas delgadas, detalhe Figura 5.9, mostram a natureza quartzo-feldspática para o arcabouço da rocha. O quartzo exibe cristais mono e policristalinos com tamanho variado, o feldspato ocorre de forma subordinada apresentando cristais subarredondados. Os acessórios têm grande variação, foi observado granada, zircão, anfibólios, minerais opacos e titanita. Dentre os bioclastos têm-se fragmentos de moluscos (bivalves) e algálicos (*lithothamnium*). A rocha exibe alta porosidade.

Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados, podendo chegar até arredondados, exibem extinção ondulante, revelando proveniência do grão de área pré-cambriana deformada tectonicamente. Alguns cristais estão fraturados. O contato entre os grãos normalmente não ocorre, mas observa-se também o contato tangencial. Os grãos têm granulação de fina a média e são bordejados pelo cimento carbonático (Figura 5.9 a). Os minerais opacos são pequenos e arredondados.

Os cristais de feldspato são subangulosos a subarredondados, apresentam na superfície evidências dos processos iniciais de alteração para minerais de argila (Figura 5.9 b). O tipo mais freqüente é a microclina, e as micas ocorrem disseminadas na matriz nas

proximidades dos cristais de feldspato (Figura 5.9 c). Os clastos biogênicos são os fragmentos algálicos e bivalves circundados dispersos na matriz mais fina (Figura 5.9 d).

Observa-se nas bordas principalmente do quartzo as bordas de corrosão e sobre crescimento de cristais de pequenos cristais de quartzo (Figura 5.10a). Estas estruturas são indicativas de percolação de água supersaturada no sistema. Em campo observa-se que o depósito está situado entre dois rios, este fluxo supersaturado em calcita dissolveria o quartzo e alteraria os grãos de feldspato.

O cimento se apresenta como dois tipos: o predominante são os cristais isópacos de calcita magnesiana com alto teor de Mg e aragonita na forma radiada. Encontram-se dispostos ao redor dos cristais siliciclásticos, e bioclastos como franja isópaca com formato irregular (Figura 5.10 a, b e c).

O segundo tipo está representado pelo cimento micrítico intergranular criptocristalino de calcita magnesiana preenchendo os poros ou bordejando os cristais de quartzo e bioclastos (Figura 5.10 d, e, f). Foram observados com auxílio da CL microcristais de coloração amarela e vermelha, evidenciando a variação de calcita com alto e baixo teor de Mg dispersos na matriz.

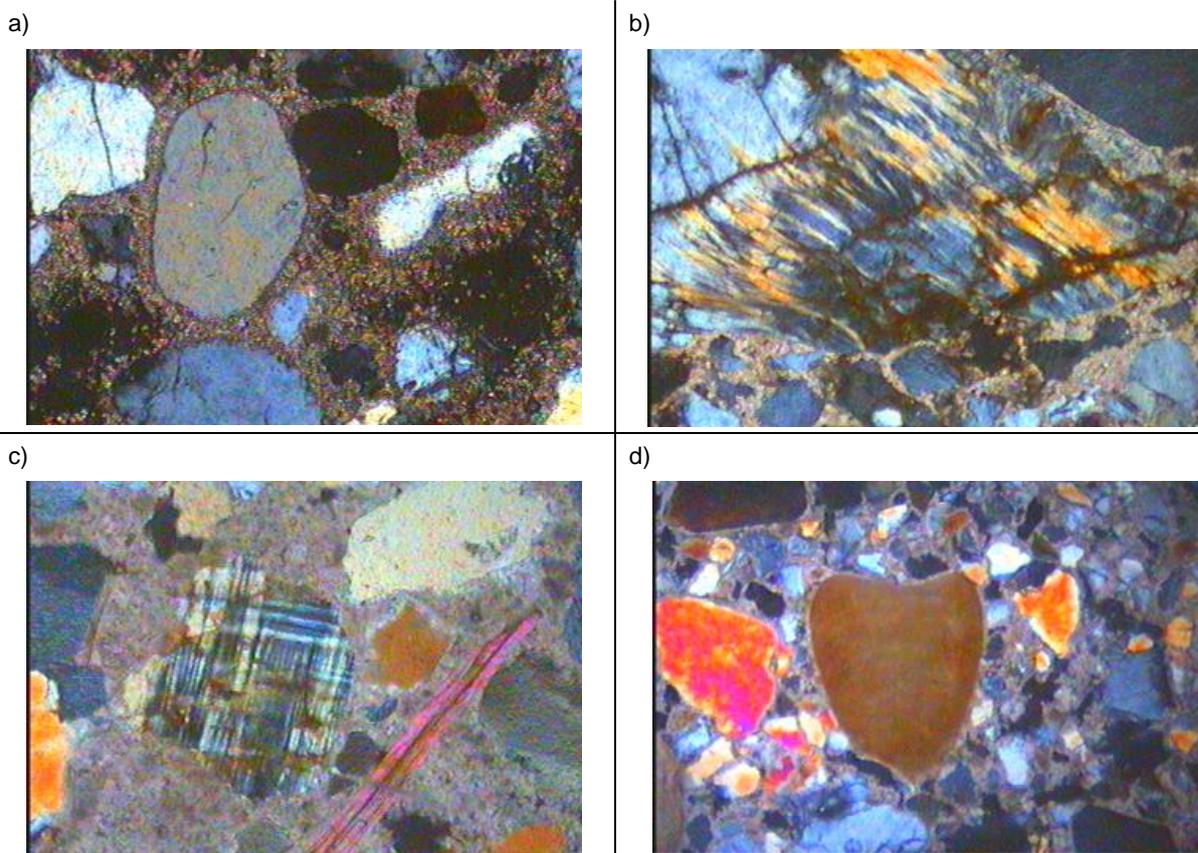


Figura 5.9. a) arcabouço da rocha, grãos de quartzo, feldspato e minerais opacos subarredondados. Aumento 4x, NX; b) Feldspato alterando para mineral micáceo. Aumento 4x, NX; c) Microclina circundada por cimento criptocristalino micrítico, lamela de mica. Aumento 10x, NX; d) Bioclasto na matriz com granulação fina, observa-se cristais maiores de quartzo Aumento 2x, NX.

O tablete de rocha sob luz natural mostra granulação variando de média a grossa com predominância quartzo-feldspática e minerais pesados dispersos na matriz. Na Figura CL (Figura 5.11) se observa na matriz uma coloração vermelho intensa a violeta provavelmente associado à quantidade de Mn^{2+} presente nos minerais carbonáticos.

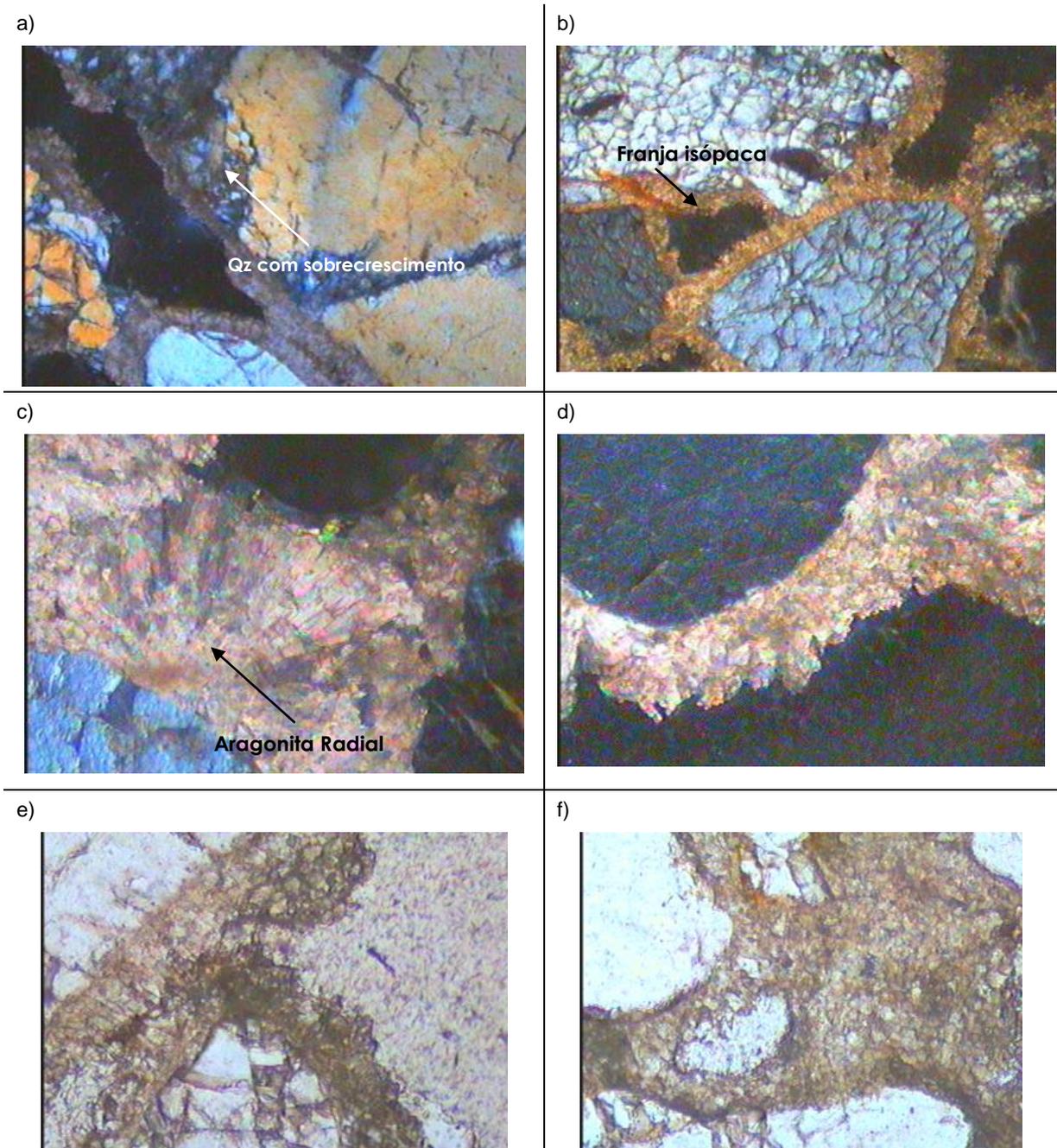
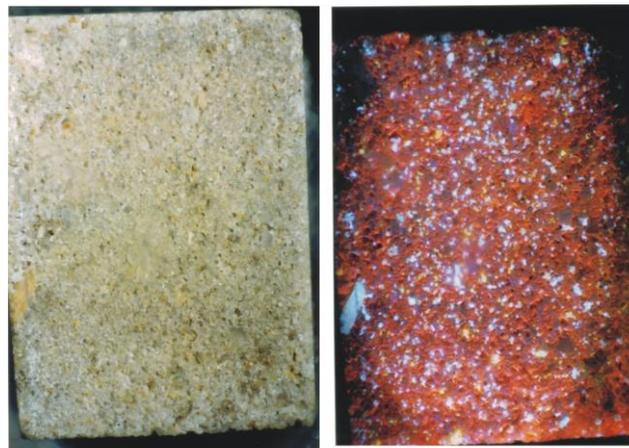


Figura 5.10 (a) cristal de quartzo exibindo sobrecrecimento e suturas, franja isópaca, crescendo no sentido do centro poro. Aumento 10x, NX; (b) Franja isópaca uniforme de calcita magnesiana sobre grão de quartzo. Aumento 10x, NX; (c) cristal de aragonita na forma de agulhas radiais disposta sobre grãos de quartzo. Aumento 10x, NX; (d) Detalhe cimento micrítico bordejando o feldspato Aumento 10x, NX; (e) cimento micrítico preenchendo poros formando massa criptocristalina. Aumento 10X, N//; (f) Poro totalmente preenchido por cimento intergranular criptocristalino de calcita magnesiana 10X, N//.

As seguintes características foram observadas na Figura CL (Figura 5.11):

(a) uma coloração vermelha intensa, relacionada à presença de calcita com alto Mg e aragonita recobrando os grãos e poros. A presença de grãos longos e largos (3mm) que apresentam forte efervescência com HCL diluído confirmando a composição calcítica;

(b) cristais pequenos (0,1mm) de coloração azul pálido semelhantes a calcita, contudo apesar de exibir terminações romboédricas em alto ângulo, não possuem a clivagem da calcita, e são portanto cristais de feldspatos.



CL 10kV

Figura 5.11: Composição tablete PC1 mostrando a rocha antes da análise e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração azul minerais de quartzo e feldspato, amarelo e vermelho - minerais carbonáticos.

Os cristais amarelos (0,1mm) moderadamente abundantes na forma de prismas curtos que podem ser correlacionados à calcita com baixo teor de Mg, dispersos na matriz.

Enquanto os grãos de quartzo juntamente com o feldspato podem ser responsáveis pela coloração azulada.

Uruaú

No depósito Uruaú foram analisadas seções delgadas das porções inferior, intermediária e superior.

Na **seção superior, delgada** o quartzo apresenta-se como cristais subangulosos a subarredondados. Feldspato ocorre de forma subordinada juntamente com os minerais acessórios. Os mais comuns são anfibólio, granada, turmalina, opacos, carbonatos e epidoto. Poucos fragmentos de concha são os bioclastos presentes.

Os grãos de quartzo possuem tamanho variado e devido à espessura da lamina as características ficam mascaradas. O feldspato ocorre como cristais subarredondados. O contato entre os grãos é pouco freqüente e são observados muitos espaços vazios. A granulação varia de fina a média com cimento carbonático ausente em algumas porções do cristal. (Figura 5.12 a e b).

Dentre os minerais acessórios os que mais se destacam são anfibólios e opacos (Figura 5.12 b). Exibem aspecto subangulosos a subarredondados, tamanho pequeno e estão em contato com grãos de quartzo (Figura 5.12 c) Os cristais de carbonato se apresentam subarredondados. Vale salientar que este depósito fica geograficamente próximo à bacia Potiguar, com correntes de sul para norte provavelmente justificando a presença desses minerais no depósito.

O cimento é de difícil identificação, mas em torno dos grãos e preenchendo alguns poros ocorre o tipo micrítico intergranular criptocristalino provavelmente de calcita com baixo teor de magnésio (Figura 5.12 d).

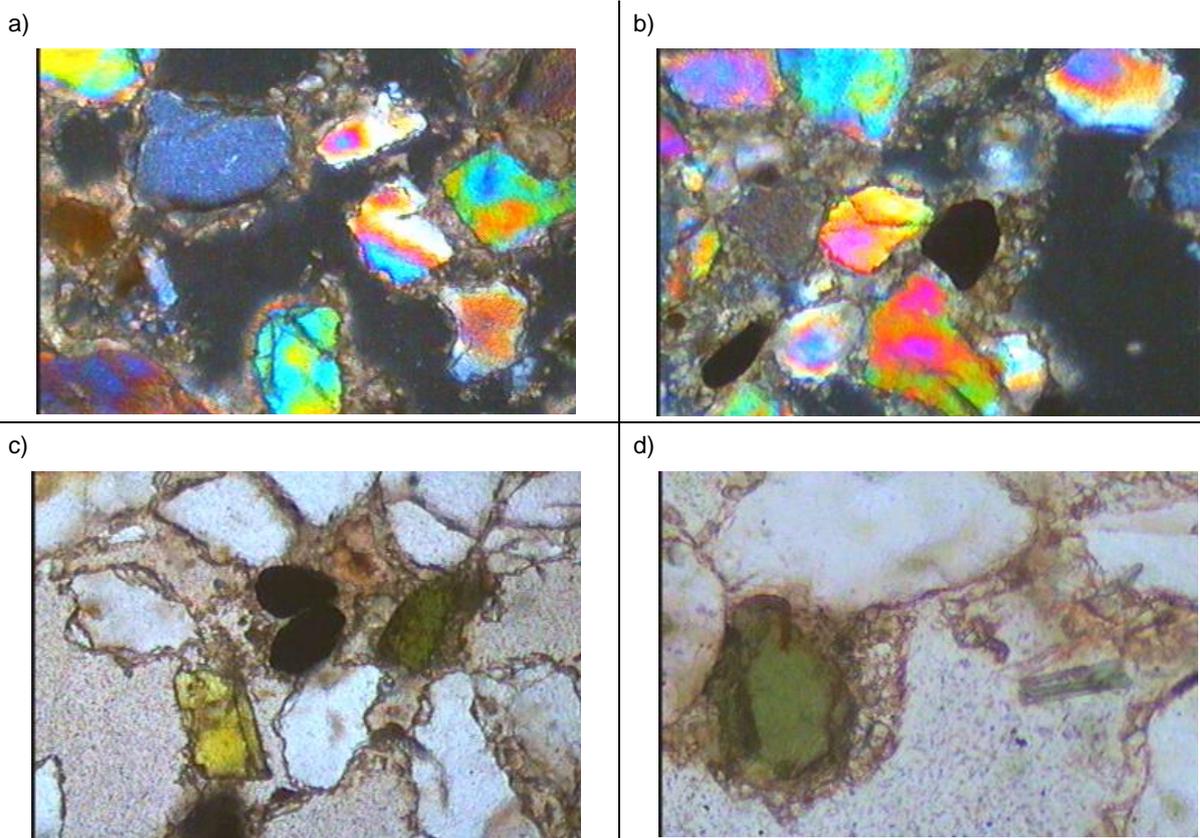


Figura 5.12 a) arcabouço da rocha, grãos quartzo e feldspato subangulosos a subarredondado circundado por cimento micrítico. Aumento 4x, NX (b) arcabouço mostrando cristais quartzo e opacos subarredondados. Aumento 4x, NX; (c) Detalhe anfibólio, epidoto e opacos em contato com quartzo bordejado por cimento micrítico. Aumento 4x, N//; (d) Detalhe cimento micrítico bordejando o anfibólio Aumento 10x, N//.

Com auxílio da CL foi possível identificar que poucos fragmentos de bioclastos são identificados na lâmina.

Na **seção intermediária, delgada** a espessura também impede maiores observações. Quartzo é o componente principal com cristais subangulosos a subarredondados. Feldspato e minerais acessórios são componentes secundários. Dentre os acessórios os mais comuns são anfibólio, granada, turmalina, opacos e epidoto. Os fragmentos de concha são os bioclastos mais comuns.

Os grãos de quartzo possuem tamanho variado, não foi possível observar maiores características devido à espessura da lâmina. O feldspato ocorre como cristais subarredondados, entretanto a espessura da lâmina impede uma melhor caracterização (Figura 5.13 a e b). O contato entre os grãos é pouco comum e se observa muitos espaços vazios. A granulação fina a média.

Dentre os minerais acessórios os que mais se destacam são anfibólios e opacos. Exibem aspecto subangulosos a subarredondados, tamanho pequeno e estão em contato com grãos de quartzo e feldspato, ou imersos na matriz? (Figura 5.13 c) Os clastos biogênicos observados são fragmentos de concha.

O cimento apresenta-se como aglomerados sobre ou próximo aos cristais. O tipo observado é micrítico intergranular criptocristalino de calcita magnesiana? (Figura 5.13 c e d) observado ao redor dos clastos (Figura 5.13c). Percebe-se que em alguns locais o cimento foi dissolvido, entretanto não se sabe ao certo se foi desgastado durante a confecção da lamina (muito friável) ou se representa um segundo momento diagenético (Figura 5.13d).

O tablete analisado (Figura 5.14) está posicionado na mesma porção da seção delgada UR3b, posicionada na zona de espraiamento. A rocha exhibe granulação variando de média a grossa, com estratos cruzados e níveis de minerais pesados. Na Figura CL, faixas em que são observados pequenos grãos azulados são interpretados como quartzo, e grãos com formato tabular que ocorrem de forma abundante de cor levemente azulados são interpretados como feldspato.

A presença de pequenos grãos de coloração amarelada e muito poucos grãos mais largos podem ser interpretados por calcita com baixo teor de Mg (precipitadas em diferentes porções ao longo da face de praia) e por fim, raros cristais médio de coloração vermelha associados aos fragmentos de concha dispersos na matriz.

Na **seção inferior**, na seção **delgada** o quartzo se apresenta como cristais subangulosos a subarredondados. Feldspato e minerais acessórios são comuns, principalmente anfibólio, granada, turmalina, opacos e epidoto. Os fragmentos de concha são os bioclastos observados.

Os grãos de quartzo possuem tamanho variado, o contato entre os grãos é pouco freqüente ou quando ocorre é do tipo tangencial. Os feldspatos são do tipo plagioclásio e microclina, ocorrem como cristais subarredondados. A granulação varia de fina a média com cimento carbonático bordejando os cristais. (Figura 5.15 a e b).

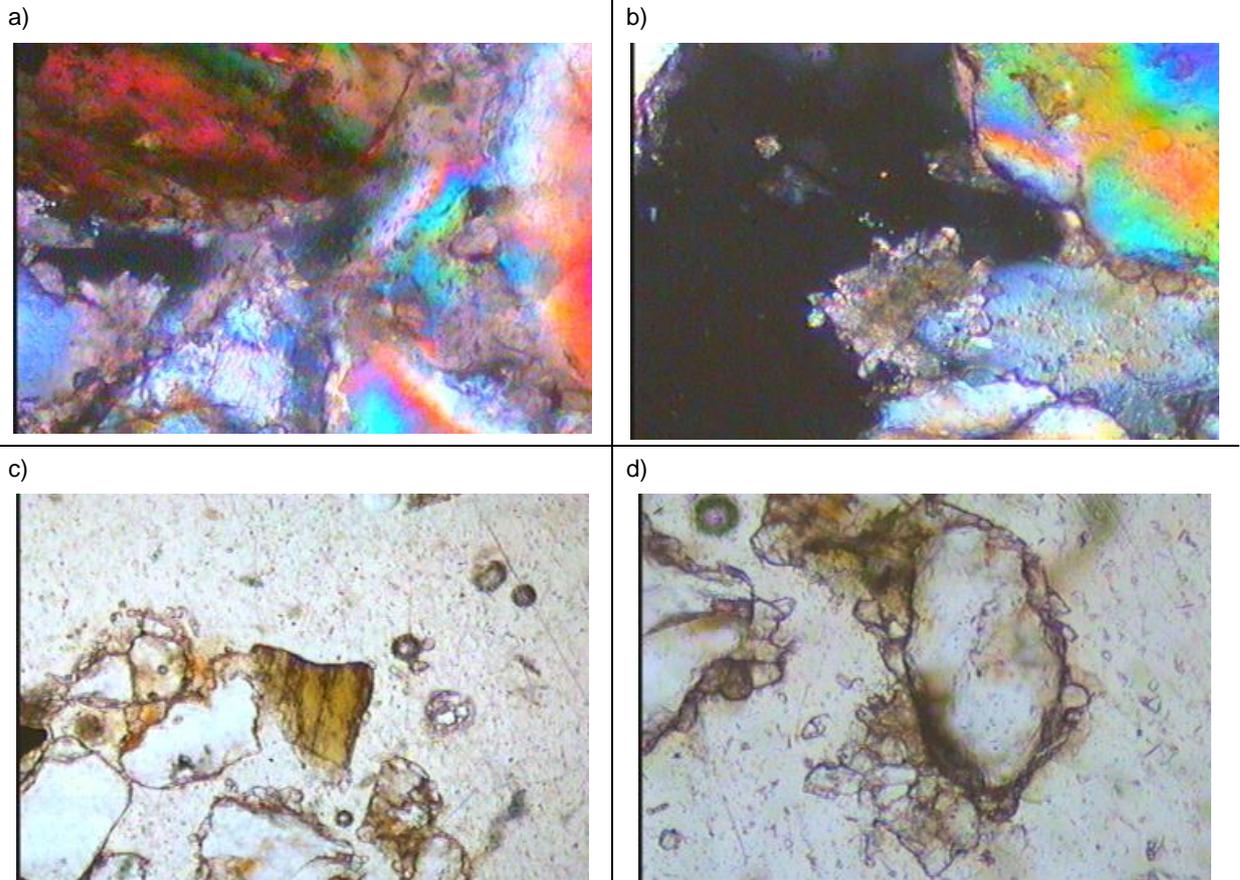


Figura 5.13. a) cristal de feldspato? Preenchendo poro tem-se cimento como *bladed* ou cristais no contato dos grãos. Aumento 10x, NX (b) agregado do cimento bordejando quartzo. Aumento 10x, N// (c) Anfibólio bordejado em parte por cimento micrítico. Aumento 20x, N//; (d) Detalhe cimento micrítico bordejando o quartzo, observa-se que no espaço entre os grãos parece que o cimento foi arrancado Aumento 10x, N//.

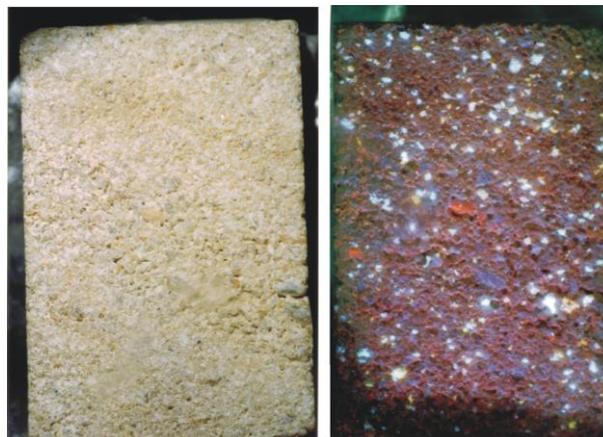


Figura 5.14: Composição tablete UR3fp mostrando de rocha antes da análise e sob emissão do feixe de elétrons. A predominância da coloração azul mineralis de quartzo-feldspato e poucos mineralis amarelo e vermelho de natureza carbonáticos

Dentre os minerais acessórios os que mais se destacam são anfibólios, granada e opacos. Exibem aspecto subangulosos a subarredondados, tamanho pequeno e estão em contato com grãos de quartzo ou imersos na matriz. Granada tem formato pouco desgastado e ocorre sobre cristal de quartzo? (Figura 5.15 c) Os bioclastos observados são os fragmentos de concha.

O cimento apresenta-se como cimento criptocristalino do tipo calcita magnésiana. Ao redor dos clastos tem-se cimento micrítico intergranular criptocristalino preenchendo os poros ou bordejando os cristais de quartzo (Figura 5.15 d). Entretanto, em alguns cristais o cimento não recobre completamente o grão como observado na Figura 5.15b.

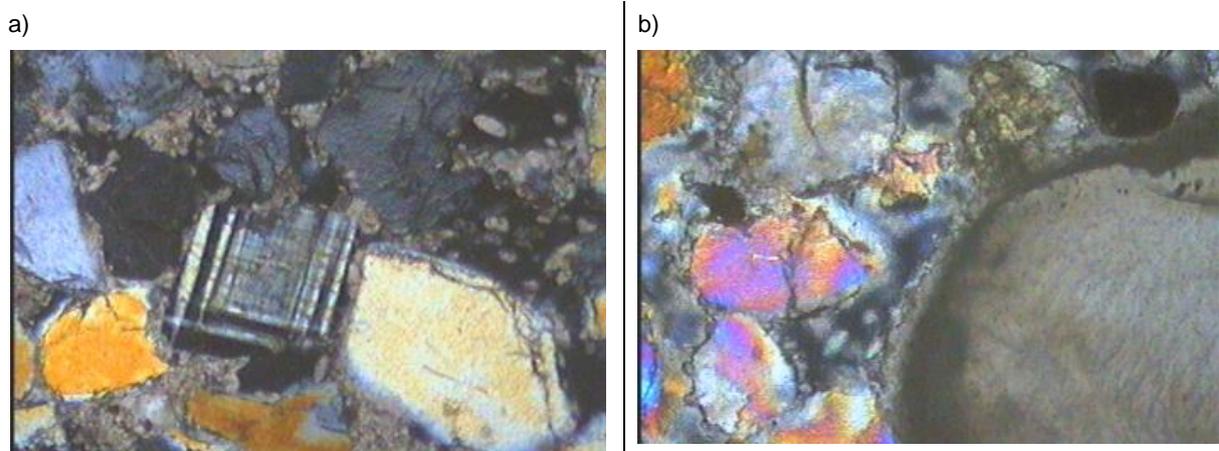


Figura 5.15. a) arcabouço da rocha, grãos de quartzo e plagioclásio, bordejado por cimento micrítico. Aumento 4x, NX; b) detalhe cimento na borda quartzo e bioclasto, fina franja isópaca? Aumento 4x, NX;

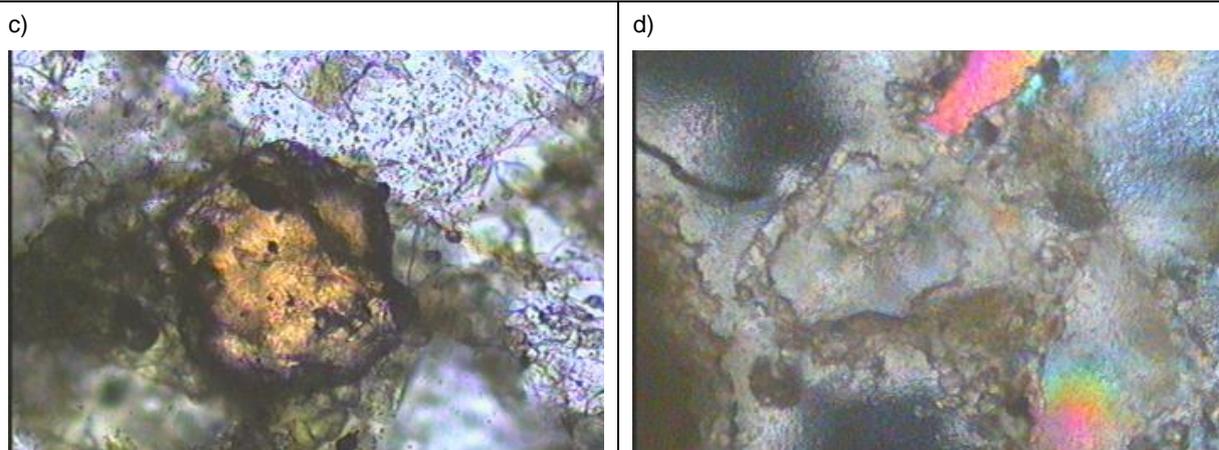


Figura 5.15. c) Cristal de granada bordejada por cimento micrítico. Aumento 10x, N//; d) Detalhe cimento micrítico bordejando o quartzo Aumento 4x, NX.

Com a análise por CL da seção delgada foi possível observar a matriz fina com microcristais de calcita (cor amarela). Os grãos de quartzo fraturados e corroídos se deve a saturação de fluido.

5.4. Considerações sobre a precipitação do cimento e eventos diagenéticos

Através da análise petrográfica e catodoluminescência identificou-se que a composição do cimento é dada por calcita com alto e baixo teor de Mg e aragonita. Com base na morfologia do cristal e sua disposição em relação ao arcabouço da rocha tem-se no cimento carbonático as seguintes feições caracterizando texturas nas rochas investigadas: franjas isópacas, cristais fibrosos aciculares e cristais micríticos ou microcristalino formando uma massa.

Segundo Longman (1980 apud Assis 1990) os cristais do tipo acicular isópacos de calcita com alto teor de Mg^{2+} são típicos de ambiente freático marinho, onde a morfologia fibroradial dos cristais é controlada pela composição química da água intersticial rica em Mg^{2+} e em menor proporção a rápida cristalização. Seu crescimento no sedimento se daria pela presença dos íons Mg^{2+} induzindo o desenvolvimento segundo o eixo c anulando o crescimento nas direções laterais através se efeito seletivo de envenenamento (Folk 1974, apud Assis 1990).

Os cristais micríticos podem ser precipitados na forma de envelope ou como franja acicular mais grossa. Sua composição é dada por calcita com baixo teor de Mg e ao microscópio apresenta-se como uma massa de cor marrom.

Segundo Hardwood (1991) o sobrecrescimento do cimento em fragmentos bioclasticos está comumente relacionado às fases iniciais na historia diagenética do sedimento, tanto em carbonatos de água rasa (Meyers 1980) como em carbonatos de água profunda (Schlager e James 1978). Para Hardwood (1991) tanto em ambiente aquoso raso ou profundo, o sobrecrescimento do cimento calcítico geralmente pode ocorrer a partir da dissolução da aragonita durante a diagênese primária, embora as modificações na química da água do mar devido à mistura de águas profundas e soterramento raso em parte responsáveis pelo processo.

Kinsman e Holland (1969 apud Milliman 1974) durante os experimentos observaram que $CaCO_2$ pode ser precipitado inorganicamente a partir da água do mar, com temperatura variando entre 15 e 17°C formando de 50 a 100% do precipitado com aragonita, e que acima de 30°C o precipitado seria apenas aragonita. Com isso, Milliman (1974) estabeleceu que as condições favoráveis à precipitação da aragonita são: Mg estar em solução,

temperatura e pH são elevados, enquanto a calcita se formará em baixa temperatura e pH, menor proporção de Mg e presença de compostos orgânicos.

Então, a presença de aragonita botrioidal (segundo James e Ginsburg 1991) ocorreria em ambiente enriquecido em $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim + 3\text{‰}_{\text{PDB}}$) correlacionado com ambiente marinho, tais feições foram observadas nas Bermudas (Ginsburg, Schoeder e Shinn, 1971), Jamaica (Land e Goreau, 1970) e no Golfo Pérsico (Shinn, 1969).

Com o exposto acima pode ser inferido que o cimento observado nos beachrocks do litoral do Ceará foi precipitado a partir de processos inorgânicos diretamente a partir da água do mar (em zona marinha ativa), formando aragonita ou calcita com alto teor de Mg ou por dissolução dos bioclastos dispostos nos sedimentos e reprecipitação de calcita com baixo teor de magnésio. As evidências do primeiro processo seriam reveladas pelos cristais na forma de franjas aciculares, posicionados em zona de intermaré inferior ou inframaré superior em ambiente marinho freático. Enquanto o segundo processo seria reconhecido pelos cristais micríticos em cimento criptocristalino se daria na zona de mistura entre o ambiente vadoso ou meteórico de água doce e a marinha freática em ambiente de intermaré.

Chaves (2000) propôs que o cimento dos *beachrocks* gerado em ambiente de intermaré exibe as variações no cimento diagenético, onde a aragonita e calcita com alto e baixo teor de Mg estariam associados a diagênese recente em ambiente marinho freático, enquanto o micrítico seria característico de ambiente meteórico- freático, desenvolvido em fase posterior a diagênese marinho freática, evidenciadas por cristais de calcita substituindo a aragonita.

A seqüência de eventos proposta por Chaves (2000) pode ser perfeitamente aplicada para a formação dos beachrocks no litoral do Ceará e a exemplo da costa pernambucana, as fases geradas em ambiente marinho freático estão correlacionadas com nível de mar mais alto, enquanto a fase de substituição de deposição em ambiente meteórico-freático ocorreria quando o nível de mar estivesse mais baixo. Este abaixamento do nível do mar e percolação de fluido continental dissolveria a calcita enriquecendo a água, esta por sua vez atacaria o quartzo formando estruturas de dissolução do tipo Golfo. Estas feições foram observadas nas seções delgadas.

Outros elementos que reforçam estas interpretações sobre a diagênese foram obtidos a partir da análise por CL, expressados na relação de microcristais de coloração amarela (calcita com baixo teor de Mg) em relação aos cristais de cor vermelha associada à calcita com alto teor de Mg nos vários depósitos investigados.

Capítulo 6

Comportamento Isotópico dos *Beachrocks* Estudados

6.1. Introdução

Em estratigrafia isotópica o fenômeno de grande importância é o fracionamento, ou seja, a segregação parcial dos isótopos de um mesmo elemento durante processos físicos e reações químicas. Tais processos são causados pela variação cinética química, pressão do vapor e constantes de equilíbrio, em fenômenos como evaporação, condensação, cristalização, fusão, absorção e fotossíntese (Hoefs, 1987).

Por isso, a aplicação da quimioestratigrafia isotópica tem caráter multidisciplinar, pois visa estabelecer correlação estratigráfica entre os diversos depósitos, uma vez que fomenta discussões acerca dos eventos paleoambientais, paleoclimáticos e proveniência dos sedimentos.

A composição isotópica do carbono (C) na superfície dos oceanos é regida por reações bioquímicas, que ocorrem ao longo do ciclo do carbono e são sensíveis a mudanças ambientais, climáticas e geológicas. Assim, o uso dos isótopos de C como ferramenta estratigráfica pode levar em consideração as tendências isotópicas que registram um evento. Enquanto a composição isotópica do Oxigênio (O) relaciona-se aos compostos estáveis diversos (gasoso, líquidos e sólidos) apresentando ampla variedade de temperatura e pressão. No processo de evaporação da água do mar o vapor produzido sofre um empobrecimento relativo em O^{18} tornando-se 13 por mil mais leve que a água do oceano (Craig e Gordon, 1965). Modelo anteriormente proposto por EPSTEIN (1956) como "Condensação de RAYLEIGH" onde a condensação ocorrendo em equilíbrio isotópico à parte residual não evaporada é relativamente mais enriquecida e o vapor empobrecido.

Notadamente, a determinação da assinatura isotópica (C e O) utilizando cimento carbonático ou rochas carbonáticas, permite revelar a composição isotópica no momento da precipitação dos minerais em ambiente marinho ou continental, ou ainda, revelar as variações e/ou interferências de fluidos que alteram a assinatura desses minerais, em evento posterior a deposição. Para Jacobsen e Kaufman (1999) se a estabilização ocorrer em sistema fechado, os carbonatos originais guardarão a assinatura da água do mar no momento da precipitação, entretanto, caso ocorra influência de fluidos não marinhos e até

de concentração mais enriquecida ocorrerá uma variação isotópica (caráter metaestável dos isótopos) sem ocorrer variação textural da rocha.

No capítulo 02 foi descrita a fundamentação da quimioestratigrafia de isótopos estáveis de C e O, bem como, os procedimentos laboratoriais para obtenção dos dados. No presente capítulo serão apresentados os dados coletados a partir do cimento carbonático dos depósitos de *beachrocks* investigados ao longo de 200 km na zona costeira do litoral cearense, bem como a discussão a cerca de possíveis modelos que geraram estes depósitos.

6.2. Costa Oeste

Beachrock Lagoinha

A partir dos dados de campo obtidos em afloramentos na praia de Lagoinha, inferiu-se a existência de duas linhas de *beachrocks* com características sedimentares bem distintas. A análise isotópica do cimento carbonático representada na tabela 6.1, apresenta algumas as diferenças que podem ser correlacionadas com o perfil de campo.

Tabela 6.1 – Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático em *beachrocks* na praia de Lagoinha. Cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein *et al.* 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist (km)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade‰
479332	9635767	0	1PLB1	0,20	3,09	15,7	35,0
487690	9629630	8.358	1PLB6a	0,24	2,61	15,5	35,1
487690	9629630	8.358	1PLB6b	-0,37	1,68	18,0	33,7
487697	9629630	8.365	1PLB7a	-0,54	1,92	18,8	33,4
487697	9629630	8.365	1PLB7b	-0,53	1,45	18,7	33,4
490067	9625523	10.735	1PLB5a	0,24	2,76	15,5	35,1
490067	9625523	10.735	1PLb5b	0,38	3,07	14,9	35,4
491114	9624499	11.782	1PLB2	-0,12	2,07	17,0	34,3

Na figura 6.1 se observa que as linhas de *beachrocks* estão dispostas em alinhamentos (*trends*) de comportamento semelhantes. Na linha externa os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam em ordem decrescente de Oeste para leste com valores de +3,1 a +1,7‰_{PDB} e na linha interna apresentam uma variação de +1,5 a +3,1‰_{PDB} marcando um enriquecimento para leste, seguido de empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$. De um modo geral os resultados obtidos corroboram com a precipitação do cimento em ambiente enriquecido em $\delta^{13}\text{C}$ que é associado à plataforma marinha rasa em região de clima quente observado nos cimentos modernos em *beachrocks* recentes ao redor do mundo (Bahamas - Beier, 1985; Israel - Magaritz *et al.* 1979; Mar vermelho e Mediterrâneo - Holail e Rashed 1992; Pernambuco - Chaves 1995 e 2000 e outros).

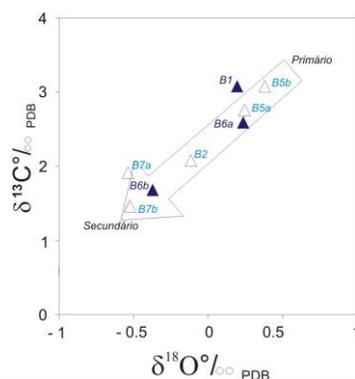


Figura 6.1. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ exibem correlação positiva no cimento carbonático. Os símbolos fechados correspondem à linha externa e os abertos a linha interna.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam variações miméticas aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de $-0,4$ a $+0,2\text{‰}$ para a linha externa e $-0,5$ a $+0,2\text{‰}$ para a interna. Com base nesse comportamento pode ser inferido que:

- as duas linhas de *beachrocks* não se formaram no mesmo momento ou;
- que os valores de oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ representam uma alteração pós-deposicional;
- que a temperatura durante a precipitação do cimento era diferente.

Para analisar geograficamente estas situações, foi construído um perfil com os dados isotópicos comparando as duas linhas (Figura 6.2). Na linha externa constituída pelos afloramentos B1 e B6 (símbolo fechado) percebe-se uma diminuição nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de noroeste para sudeste. No campo, os sedimentos apresentam grau de cimentação diferenciado, onde o menor valor de $\delta^{13}\text{C}$ ($+1,7\text{‰}_{\text{PDB}}$) e de $\delta^{18}\text{O}$ ($-0,4\text{‰}_{\text{PDB}}$) foi obtido na amostra menos litificada, posicionada na zona de supramaré (B6).

Na linha mais interna formada pelos pontos B7, B5 e B2 (símbolo aberto) os sedimentos são mais litificados, observa-se ao longo do perfil um enriquecimento significativo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ a partir da porção mais central (B7) até o riacho Capim Açú (B2), cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($+2,1\text{‰}_{\text{PDB}}$) e $\delta^{18}\text{O}$ ($-0,1\text{‰}_{\text{PDB}}$), estão possivelmente condicionados à proximidade com os canais fluviais do rio Curú e riacho Capim Açú (Figura 6.2). Em campo, B7 está situado muito distante da linha de costa atual, sem nenhum contato visível com lençol freático. Essas condições levam a interpretar que o cimento foi precipitado em momentos diferentes em relação às observadas em B5 e B2. Os valores menores de $\delta^{13}\text{C}$ foram obtidos em afloramento próximo ao campo de dunas (B7), mas não se pode afirmar que houve uma alteração no valor isotópico.

Para justificar a oscilação no valor de $\delta^{18}\text{O}$, dentre as idéias propostas anteriormente, a mais coerente para a linha externa no perfil Lagoinha consiste, na precipitação do cimento em condições diferenciadas na temperatura. Em B1 os valores podem evidenciar condições de equilíbrio ambiental, confirmado pelo valor de $\delta^{13}\text{C}$; em B6 o aumento na temperatura

estaria associado a ambiente mais empobrecido em $\delta^{18}\text{O}$ devido o recuo da linha de costa em ciclo regressivo que aumentaria o fluxo de água continental na linha de costa. Esta variação nos valores isotópicos nas rochas coletadas linha externa mostra que mudanças ambientais de pequena amplitude podem ser registradas em condições locais. Para a linha interna o comportamento mimético das curvas (Figura 6.2) leva a inferir que a variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ decorre do maior influxo das águas continentais nos afloramentos B7 e B2.

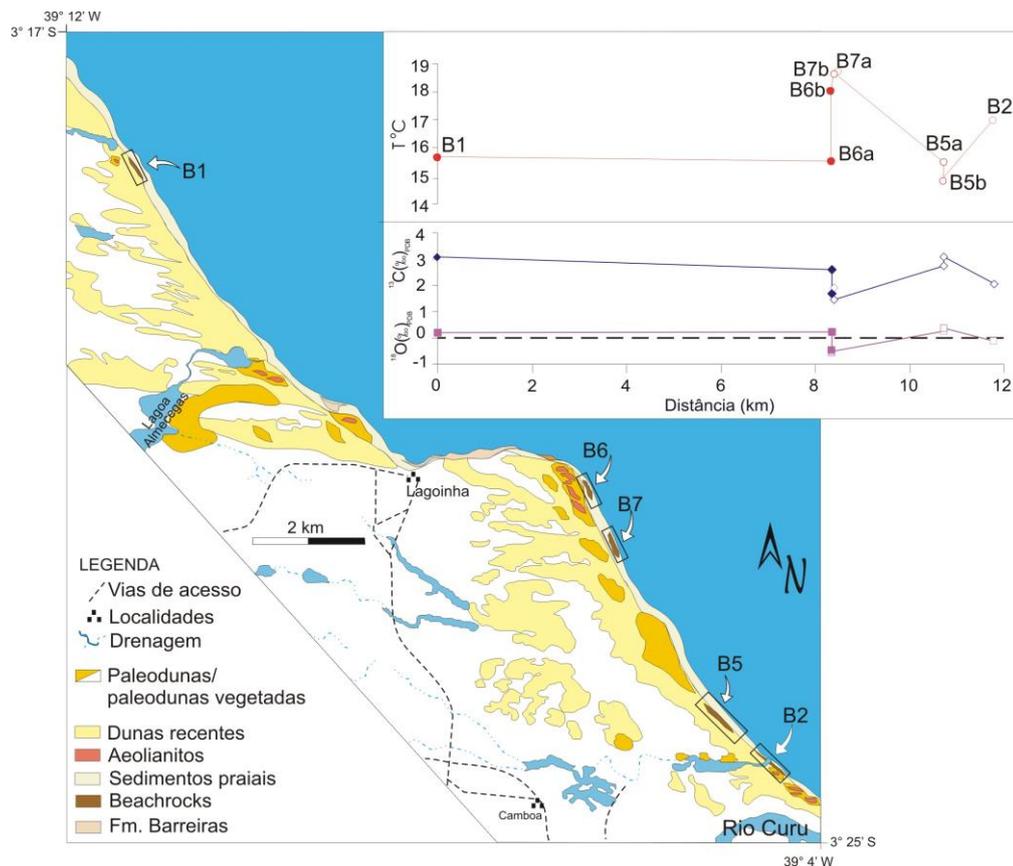


Figura 6.2. Perfis dispostos paralelamente para permitir uma correlação valores isotópicos do cimento carbonático e paleo-temperatura no *beachrock* Lagoinha. Mapa geológico compilado de Guimarães Junior e Baptista Filho (2001).

A temperatura calculada mostrou que na linha externa os valores mantiveram um comportamento mais ou menos uniforme, em torno de 15,5° a 18°C com um significativo aumento em B6b (18°C). Esta amostra foi coletada bem mais próxima da zona de berma. A linha interna mostrou uma ampla dispersão nos valores, com variação de 14,9° a 18,8°C, possivelmente associadas às alterações ambientais.

A salinidade calculada para as duas linhas de *beachrocks* na praia de Lagoinha reforça a idéia da variação nas condições ambientais após a precipitação do cimento. Nas duas linhas os valores obtidos (33,4 a 35,4‰) indicam que o ambiente sofreu aumento

progressivo na salinidade, possivelmente devido a instalação de condições ambientais mais áridas em evento sin ou pós-deposicionais.

O modelo proposto para a linha interna da praia de Lagoinha é a de uma baía (Figura 6.3), onde devido às condições ambientais nos períodos chuvosos o rio Curú e riachos menores receberiam um maior volume de água continental, que poderiam alterar o comportamento do oxigênio após a formação do depósito. Carvalho (2003) estabeleceu a idade de 3.360 ± 80 anos A.P. para a linha interna do *beachrocks* Lagoinha, Neste período segundo Dominguez *et al.* 1990 o nível do mar estaria 2.6 ± 0.5 m acima do nível atual no litoral de Pernambuco.

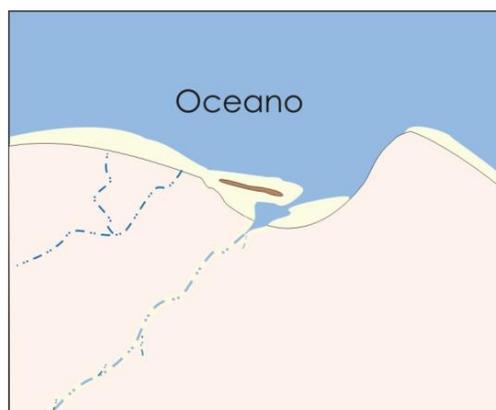


Figura 6.3. Modelo tipo baía para a formação da linha interna de *beachrocks* na praia de Lagoinha.

Beachrock São Gonçalo do Amarante

Este depósito apresenta características especiais, visto que é constituído geologicamente por unidades holocênicas necessitando de muito cuidado nas inferências e interpretações sobre o comportamento isotópico das rochas investigadas. Três linhas de *beachrocks* foram identificadas na desembocadura do rio São Gonçalo e para facilitar o entendimento dos dados isotópicos foram divididos em três tabelas que serão analisadas separadamente. (Em cada linha foram coletadas amostras em diferentes pontos, posteriormente foram ordenadas pela distancia no terreno para facilitar a organização dos dados).

A linha de ***beachrocks interna*** (tabela 6.2a, Figura 6.4a e Figura 6.5) instalada sob o campo de dunas, projeta-se em estreita faixa em direção ao canal do rio São Gonçalo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de $-2,71$ a $2,38\text{‰}$ PDB, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ $-3,36$ a $0,45\text{‰}$ PDB. Plotando os valores $\delta^{13}\text{C}$ em relação aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ tem-se um *trend* positivo bem definido, exibindo ampla variação nos valores de carbono e oxigênio.

Tabela 6.2a – Valores isotópicos para o cimento carbonático nos afloramentos de *beachrocks* linha interna na calha do rio São Gonçalo. Cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein *et al.* 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist. (m)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade ‰
507242	9616519	0	PSG 1	-1,95	-0,39	25,1	30,30
507242	9616519	0	PSG 1a	-1,94	-0,24	25,0	30,31
507242	9616519	0	PSG 1b	-1,83	-0,11	24,5	30,55
507253	9616519	11	PSG 2	-1,68	-0,19	23,8	30,87
507253	9616519	11	PSG 2a	-0,54	2,15	18,8	33,36
507253	9616519	11	PSG 2b	-0,59	2,04	19,0	33,25
507269	9616491	27	PSG 3	-1,16	0,93	21,5	32,00
507269	9616491	27	PSG 3a	-0,92	1,38	20,4	32,52
507269	9616491	27	PSG 3b	-0,45	2,38	18,4	33,55
507279	9616467	37	PSG 4	-1,18	1,70	21,6	31,97
507279	9616467	37	PSG4a	-2,68	-1,50	28,5	28,71
507279	9616467	37	PSG 4b	-3,36	-2,71	31,9	27,22
507284	9616467	42	PSG 5	-0,86	2,27	20,1	32,67

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ se formaram de três grupos (Figura 6.4a), os valores mais negativos foram obtidos nos pontos situados na margem interna do canal fluvial, variando de -0,39 a -0,11 ‰_{PDB} e -1,5 e 2,71‰_{PDB}. Dentre estes valores, os mais negativos correspondem ao cimento coletado em nível cascalhoso e no nível mais fino. Os valores positivos variando de +0,93 a 2,38‰_{PDB} podem refletir ambiente com maior aporte de água marinha em períodos de mar mais alto.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são muito negativos (-2,68‰_{PDB} a -3,36‰_{PDB}) e que podem estar correlacionados à diminuição da salinidade pelo aporte de água continental durante períodos mais úmidos e quentes. Valores mais altos, tendendo a zero poderiam indicar ambiente de mistura de águas superficiais (continental e marinha) aumentando a salinidade.

Outro argumento que reforça as características isotópicas associadas a ambiente continental é a grande quantidade de matéria orgânica em decomposição. O solo resultante do processo pedogenético, observado às margens do canal fluvial, apresenta coloração castanho escuro. Estas características levam a interpretar a deposição do cimento em ambiente mais enriquecido em ^{12}C , associado, ora com grande influencia das águas continentais nos períodos chuvosos, ora sob influencia de águas marinhas em regime de mar alto que modificaria as condições locais do depósito e seria precipitado cimento mais enriquecido em ^{13}C .

Temperaturas variando de 18,4 a 31,9°C atestam uma variação muito significativa nas condições ambientais, provavelmente associadas às condições de clima quente e úmido. Os valores calculados para a salinidade variam de 27,2 a 33,5‰. Estes, são bem inferiores aos obtidos por Freire (1985) para a plataforma marinha cearense (36 a 38°C).

A linha de *beachrocks intermediária* (tabela 6.2b, Figura 6.4b e Figura 6.5) apresenta a maior parte dos afloramentos situados à margem esquerda do rio São Gonçalo

próximo ao campo de dunas, e um afloramento a margem direita, posicionado na retaguarda do cordão praial.

Tabela 6.2b – Valores isotópicos para o cimento carbonático nos afloramentos de *beachrocks* linha intermediária na calha do rio São Gonçalo. Cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein *et al.* 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist (m)	Amostra	$\delta^{18}\text{O} \text{‰ PDB}$	$\delta^{13}\text{C} \text{‰ PDB}$	T °C	Salinidade‰
507351	9616733	0	PSG 1	-0,52	2,80	18,7	33,41
507351	9616733	0	PSG 1a	-0,70	2,20	19,4	33,02
507364	9616666	67	PSG 2	-0,31	2,91	17,8	33,86
507484	9616330	403	PSG 3	-2,72	-2,38	28,7	28,62
507511	9616314	419	PSG 4	-0,12	3,01	17,0	34,27
507511	9616314	419	PSG 4a	-0,36	2,03	18,0	33,75
507511	9616314	419	PSG 4b	-0,19	2,30	17,3	34,12
507493	9616270	463	PSG 5	-0,41	2,56	18,2	33,64
507493	9616270	463	PSG 5a	-0,01	2,54	16,5	34,51
507493	9616268	465	PSG6	-0,49	2,81	18,6	33,46
507493	9616268	465	PSG6a	-0,91	1,56	20,4	32,56
507493	9616268	465	PSG6b	-0,71	1,82	19,5	32,99
507530	9616266	467	PSG7	-0,60	1,86	19,0	33,22
507530	9616266	467	PSG7a	-0,48	2,56	18,5	33,48
507546	9616240	493	PSG8	-1,18	1,26	21,5	31,97
507546	9616240	493	PSG8a	-0,69	1,54	19,4	33,04
507546	9616240	493	PSG8b	-0,06	2,61	16,7	34,41
507546	9616238	495	PSG9	-0,87	0,86	20,2	32,63
507546	9616238	495	PSG9a	-1,52	0,02	23,1	31,23

A relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 6.3b) apresenta características semelhantes à linha interna. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de +0,02 a 3,01‰ PDB, com um valor negativo (-2,38‰ PDB), para o oxigênio, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão na maioria entre -1 e 0‰ PDB e três valores mais negativos -2,72, 1,52 e -1,18‰ PDB.

Os dados apresentam um trend bem definido, similar a linha interna. Os valores observados levam a interpretar que nesta porção da bacia de recepção, a água do mar apresentava uma maior proporção em relação à água continental, deduzido do posicionamento mais próximo da desembocadura atual do rio São Gonçalo.

Os valores estimados para a temperatura (16,5° a 28,7°C) mostram uma ampla variação, provavelmente em resposta as oscilações climáticas registradas na porção interior da bacia de recepção após a precipitação do cimento. Corroborando com a ampla variação observada para a temperatura, a salinidade variou de 28,6 a 34,4‰ indicando um aumento progressivo na salinidade associado a maior influencia das águas marinhas nos períodos de maré alta.

Finalmente para a linha de **beachrocks externa** (tabela 6.2c, Figura 6.4c e Figura 6.5), posicionada na zona de intermaré, $\delta^{13}\text{C}$ plotado contra $\delta^{18}\text{O}$ mostram dois agrupamentos de valores.

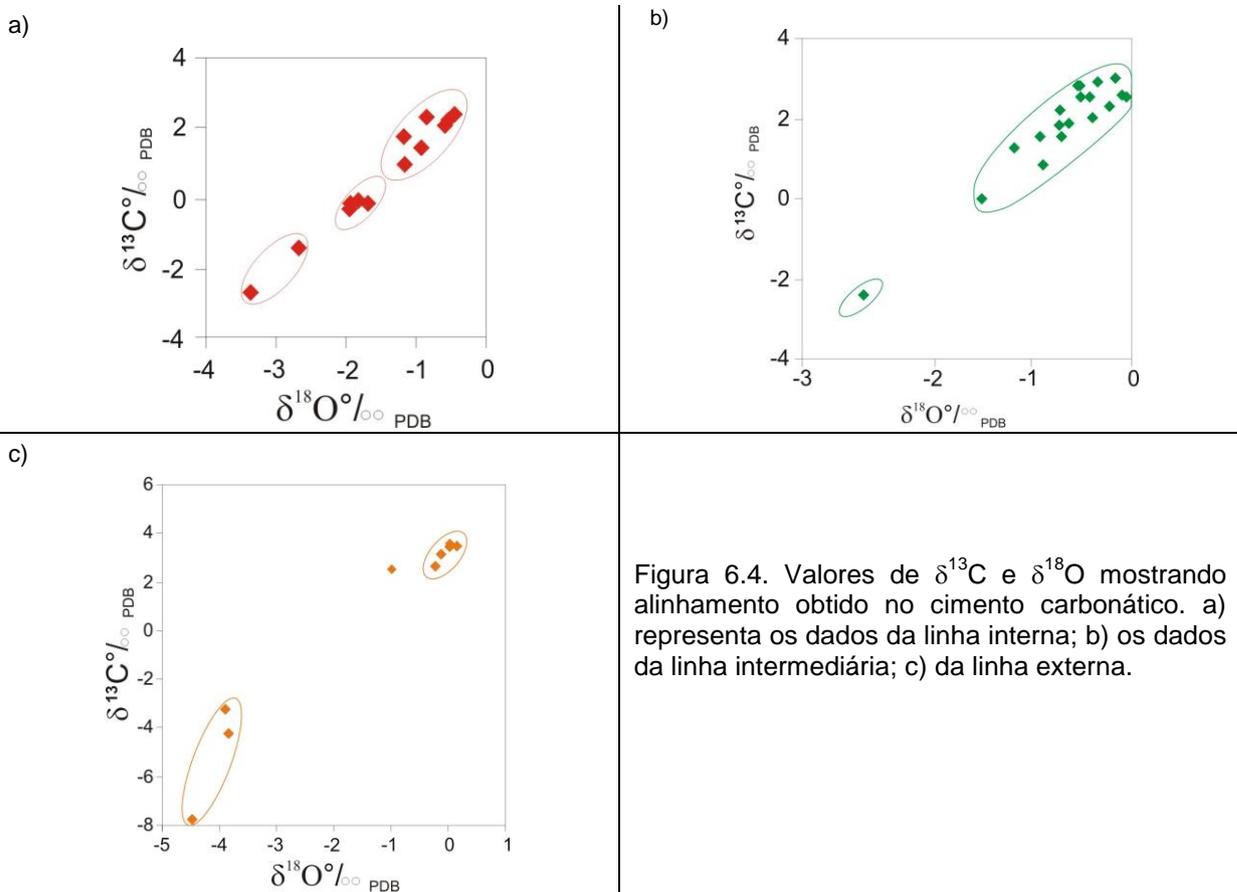


Figura 6.4. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostrando alinhamento obtido no cimento carbonático. a) representa os dados da linha interna; b) os dados da linha intermediária; c) da linha externa.

Tabela 6.2c – Valores isotópicos obtidos nos afloramentos de *beachrocks* na praia de São Gonçalo (linha externa). Estimativas da temperatura baseado na Equação Termometria (Epstein *et al.* 1963) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist (m)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade ‰
507667	9616608	0	PSG 1	-0,99	2,55	20,7	32,38
507667	9616608	0	PSG 1a	0,03	3,51	16,4	34,60
507667	9616608	0	PSG 2	-0,13	3,14	17,0	34,25
507721	9616508	54	PSG 3	0,03	3,44	16,4	34,59
507721	9616508	54	PSG 3a	0,15	3,48	15,9	34,86
508783	9614337	116	PSG 4	-0,23	2,67	17,5	34,03
511792	9612495	125	PSG 5	-3,84	-4,24	34,3	26,18
511792	9612495	125	PSG 6	-3,91	-3,29	34,7	26,04
511797	9612488	130	PSG 7	-4,48	-7,73	37,7	24,79

Um grupo de amostras exibe valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais elevado (+2,20 a 3,01‰_{PDB}), diagnóstico de ambiente marinho raso aquecido, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando entre -0,99 a 0,15‰_{PDB} similares aos observados na linha intermediária.

O outro grupo mostra valores muito negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ associadas à deposição do cimento com forte influência de água continental em ambiente vadoso. Chaves e Sial (2003) observaram um comportamento semelhante para amostras de *beachrocks* no litoral de Alagoas, e atribuíram os valores negativos a percolação de água doce em zona vadosa.

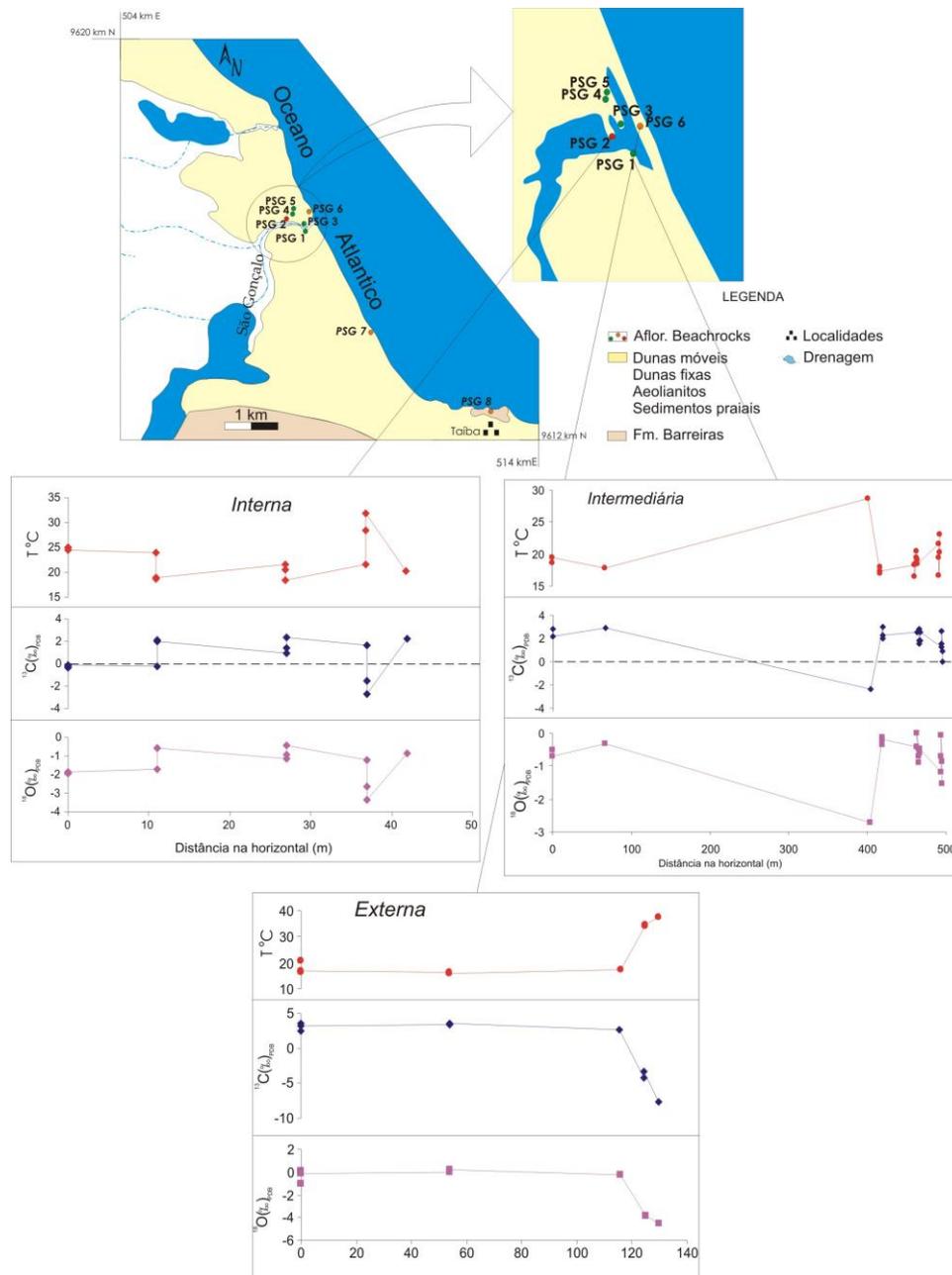


Figura 6.5. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no *beachrock* São Gonçalo.

Temperaturas obtidas para as amostras localizadas próximo da foz do rio São Gonçalo variaram de 15,9° a 20,7° C (condições isotópicas próximos ao uso de $\delta^{18}\text{O} = 0$ para a água do mar). As demais amostras mais exibem valores de temperatura estimada entre 34,3 a 37,7°C.

Os dados da salinidade obtidos a partir de $\delta^{18}\text{O}$ revelam uma variação bem maior do que a observada para a linha interna. Entretanto se for analisado apenas os afloramentos posicionados na frente do canal fluvial tem-se uma variação de 32.4 a 34.9‰, coincidente com os valores calculados para a linha intermediária.

O modelo proposto para este depósito baseado em características sedimentares foi o de um sistema de ilhas barreiras, com progradação em direção ao oceano. Este modelo mostra certa concordância com o comportamento isotópico de carbono e oxigênio, visto que a linha mais externa apresenta valores de mar raso aquecido.

Notadamente não deve ser descartada a hipótese de terem alguns valores de $\delta^{18}\text{O}$ sofrido uma alteração pós-deposicional, principalmente nas porções mais internas da bacia de recepção. Entretanto, se isto for considerada, os valores de $\delta^{13}\text{C}$, deveriam ter valor isotópico mais elevados em toda linha de *beachrocks*, o que não foi observado.

Beachrock Pecém-Cauípe

Devido a grande extensão do perfil e coleta de dados no perfil Pecém Cauípe, optou-se por dividi-lo em setores dispostos da seguinte forma: Porto do Pecém, Cauípe, foz do rio Cauípe e Cumbuco. Os dados estão dispostos na tabela 6.3, Figura 6.6 e Figura 6.7.

No setor do Porto do Pecém $\delta^{13}\text{C}$ em relação $\delta^{18}\text{O}$ mostra pouca dispersão. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -2,98 a +2,97‰_{PDB}, enquanto o $\delta^{18}\text{O}$ exibe valores entre -2,46 a +0,14‰_{PDB} (ver tabela 6.3). Os valores apresentados em PCh2 ($\delta^{13}\text{C}$ -2.98‰_{PDB} e $\delta^{18}\text{O}$ - 2.46‰_{PDB}) são muito discrepantes. Se esta amostra for eliminada tem-se uma distribuição mais uniforme, e pode ser inferido que as condições ambientais impostas durante a precipitação do cimento carbonato correlacionam-se a plataforma marinha rasa e aquecida, corroborando com o modelo na literatura (p.ex. Milliman 1974, Holail e Rashed 1992).

Temperatura calculada a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ indica uma variação de 15,9° a 18°C, possivelmente associados a pequenas oscilações nas condições ambientais provavelmente relacionadas períodos amenos associados a maior ocorrência de chuvas esporádicas em clima quente e úmido. A salinidade observada em torno de 34‰ também sugere que houve uma diminuição na salinidade local, visto que o valor médio calculado por Freire (1985) para plataforma continental do Ceará é de 37‰. Este autor estabeleceu que em períodos mais chuvosos quando os rios recebem maior quantidade de água continental a salinidade na plataforma tende a diminuir.

Tabela 6.3 – Valores isotópicos para o cimento carbonático nos afloramentos de *beachrocks* na praia de Pecém-Cauípe. Estimativas da temperatura segundo equação termométrica de Epstein *et al.* 1953 e salinidade de acordo com Craig e Gordon 1965.

UTM E	UTM N	Dist (m)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade‰
520850	9608433	0	PCh 0	0,14	1,85	15,9	34,83
522495	9606169	1645	PCh 1	-0,24	2,07	17,5	34,01
522495	9606169	1645	PCh 1A	-0,11	2,3	17,0	34,29
523280	9605078	2430	PCh 2	-2,46	-2,98	27,5	29,19
523312	9605082	2462	PCh 2A	-0,35	2,42	18,0	33,77
523312	9605082	2462	PCh 2B	0,05	2,97	16,3	34,64
523316	9605065	2466	PCh 3	-2,59	-3,45	28,1	28,90
523316	9605065	2466	PCh 3A	-3,37	-6,1	31,9	27,20
523316	9605065	2466	PCh 3B	1,04	2,13	12,3	36,79
523316	9605065	2466	PCh 3C	-0,31	2,05	17,8	33,86
523336	9605045	2486	PCh 4	-0,01	2,75	16,5	34,51
523399	9604964	2549	PCh 5	-0,58	-1,3	18,9	33,27
523445	9604935	2595	PCh 5A	-2,06	-1,19	25,6	30,05
523537	9604832	2687	PCh 6	-1,33	-0,12	22,2	31,64
523537	9604832	2687	PCh 6A	-1,42	-0,21	22,6	31,44
523878	9604425	3028	PCh 7	-2,21	-2,31	26,3	29,73
523878	9604425	3028	PCh 7A	-1,43	-0,82	22,7	31,42
523878	9604425	3028	PCh 7B	-0,87	0,59	20,2	32,64
524107	9604191	3257	PCh 8	0,19	3,12	15,7	34,94
524107	9604191	3257	PCh 8A	-0,2	1,34	17,3	34,10
524107	9604191	3257	PCh 8B	0	3,11	16,5	34,53
524521	9603755	3671	PCh 9	-0,31	2,32	17,8	33,86
524521	9603755	3671	PCh 9A	-0,19	1,93	17,3	34,12
525011	9602929	4161	PCh 10	-0,11	2,97	17,0	34,29
525011	9602929	4161	PCh 10A	-0,18	3,03	17,2	34,14
525011	9602929	4161	PCh 10B	-0,25	2,92	17,5	33,99
525049	9602934	4199	PCh 11	0,32	3,16	15,2	35,23
525158	9602774	4308	PCh 12	0,22	3,37	15,6	35,01
525374	9602502	4524	PCh 13	0,07	3,09	16,2	34,68
525618	9602224	4768	PCh 14	-0,33	2,83	17,9	33,81

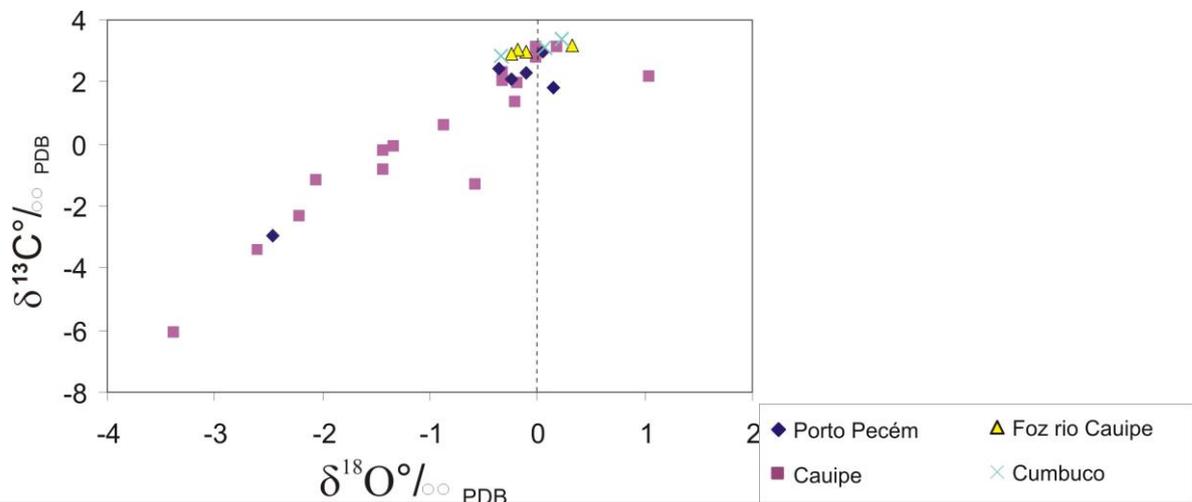
O setor Cauípe apresenta uma maior dispersão dos dados, onde o $\delta^{13}\text{C}$ oscila entre - 6,10 e +3,12 ‰_{PDB} e o $\delta^{18}\text{O}$ entre -3,37 e +1,04‰_{PDB}. A disposição dos dados forma um *trend* positivo, entretanto os valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos conduzem uma análise a partir das características dos afloramentos. Em campo, estas amostras estão relacionadas a afloramentos em que se observa intenso retrabalhamento. O afloramento PCh3 apresenta vários pedaços de *beachrocks* envolvidos em matriz arenosa, a coleta das amostras nos diferentes pedaços visava saber se depois da sedimentação do *beachrock* mais novo, em relação aos pedaços, teria ocorrido um re-equilíbrio do valor isotópico no depósito. Entretanto os valores obtidos nos pedaços de *beachrocks* mostram uma variação nos dados isotópicos marcando os diferentes momentos de precipitação.

Nos afloramentos PCh5 a PCh7 situado mais próximo da desembocadura atual do rio Cauípe, tanto $\delta^{18}\text{O}$ quanto $\delta^{13}\text{C}$ apresentam valores muito negativos. A justificativa para o

carbono deve ser a proximidade do paleocanal fluvial ou migração do paleocanal do rio Cauípe que contribuiria com um maior volume de águas continentais onde o teor de $\delta^{13}\text{C}$ é mais baixo. Enquanto os dados do oxigênio marcariam as variações ambientais posteriores a precipitação do cimento.

Por fim, os afloramentos PCh8 e PCh9, os valores exibem comportamento “mais estável”, com $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variando de 0,07 a 0,22‰_{PDB} similares aos valores obtidos no setor Porto do Pecém. O comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ é coincidente com ambiente marinho raso e aquecido e valores de $\delta^{18}\text{O}$ situam-se próximo de zero.

As estimativas para a temperatura e salinidade para o setor Cauípe parecem indicar oscilações climáticas, com condições de maior amplitude na salinidade. Como hipótese se sugere que estas variações no valor de carbono estejam relacionadas à migração do canal fluvial em resposta ao maior ou menor descarga do rio quando da formação do depósito.



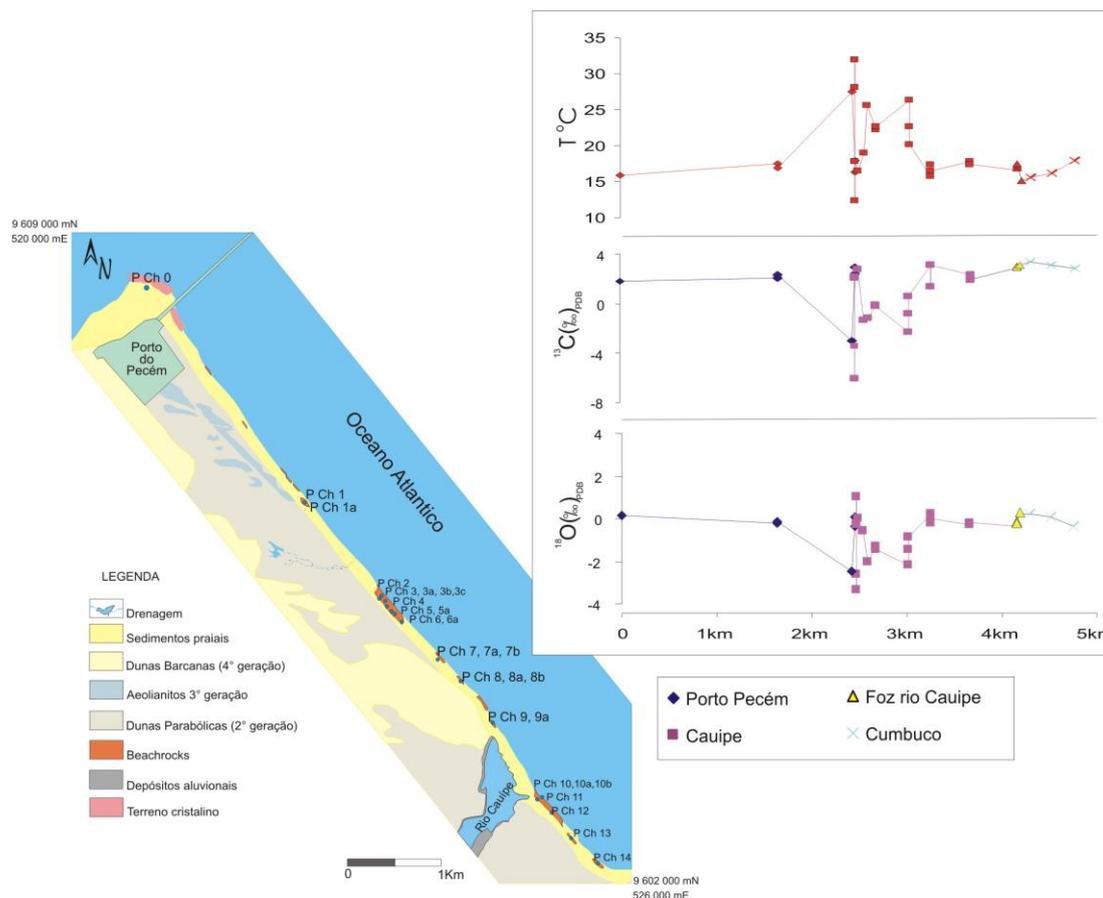


Figura 6.7. Mapa geológico compilado de Augusto e Nogueira (2004), disposição dos afloramentos e valores isotópicos, paleo-temperatura e salinidade obtidos a partir do cimento no beachrock Pecém-Cauípe.

Beachrock Cumbuco-Iparana

As amostras coletadas nos afloramentos da praia de Icaraí (ICA 1 e ICA 2) apresentam diferenças significativas quanto ao grau de litificação e disposição no perfil de praia. ICA 1 está na zona de intermaré como blocos isolados, pouco litificados, e exibe características sedimentares semelhantes ao afloramento B6 na praia de Lagoinha. O afloramento ICA 2 está instalado no leito do riacho dos Porcos e apresenta-se mais litificado que o anterior. Os afloramentos na praia de Iparana (IPA 2 e IPA 3) estão alinhados na faixa de supramaré e sofrem forte ação da dinâmica costeira.

Analisando a tabela 6.4 observa-se que o comportamento isotópico no cimento individualiza dois grupos de dados. Os valores obtidos em Icaraí mostram $\delta^{13}\text{C}$ menos positivos do que os observados em Iparana.

Tabela 6.4 – Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático nos *beachrocks* na praia de Cumbuco-Iparana. Estimativas da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein *et al.* 1953) e salinidade de acordo com Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist (m)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰ PDB}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰ PDB}$	T °C	Salinidade‰
530940	9598950	0	ICA 1	0,07	1,85	16,2	34,68
530940	9598950	0	ICA 1A	0,15	2	15,9	34,86
535375	9595450	4435	ICA 2	-0,72	1,79	19,5	32,97
544261	9591858	13321	IPA 2A	0,59	3,07	14,1	35,81
544261	9591858	13321	IPA 2B	0,81	3,13	13,2	36,29
545174	9591958	14234	IPA 3	0,17	2,04	15,8	34,90

Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 6.8) para o grupo Icaraí exprimem valores variando de +1,79 a 2‰_{PDB}, uma dispersão muito pequena se comparada com o Iparana, cuja variação de $\delta^{13}\text{C}$ vai de +2,04 a 3,13‰_{PDB}. Esse comportamento observado é coincidente com os valores reportados para um ambiente marinho em plataforma rasa e aquecido para os sedimentos marinhos de idade holocênica.

O comportamento de $\delta^{18}\text{O}$ confirma o contraste entre os afloramentos de Icaraí e Iparana, onde os valores obtidos expressam uma significativa variação ambiental durante a precipitação do cimento. O grupo das amostras menos litificadas mostra que em ICA1 o cimento foi precipitado em equilíbrio isotópico com a água do mar, enquanto que para ICA 2 por estar situado no leito do riacho o valor de $\delta^{18}\text{O}$ deve ter sido alterado por águas continentais com $\delta^{18}\text{O}$ mais baixo.

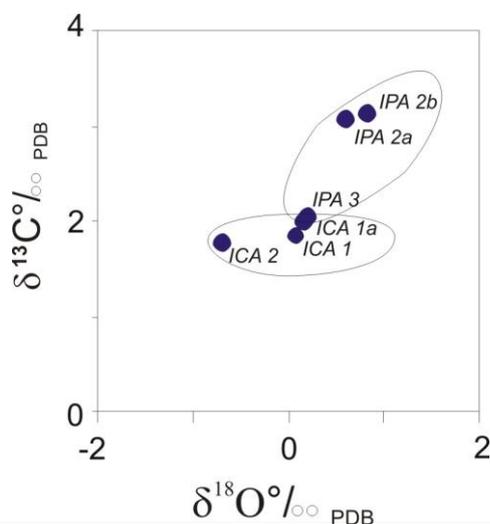


Figura 6.8. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ exibem dois grupos (no cimento carbonático para o deposito Cumbuco-Iparana).

Nas amostras do segundo grupo Iparana (IPA 2 e IPA 3) os valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ próximo a foz do rio Ceará, possivelmente refletem condições ambientais decorrentes da proximidade ao canal fluvial.

A Figura 6.9 mostra a disposição dos dados, levando de início a interpretar que os valores do oxigênio estão alterados isotopicamente. Entretanto, uma análise dos gráficos na Figura 6.8 juntamente com as interpretações já discutidas, mostram que Icaraí apresenta características de um evento deposicional mais jovem (recente) enquanto que Iparana, mais antigo. É notório que em alguns locais em afloramento como p.ex. ICA2 o valor de $\delta^{18}\text{O}$ foi alterado por interação com água em ambiente continental. Mas, se o oxigênio precipita em condições de equilíbrio com o meio, o fato de se ter valores acima do padrão (~ 0), confirma uma variação ambiental diagnóstica de um ambiente com temperatura mais baixa (13,2 a 19,5°C) e conseqüentemente uma salinidade variando de 33 a 36,3‰, provavelmente decorrente da mistura de águas costeiras e de correntes marinhas.

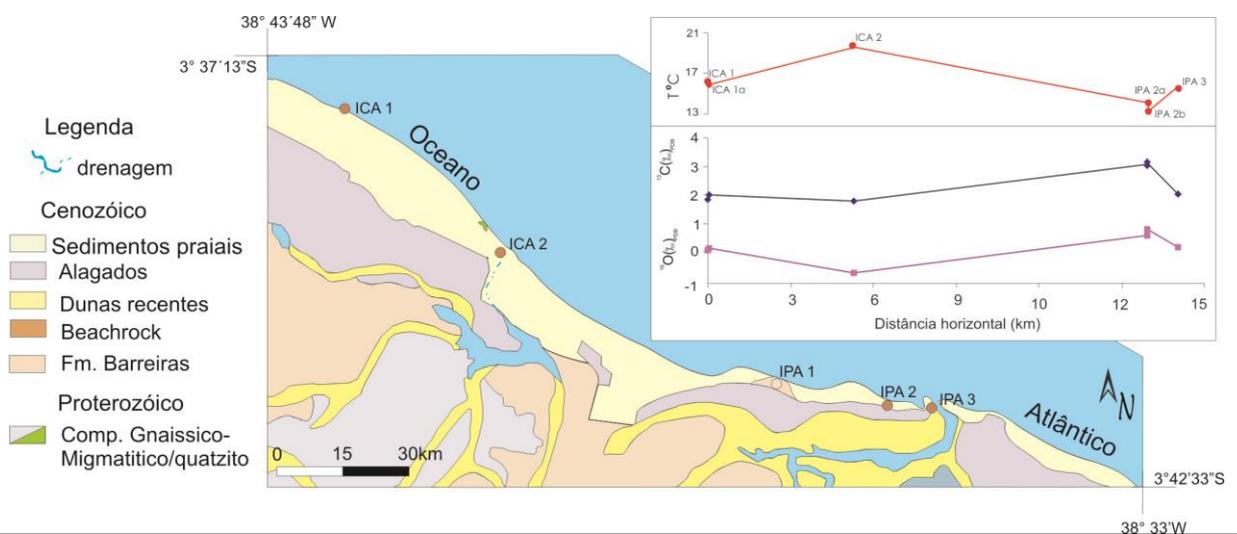


Figura 6.9. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no beachrock Cumbuco-Iparana.

A salinidade para Icaraí apresentou valores mais baixos, 33 a 34,9‰, enquanto Iparana os valores variaram entre 34,9 a 36,3‰. O valor mais baixo em Icaraí foi obtido no leito do riacho dos porcos, enquanto os outros valores podem estar associados às águas de recarga do lençol freático, enquanto que em Iparana o valor mais baixo foi obtido próximo ao rio Ceará, os demais valores são semelhantes aos estimados por Freire (1985) para a salinidade média da plataforma marinha do Ceará.

6.3.Costa Leste

Beachrock Sabiaguaba

Os *beachrocks* da praia de Sabiaguaba possuem um alinhamento contínuo. Neste perfil são observados dois rios, o rio Cocó em Fortaleza e o rio Pacoti em Aquiraz posicionados nas extremidades do depósito. Os resultados das análises realizadas estão dispostos na tabela 6.5, e representados na Figura 6.10 e Figura 6.11.

Tabela 6.5 – Valores isotópicos obtidos nos afloramentos de *beachrocks* na praia de Sabiaguaba, cálculo da temperatura (Epstein et al 1963) e salinidade baseado em Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist.(km)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade
562505	9584192	0	PC 0	0,54	2,74	14,3	35,7
562763	9583144	258	PC 1topo	0,64	2,48	13,9	35,9
562822	9583074	317	PC 2	0,41	2,83	14,8	35,4
562974	9582882	469	PC 3	0,47	3,13	14,6	35,6
563256	9582388	751	PC 4A	0,61	3,23	14,0	35,8
563256	9582388	751	PC 4B	0,65	3,23	13,9	35,9
563898	9581200	1393	PC 6	0,56	3,35	14,2	35,7
564544	9580244	2039	PC 7	0,59	3,22	14,1	35,8
564778	9579884	2273	PC 8	0,34	3,31	15,1	35,3
566322	9577440	3817	PC 10A	0,68	3,02	13,7	36,0
566382	9577379	3877	PC 10	0,48	3,12	14,5	35,6
566465	9577239	3960	PC 11	0,47	3,33	14,6	35,5

O depósito Sabiaguaba constitui a representação mais significativa quanto aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, apresentando uma pequena dispersão nos dados. $\delta^{13}\text{C}$ no cimento carbonático varia de + 2,48 a 3,35‰_{PDB}, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilam de + 0,34 a 0,68 ‰_{PDB}.

O comportamento isotópico do carbono é compatível com condições ambientais observadas em cimentos carbonáticos precipitados da água do mar quente, em plataforma rasa. Para comportamento isotópico de oxigênio os valores positivos indicam condições ambientais com pequena variação de temperatura.

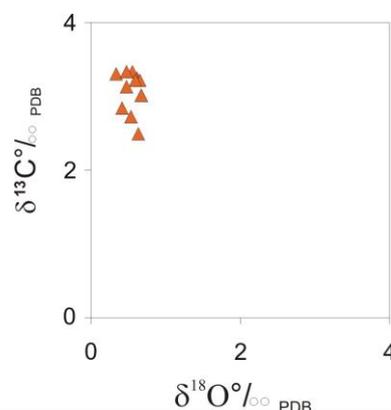


Figura 6.10. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram um alinhamento negativo para o cimento carbonático.

O perfil representado na Figura 6.11 mostra que ao longo da faixa de praia em que o *beachrock* se formou, a temperatura da água variou aproximadamente de 1°C, entre 13,9 a 14,8°C. Estas características isotópicas indicam um ambiente homogêneo durante a precipitação do cimento com suave oscilação de temperatura.

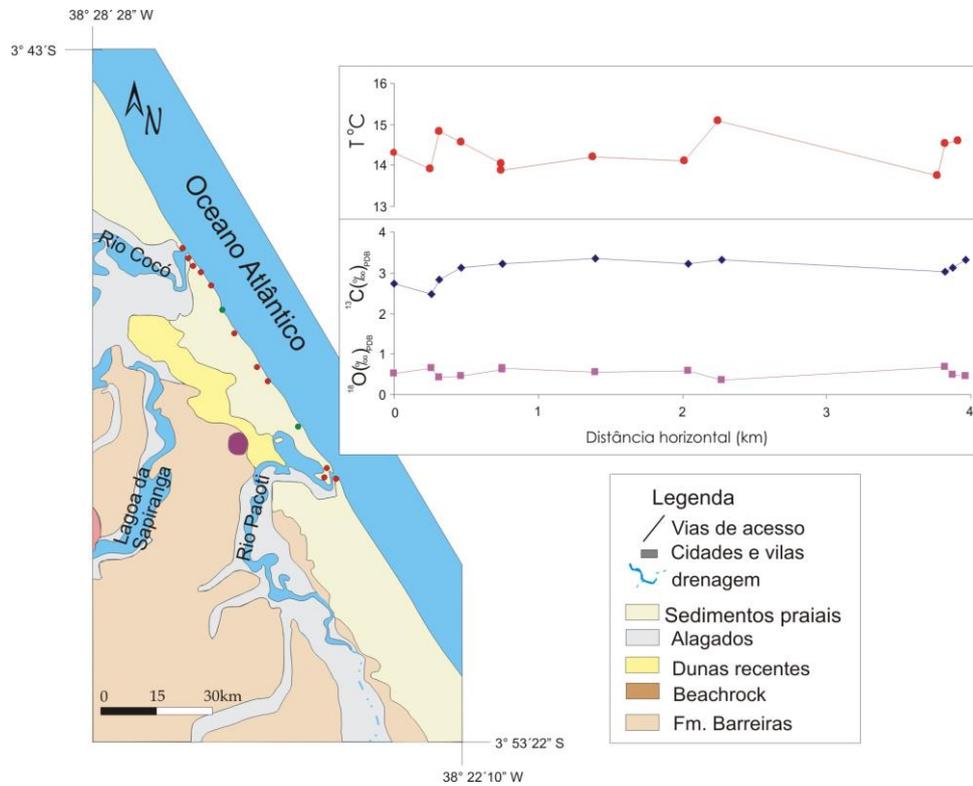


Figura 6.11. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no *beachrock* Sabiaguaba.

É interessante observar que nas calhas dos rios Cocó e Pacoti, cujas desembocaduras estão situadas nas extremidades do depósito os teores de $\delta^{13}\text{C}$ são respectivamente, 2,74‰ e 3,33 ‰_{PDB}. Normalmente espera-se valores mais baixos, entretanto os dados obtidos mostram que a interação do fluxo fluvial e a deriva litorânea evidenciam um ambiente enriquecido em ^{13}C .

Os valores da salinidade estimados a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, segundo a equação desenvolvida por Epstein e Mayeda (1953) mostram que não houve mistura de água marinha e continental confirmando condições ambientais homogêneas durante a precipitação do cimento. Entretanto, alguns pontos apresentam-se alterados, podendo ser inferido que um período de clima mais ameno estava se instalando em fase sucessiva a formação do depósito.

Beachrock Caponga

Este depósito apresenta-se como barreira natural devido a seu posicionamento geográfico na faixa de praia. Sua proximidade ao Rio Mal cozinhado e extensão continua até a Vila de Caponga pode ser correlacionado a um regime de mar alto durante a formação do *beachrock*.

Para verificar-se a variação dos valores isotópicos foram coletados cimento no topo e base de alguns afloramentos. As análises isotópicas do cimento carbonático estão representadas na tabela 6.6, Figura 6.12 e Figura 6.13.

Considerando-se a relação $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, observa-se que as amostras se posicionam em sua maioria próximos ao valor de $+3\text{‰}_{\text{PDB}}$. Entretanto todas têm valor positivo.

Tabela 6.6 – Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático no *beachrocks* na praia de Caponga, cálculo da temperatura baseado na equação termométrica (Epstein et al 1953) e salinidade Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist.(m)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade‰
590900	9551620	0	PCAP 1				
590768	9551870	132	PCAP 2 (topo)	0,08	3,25	17,5	34,7
590768	9551870	132	PCAP 2 (base)	0,55	3,09	15,5	35,7
590755	9551901	145	PCAP 3A (topo)	0,29	3,25	16,7	35,2
590755	9551901	145	PCAP 3B	0,6	3,02	15,2	35,8
590755	9551901	145	PCAP 3 (bolsão)	0,22	2,47	16,4	35,0
590625	9552060	275	PCAP 4A1	-0,42	1,69	18,6	33,6
590625	9552060	275	PCAP 4B1 (topo)	0,39	3,18	16,2	35,3
589951	9553038	949	PCAP 5A (topo)	0,58	3,2	15,4	35,4
589951	9553038	949	PCAP 5B (base)	0,42	3,25	16,1	35,8
589863	9553136	1037	PCAP 6A (topo)	0,5	3,03	15,6	35,4
589863	9553136	1037	PCAP 6B (base)	-0,65	1,23	19,4	35,6
589738	9553340	1162	PCAP 7A	0,66	3,28	15,2	33,1
589738	9553340	1162	PCAP 7B	0,78	3,33	14,7	36,0
589738	9553340	1162	PCAP 7 (topo)	0,77	3,35	14,8	36,2
589509	9553623	1391	PCAP 8 (topo)	0,43	3,11	16	36,2
589509	9553623	1391	PCAP 8 (base)	0,44	3,17	16	36,2

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para o cimento variam de $+1,23$ a $3,35\text{‰}_{\text{PDB}}$ e coincidem com os valores reportados na literatura para cimentos precipitados em plataforma de mar raso. Enquanto $\delta^{18}\text{O}$ na sua maioria das amostras positivo apresenta uma variação $+0,08$ a $+0,78\text{‰}_{\text{PDB}}$, e os valores $-0,62$ e $-0,42\text{‰}_{\text{PDB}}$ em duas amostras. Os dados mostram uma homogeneidade no comportamento do carbono e uma variação maior para oxigênio.

O comportamento isotópico para amostras em que tiveram topo e base analisados, mostra variação no valor de $\delta^{18}\text{O}$, observada também para $\delta^{13}\text{C}$. Essas variações não mostram um comportamento uniforme, dificultando uma análise profunda.

A temperatura estimada para a precipitação do cimento no *beachrock* Caponga varia de 14,7° a 18,6°C. A salinidade mostra um aumento a partir da foz do rio Mal cozinhado (34‰) até a Vila de Caponga (36‰) se adotada a equação de Epstein e Mayeda (1953). Esse comportamento pode ser correlacionado com a diminuição da influencia das águas continentais do rio Malcozinhado.

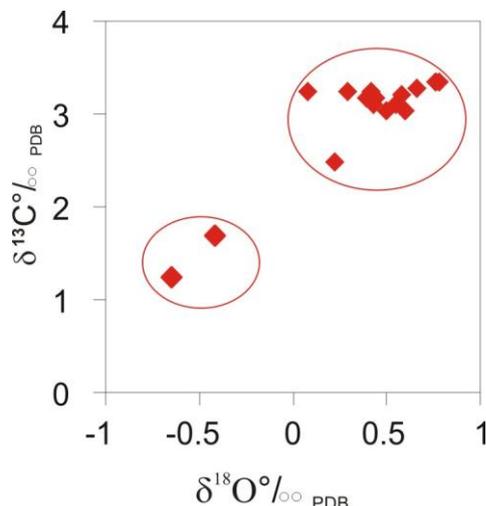


Figura 6.12. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ exibem dois grupos para o cimento carbonático.

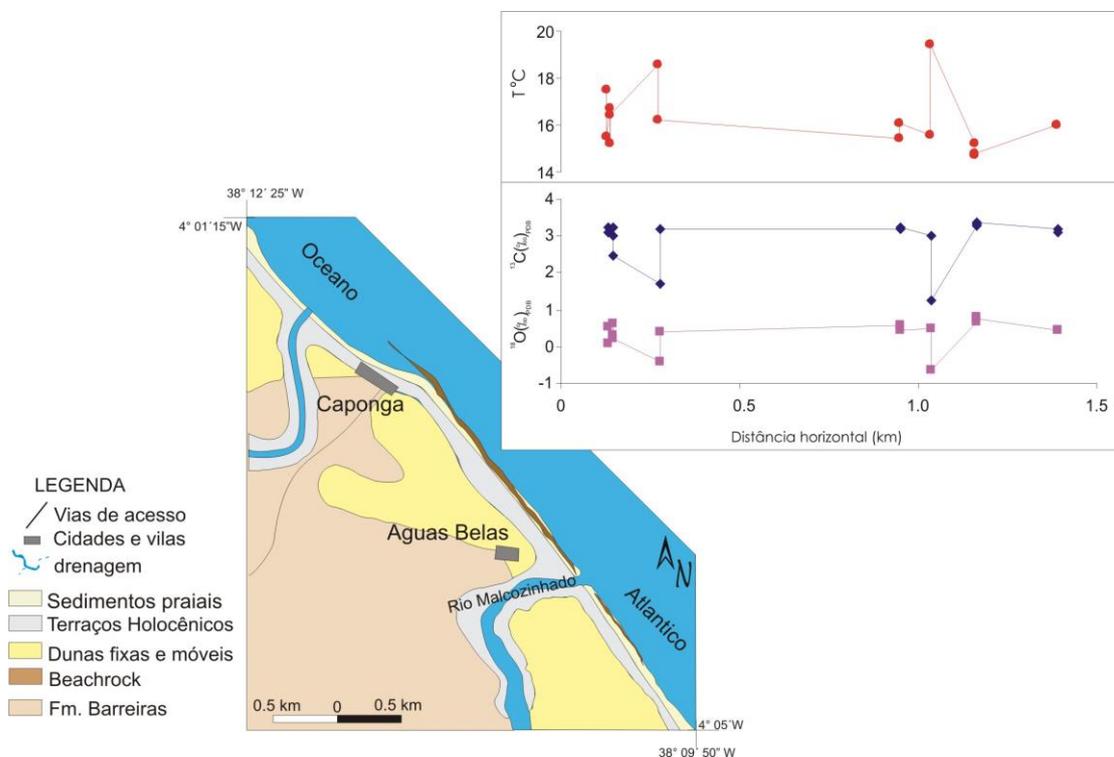


Figura 6.13. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no *beachrock* Caponga.

Pinheiro (2003) investigando as condições ambientais associadas à foz do rio Mal cozinhado posicionou a formação dos depósitos de *beachrocks* na área, entre 3.900 e 3.600 anos AP. Neste período, segundo Martin *et al.* 1993, o nível do mar subiu rápido e em 3.600 anos AP atingiu 3.5 ± 0.5 acima do atual. O comportamento de $\delta^{13}\text{C}$ mostra que o cimento carbonático precipitou-se em ambiente enriquecido em ^{13}C ($+3\text{‰}_{\text{PDB}}$), os valores de $\delta^{18}\text{O}$, na maioria positivo, confirmam a premissa do ambiente enriquecido. Os parâmetros isotópicos levam a inferir que o nível de mar estava mais alto quando da formação do depósito de *beachrock* Caponga reforçando as idéias propostas por Pinheiro (2003).

Beachrock Águas Belas- Choró

O *beachrock* Águas Belas está situado no mesmo contexto do *beachrock* Caponga, e exhibe características similares as observadas em Sabiaguaba, visto que está limitado pelos rio Mal cozinhado, a oeste, e Choró, a leste. O rio Choró exerce grande influencia sobre a configuração da faixa de praia, e observa-se que sua desembocadura está atualmente em processo de progradação. Estas características estão associadas à migração do canal principal com o barramento dos sedimentos transportados pela deriva litorânea.

Neste cenário, o cordão de *beachrocks* instalado na porção mais interna da faixa de praia, que foi alargada com a deposição dos sedimentos ora marinhos, ora fluviais na desembocadura do rio Choró.

Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos no cimento carbonático estão dispostos na tabela 6.7 e representadas nas Figuras 6.14 e 6.15.

Tabela 6.7 – Valores isotópicos obtidos no cimento carbonático de *beachrocks* na praia de Águas Belas-Choró, cálculo da temperatura (Epstein et al 1953) e salinidade Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist.(km)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade‰
594288	9546587	0	BN 1a	0,42	2,75	14,8	35,4
594288	9546592	5	BN 1b	0,37	2,39	15,0	35,3
594288	9546602	10	BN 1c	0,38	2,62	15,0	35,3
594288	9546617	15	BN 1d	-1,42	-2,51	22,6	31,4
594056	9547016	232	BN 2	0,59	2,68	14,1	35,8
592537	9549296	1751	BN 3	0,81	3,22	13,2	36,3
591424	9550906	2864	BN 4	0,71	3,41	13,6	36,1

A relação $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ mostra que as amostras estão dispostas próximo em torno de $+3\text{‰}_{\text{PDB}}$. Observa-se apenas um valor negativo que foi obtido em uma amostra coletada em ponto mais interno dentro do estuário do rio Choró. Para $\delta^{18}\text{O}$, os valores estão posicionados

acima do padrão, o valor negativo corresponde ao ponto de valor também negativo para o carbono.

Na foz do rio Choro foi possível observar quatro níveis de *beachrocks* nomeados de BN1a a BN1d. No ponto de coleta mais externa (BN1a), próximo à linha de praia, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ foi de $+2,75\text{‰}_{\text{PDB}}$, enquanto no ponto mais continental (BN1d), onde se observa o desenvolvimento de manguezal, o valor obtido de $-2,51\text{‰}_{\text{PDB}}$. Analisando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e sua disposição geográfica das amostras no depósito tem-se que na área de influencia da desembocadura do rio Choró predomina valores em torno de $+2,0\text{‰}_{\text{PDB}}$ enquanto os valores mais positivos foram obtidos nos pontos mais próximos do rio Malcozinhado ($+3,41\text{‰}_{\text{PDB}}$).

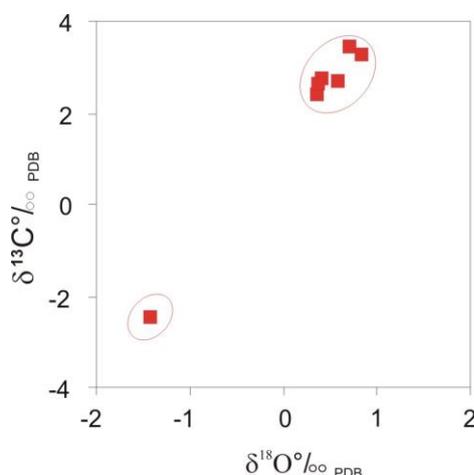


Figura 6.14. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram uma lacuna "gap" na distribuição destes valores.

Apesar das variações observadas, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ no cimento carbonático do depósito Águas Belas estão na faixa reconhecida como de ambiente marinho em plataforma rasa e clima quente, coincidente com os valores reportados para os carbonatos marinhos holocênicos.

O $\delta^{18}\text{O}$ apresenta variações muito significativas, no afloramento BN1o valo obtido foi $+0,42\text{‰}_{\text{PDB}}$ e em BN1d próximo ao manguezal foi $-1,42\text{‰}_{\text{PDB}}$, nos afloramentos mais distantes do rio Choró torna-se mais positivo $+0,42\text{‰}_{\text{PDB}}$.

Na Figura 6.15 observa-se que os perfis construídos com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, exibem comportamento mimético, o que leva a interpretar que o $\delta^{18}\text{O}$ sofreu alguma alteração em fase posterior a precipitação do cimento, provavelmente devido a um maior fluxo de água em período de clima mais úmido.

A temperatura variou de $13,2^{\circ}$ a 15°C estes valores reforçam a idéia de que as condições climáticas tornaram-se mais amenas em evento posterior à deposição do cimento. Entretanto o valor estimado para o nível BN1d foi $22,6^{\circ}\text{C}$ permitindo interpretar que este nível foi formado em período posterior aos demais e que o cimento precipitou em condições de clima quente em ambiente continental. A salinidade variou de 35 a 36 ‰,

valores coincidentes com os estimados por Freire (1985) para a plataforma continental do Ceará.

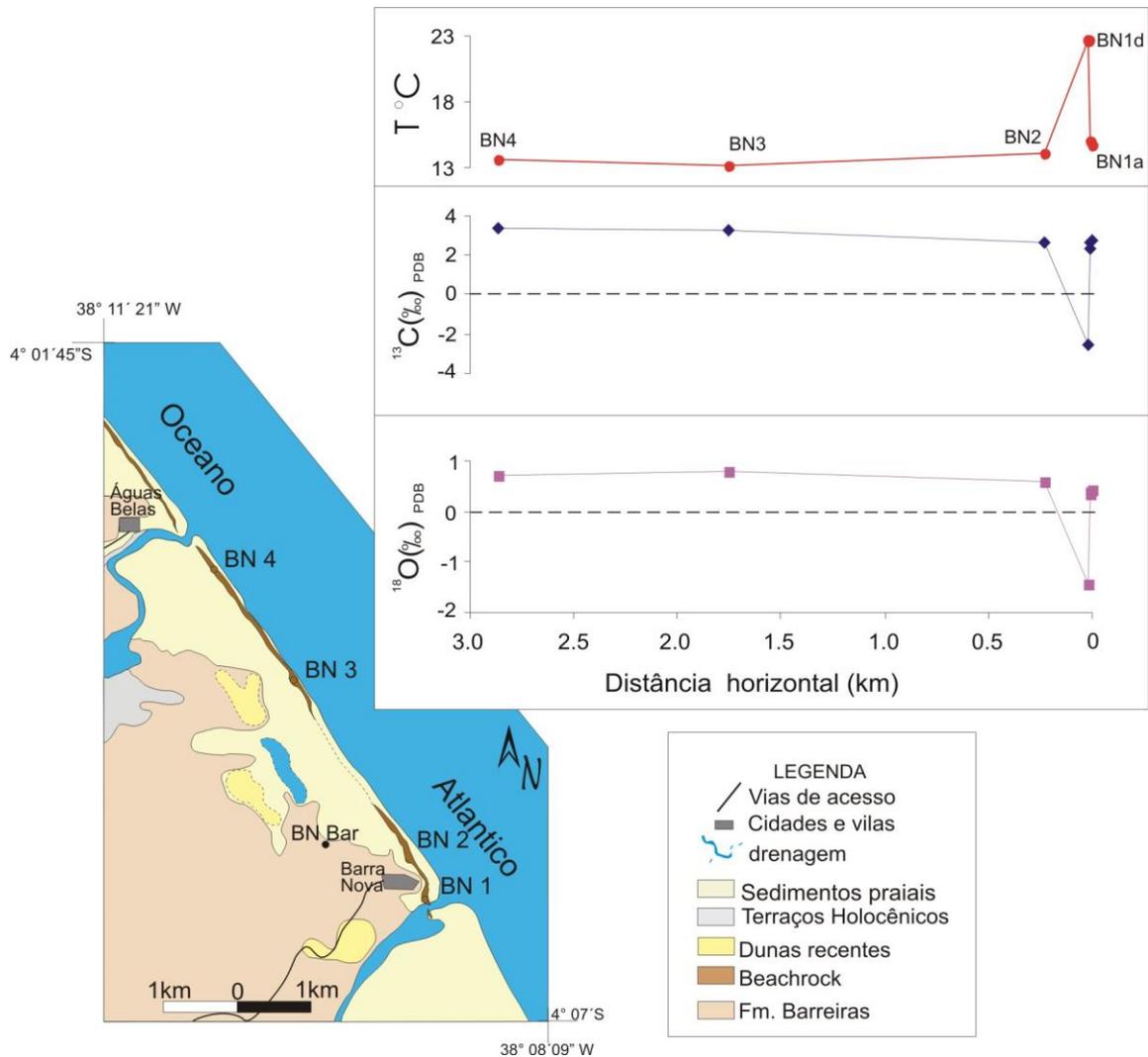


Figura 6.15. Perfil com valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura no *beachrock* Águas Belas-Choró.

Beachrock Uruaú

O *beachrock* Uruaú exibe uma variação topográfica na disposição de seus afloramentos. Na extremidade sudeste está recoberto pelas areias recentes, e aos poucos passa a exibir feições e estruturas correlacionadas à deriva litorânea como espriamento de níveis de seixos e conchas com arcabouço ora conglomerático, ora mais fino exposta pelos retrabalhamento das ondas em período de maré vazante. A extremidade noroeste apresenta

uma altura de aproximada de 1 m, mesma cota topográfica do afloramento da Formação Barreiras que aflora na linha de praia.

As amostras foram coletadas quando possível no topo e base dos afloramentos, em UR3 foi realizada uma coleta detalhada em profundidade.

Os afloramentos foram descritos agrupando feições para facilitar as discussões, mas as análises reordenadas visando facilitar as discussões. Os resultados estão dispostos na tabela 6.8 e representados nas Figuras 6.16, 6.17 e 6.18.

Analisando a tabela 6.8 se observa dois grupos de dados. Todos os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são positivos, mas existem variações em torno de $+2\text{‰}_{\text{PDB}}$ e $+3\text{‰}_{\text{PDB}}$. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são na maioria positivos.

Tabela 6.8 – Valores isotópicos obtidos para o cimento carbonático em afloramentos de *beachrocks* na praia de Uruau, cálculo da temperatura (Epstein et al 1953) e salinidade Craig e Gordon (1965).

UTM E	UTM N	Dist.(km)	Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$	T °C	Salinidade‰
607743	9532452	0	Uruau 1A sup	-0,68	2,93	20,4	33,0
607743	9532452	0	Uruau 1A inf	0,63	3,21	15,2	35,9
607743	9532452	5	Uruau 2B sup	0,60	3,18	15,3	35,8
607748	9532452	5	Uruau 2B med	0,64	3,15	15,2	35,9
607748	9532452	5	Uruau 2B inf	-0,12	2,06	17,5	34,3
607753	9532452	10	Uruau 3C 1	-0,20	0,53	17,3	34,1
607753	9532452	10	Uruau 3C 4	0,26	2,10	16,0	35,1
607763	9532452	20	Uruau 4D a	-1,76	2,91	24,9	30,7
607763	9532452	20	Uruau 4D b	0,49	2,80	15,5	35,6
607601	9532588	142	Uruau 5A topo	0,13	2,38	16,7	34,8
607601	9532588	142	Uruau 5A base	0,18	2,69	16,7	34,9
607589	9532588	154	Uruau 6B topo	0,81	3,40	14,7	36,3
607589	9532588	154	Uruau 6B med	0,45	2,91	15,7	35,5
607323	9532871	420	Uruau 7 topo sup	0,37	3,01	16,1	35,3
607323	9532871	420	Uruau 7 topo inf	0,52	3,01	15,5	35,7
607323	9532871	420	Uruau 7 int	0,55	2,99	15,4	35,7
607323	9532871	420	Uruau 7 FP topo	0,71	3,24	14,9	36,1
607323	9532871	420	Uruau 7 FP base	1,15	5,11	15,1	37,0
607323	9532871	420	Uruau 7 Base b	0,28	2,64	16,2	35,1
607323	9532871	420	Uruau 7 Base a	0,53	2,32	15,0	35,7
607237	9533038	506	Uruau 8 sup	0,35	3,20	16,4	35,3
607237	9533038	506	Uruau 8 inf	0,57	3,12	15,4	35,8

A correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostra uma grande dispersão, contudo a maioria das amostras alinha-se em *trend* positivo.

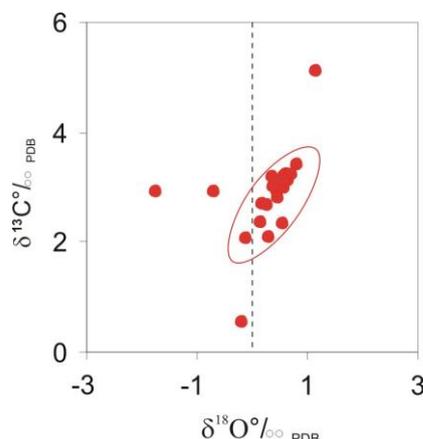


Figura 6.16. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ mostram maioria dos dados em alinhamento (trend) positivo no cimento carbonático.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ exibem uma variação de +0,53 a 3,40‰_{PDB}, onde o valor menos positivo (+0,53‰_{PDB}) foi obtido no contato entre um pedaço de coral e a matriz arenosa. Não se observa uma uniformidade entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$. Normalmente se observa que o maior valor de $\delta^{13}\text{C}$ está no topo, tornando-se menos positivo na base.

As variações no valor de $\delta^{13}\text{C}$ podem decorrer da entrada de água continental no sistema, que modificaria rapidamente as condições ambientais, precipitando cimento carbonático com $\delta^{13}\text{C}$ mais baixo. Os sedimentos da Formação Barreiras estão depositados a retaguarda dos depósitos praias, esta possui grande capacidade de armazenar e transmitir águas continentais para a costa. Na região são observadas várias fontes de água doce nas falésias da Formação Barreiras. Analisando as condições ambientais, possivelmente no período em que o cimento estava sendo precipitado havia contribuição de água continental alterando o teor de $\delta^{13}\text{C}$ na água do mar. Contudo, esta contribuição não seria suficiente para modificar o ambiente e a precipitação do cimento carbonático se deu em água do mar enriquecida em ^{13}C .

O comportamento $\delta^{18}\text{O}$ mostra valores variando de -1,78 a 1,15‰_{PDB}. Todavia, apenas 5 valores caem no campo negativo. Ao longo do perfil não é observada uma grande variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Este comportamento leva a interpretar que as variações no valor isotópico estão correlacionadas a mudanças pós-deposicionais associadas a rápidas modificações provavelmente decorrentes da rápida subida do nível do mar.

Na figura 6.17 pode ser constatado que as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ têm comportamento mimético, caracterizando que o oxigênio reflete características de ambiente instalado após a deposição do cimento carbonático.

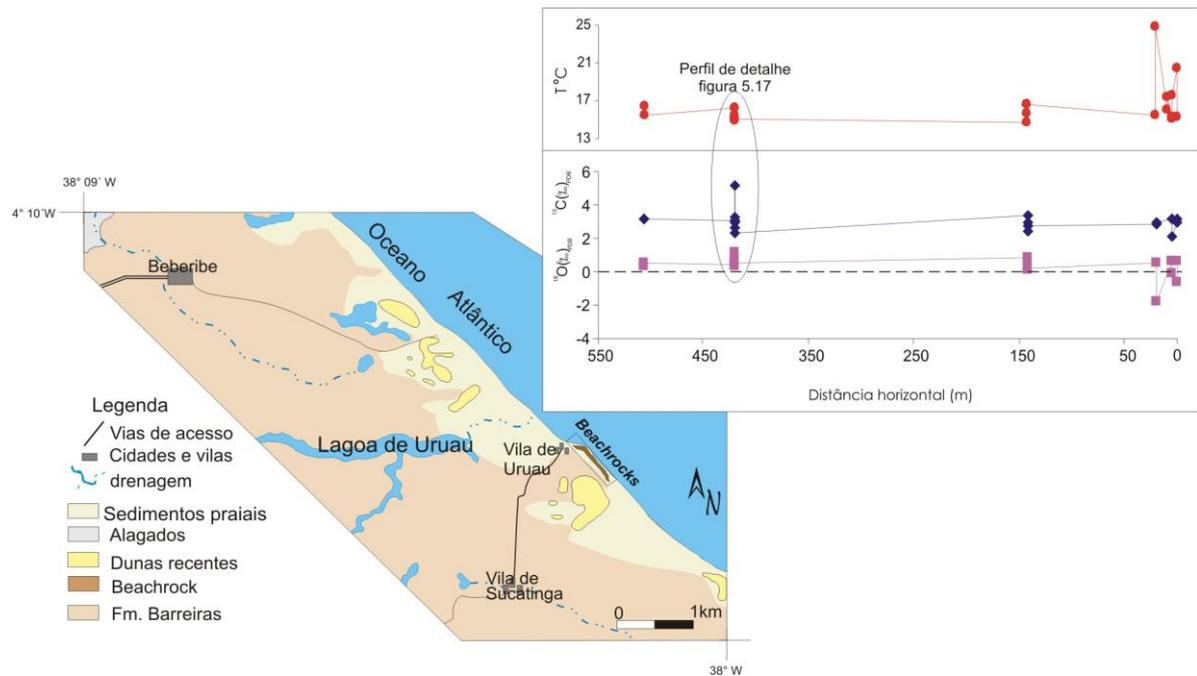


Figura 6.17. Perfil correlacionando valores isotópicos no cimento e paleo-temperatura do *beachrock* Uruaú.

No afloramento UR3 (representado na tabela 6.8 pelos valores do intervalo nomeado UR7), observou-se o registro de expressivas modificações ambientais evidenciadas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 6.18). Na base $\delta^{13}\text{C}$ é mais baixo ($\sim +2\text{‰}$) as características sedimentares indicam um ambiente mais profundo, o $\delta^{18}\text{O}$ está levemente positivo; na porção intermediária onde observou-se características de Face de Praia obteve-se os valores mais positivos para $\delta^{13}\text{C}$ ($+5,11\text{‰}_{\text{PDB}}$), o $\delta^{18}\text{O}$ também apresenta-se mais positivo ($+1,15\text{‰}_{\text{PDB}}$) e na porção superior do afloramento onde tem-se porções variando de grossa a conglomerática, valores de $\delta^{13}\text{C}$ são aproximadamente $+3\text{‰}_{\text{PDB}}$. O $\delta^{18}\text{O}$ a partir da face de praia mostra-se cada vez mais próximo ao padrão (~ 0), provavelmente devido estabilização do ambiente, associado a instalação de um clima mais quente com o ambiente mais raso.

A justaposição brusca das feições de diferentes profundidades decorre de uma rápida subida do nível do mar com retrabalhamento e transporte de sedimentos continentais pela deriva litorânea e deposição sedimentos nas porções mais superiores do depósito. A deposição se daria em ambiente com forte influencia da deriva, reconhecido pelos níveis de conchas dispostas de forma aleatória e os seixos com diferentes orientações não definindo um sentido único de corrente.

Os valores estimados para a temperatura ($14,7^{\circ}$ a $24,9^{\circ}\text{C}$) e salinidade ($30,7$ a 37‰) confirmam as variações ocorridas em evento sin e pós-deposicionais.

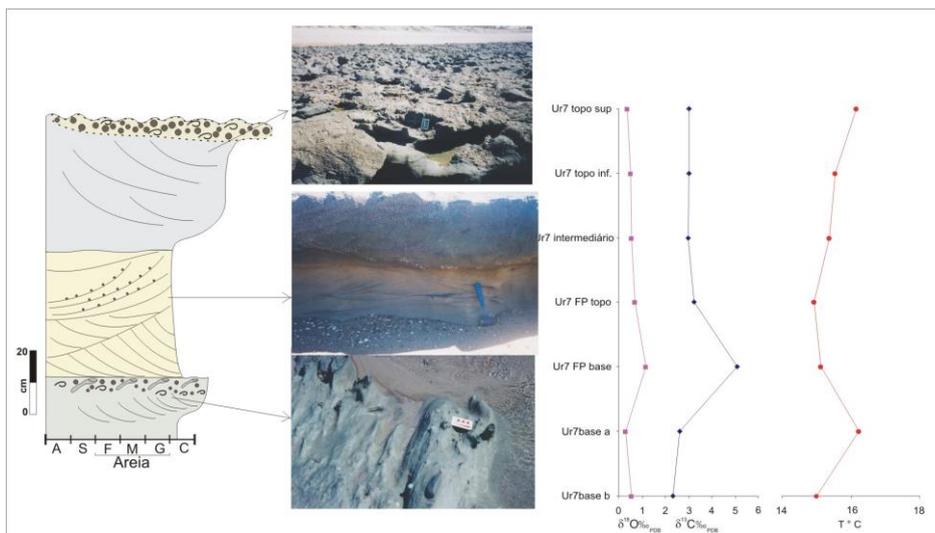


Figura 6.18. Empilhamento no afloramento UR3 no *beachrock* Uruaú, feições sedimentares e comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no cimento carbonático e paleo-temperatura.

6.4. Síntese dos dados

A utilização da Quimioestratigrafia de isótopos estáveis permite estabelecer as condições que condicionaram a formação dos depósitos relacionados ao ambiente marinho. Quantificar os $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dá indicação do significado paleogeográfico e paleotemperatura durante ou após a precipitação do cimento carbonático.

Epstein e Mayeda (1953) advogaram uma relação inversa para $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura (Figura 6.19). Portanto, em condições de ambiente com $\delta^{18}\text{O}$ positivos, os valores de temperaturas seriam muito baixos, enquanto valores negativos estariam associados a altas temperaturas.

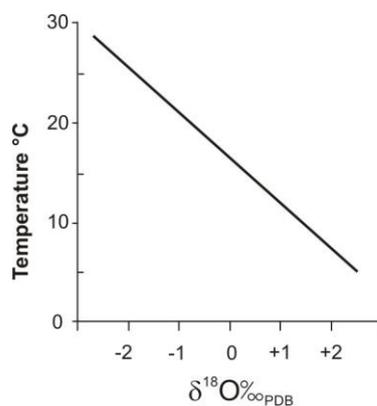


Figura 6.19. Variação do $\delta^{18}\text{O}$ com a temperatura, para uma salinidade de $s=35\text{‰}$ Segundo Epstein e Mayeda (1953).

Assim a razão isotópica do oxigênio como indicador de efeito glacial está associada ao conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ nas águas do mar, nuvens, chuva e nas calotas polares. As

investigações referentes aos períodos glaciais e interglaciais (Figura 6.20) relacionam a variação do nível do mar e as razões do isótopo $\delta^{18}\text{O}$ nos oceanos. Em períodos glaciais o volume de água nos mares tende a diminuir devido o aumento das calotas polares, com temperaturas mais baixas, o teor de $\delta^{18}\text{O}$ tende elevar-se ($+1.5\text{‰}_{\text{PDB}}$) devido a grande remoção de O^{16} . Enquanto em períodos interglaciais, o nível do mar eleva-se com o aumento no volume de água nos oceanos pelo derretimento das calotas polares, a temperatura eleva-se e o teor de $\delta^{18}\text{O}$ tende ao equilíbrio ($\sim 0\text{‰}_{\text{PDB}}$) (Lowe and Walker 1997).

O comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ tem relação direta com as condições ambientais atuantes quando o cimento foi depositado. O valor positivo de $\delta^{13}\text{C}$ refere-se a ambiente enriquecido, enquanto o negativo um ambiente empobrecido neste isótopo. Em termos de variação do nível do mar, os valores positivos são associados aos períodos transgressivos, e os valores negativos aos regressivos do nível do mar. Por fim, as variações do nível do mar podem ser representadas por episódios isotopicamente positivos ou negativos refletindo eventos paleoclimáticos e/ou ambientais, podendo ser utilizados como marcadores de correlação estratigráfica.

De acordo com alguns autores (p.ex. Savin et al. 1975, Shackleton & Kennett, 1975 e outros) a evolução oceanográfica e climática no Cenozóico é marcada por períodos de progressivos resfriamento e glaciações nas regiões polares e aquecimento nas regiões tropicais. Nestes períodos o nível do mar variou em resposta ao maior ou menor volume de água existente nos oceanos.

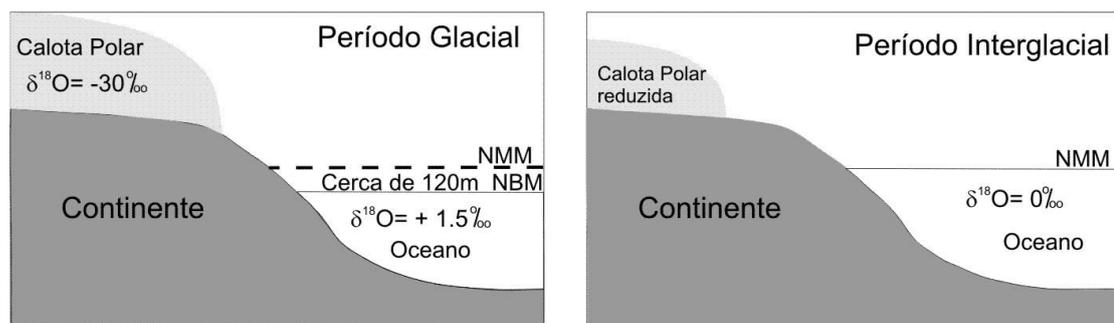


Figura 6.20. Variação de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar durante os episódios glaciais e interglaciais (Lowe and Walker, 1997).

Em se tratando da análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do cimento carbonático, foi possível distinguir significativas variações nos depósitos de *beachrocks* investigados no litoral do Ceará.

Na costa oeste, os depósitos Lagoinha e Cumbuco-Iparana exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de $+1,45$ a $3,13\text{‰}_{\text{PDB}}$, e a razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ varia de $-0,72$ a $0,81\text{‰}_{\text{PDB}}$. Em

São Gonçalo e Cauípe os valores apresentam uma variação bem maior $\delta^{13}\text{C}$ de -7,78 a 3,48‰_{PDB} e $\delta^{18}\text{O}$ varia de -4,48 a 1,04‰_{PDB}. Para Lagoinha e Cumbuco-Iparana os valores refletem uma precipitação a partir de água do mar enriquecida, normalmente observadas em cimentos de *beachrocks* precipitados em ambiente de plataforma marinha rasa em clima quente. Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ observados no depósito São Gonçalo representam uma precipitação em estágios sucessivos marcando as oscilações ambientais na deposição do cimento; em Cauípe pode ser associado à migração do canal fluvial e deposição dos sedimentos em relação à linha de costa. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ referem-se às condições ambientais durante a precipitação do cimento. O comportamento observado exibe um *trend* variando de negativo a positivo, em todos os depósitos da costa oeste, que pode ser associado a uma variação ambiental progressiva durante períodos úmidos ou secos. Contudo em São Gonçalo os valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos podem ser associados a alterações pós-deposicionais em resposta a pulsos tectônicos de idade recente que rebaixaria o depósito após a precipitação do cimento; em Cauípe os dados predominantemente negativos podem ser atribuídos às variações nas condições ambientais associados a dois ou mais eventos climáticos que modificaria o comportamento do oxigênio.

No litoral leste os depósitos investigados (Sabiaguaba, Caponga, Águas Belas e Uruaú) apresentam certa homogeneidade nas condições de deposição do cimento carbonático. O comportamento de $\delta^{13}\text{C}$ varia de +0,53 a 3,41‰_{PDB}, enquanto $\delta^{18}\text{O}$ varia de -1,76 a 1,15‰_{PDB}. Vale salientar que no depósito Águas Belas o valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$, está associado à geração de cimento recente, visto que ocorre um manguezal nas proximidades; e que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos observados nos demais depósitos são similares ao determinado na porção a oeste nos depósitos Lagoinha e Cumbuco-Iparana, reforçando a interpretação de mar raso aquecido. Com relação ao comportamento do oxigênio, apenas o depósito Sabiaguaba exibe valores totalmente positivos, sugerindo neste depósito condições ambientais mantiveram-se constantes durante a precipitação do cimento, e que nos demais o comportamento sugere oscilações nas condições climáticas similares as descritas para os depósitos no litoral a oeste.

Os parâmetros temperatura e salinidade nos depósitos de *beachrocks* estudados apresentam características que enfatizam os dados isotópicos obtidos.

Na costa oeste percebe-se que São Gonçalo e Cauípe possuem comportamentos bem diferentes dos depósitos Lagoinha e Cumbuco-Iparana. Em Lagoinha e Cumbuco-Iparana os valores de temperatura são mais altos e salinidade mais baixos, 16,8°C e 34,4‰ e 15,8°C e 34,9‰, respectivamente. Os cálculos temperatura e salinidade estimada para as linhas de *beachrocks* São Gonçalo, mostram os seguintes valores: na interna 23°C e 31,3‰;

intermediária 19,4°C e 33,1‰; externa 23,4°C e 31,3‰. Em Cauípe a temperatura média obtida foi 19,3°C e salinidade de 33,2‰.

Para a costa leste observa-se certa homogeneidade nos dados. Os valores médios para temperatura e salinidade são os seguintes: Sabiaguaba 14,3°C e 35,7‰, Caponga 16°C e 35,3‰, Águas Belas 15,5°C e 35,1‰ e Uruaú 16,4°C 35,2‰.

Os valores de salinidade investigado por Freire (1985) para a plataforma interna do Ceará (durante o Projeto Geomar XVIII) foi de 37 ‰ e 38‰. Este autor observou que o valor da salinidade nos meses em que os rios recebem grande contribuição de águas continentais cai para 36‰. Tomando por base os dados publicados por Freire (1985) observa-se que os valores de salinidade são inferiores, devido ao posicionamento dos depósitos junto à linha de costa, onde as variações ambientais são mais acentuadas.

Capítulo 7

Inferências Paleogeográficas e Variação Relativa do Nível do Mar nos Beachrocks estudados

7.1. Introdução

Segundo Suguio (2003) a reconstrução de antigas posições do nível do mar só é possível se um marcador ou testemunho for identificado no espaço e no tempo. A evolução da planície costeira do Ceará está registrada no posicionamento dos diversos indicadores ambientais (geológico-geomorfológicos) que atestam além dos eventos transgressivos e regressivos, as variações climáticas no Holoceno (Meireles e Maia 1998).

Dentre os inúmeros elementos reportados, os *beachrocks* denominados indicadores geológicos, exibem características e estruturas sedimentares que definem os sub-ambientes de deposição e sua posição média do nível do mar durante sua formação.

Associado as feições morfogenéticas têm-se na região costeira do Ceará evidências da reativação recente que permite correlacionar o posicionamento topográfico dos *beachrocks* na paisagem litorânea aos eventos de variação do nível do mar.

7.2. Condicionamento estrutural recente

Investigações sobre a tectônica recente na plataforma Sulamericana são relativamente jovens, atribuindo as primeiras inferências a Hassui (1990), Saadi (1993) e outros as idéias mais significativas sobre a reativação de natureza neotectônica. As características estruturais do bloco nordestino no cenário tectônico da Placa Sul-Americana estão associadas, a partir de Mesozóico, ao processo de abertura do Oceano Atlântico Sul. As significativas mudanças tectônicas registradas durante o Mesozóico na porção Nordeste oriental da Província Borborema, tornaram-se pouco expressivas no Cenozóico. Contudo, esse período exibe um caráter especial por registrar os momentos finais dos ciclos de sedimentação relacionados aos episódios tectônicos anteriores e estruturação da paisagem recente.

Nas últimas duas décadas muitas pesquisas têm mostrado que os mecanismos de reativação baseiam-se principalmente nas feições morfo-estruturais e na sismicidade monitorada em vários locais nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. Neste último, a tectônica recente foi tratada como polêmica até o início dos anos 90, cabendo a Saadi e

Torquato (1992) as idéias pioneiras. Posteriormente Maia *et al.* (1993), Torquato *et al.* (1996) e outros fortaleceram as idéias sobre a reativação recente, e encontraram registros na geodinâmica costeira.

Saadi e Torquato (1992) propuseram baseados no modelo de mecanismo focal que a atividade sísmica estaria condicionada a reativação das zonas de cisalhamento NE-SW (regionais). Esses autores identificaram nos depósitos cenozóicos, evidências de um campo de tensão caracterizado por compressão na direção NW-SE e extensão na direção NE-SW. Essas direções estariam associadas à movimentação de falhas transcorrentes, em decorrência da movimentação da Placa Sul-americana (Figura 7.1). Nos depósitos de beachrocks localizados na faixa de praia em Camocim (porção extremo NW do Ceará) eles observaram um fraturamento principal na direção N60°E e secundário na direção N40°W.

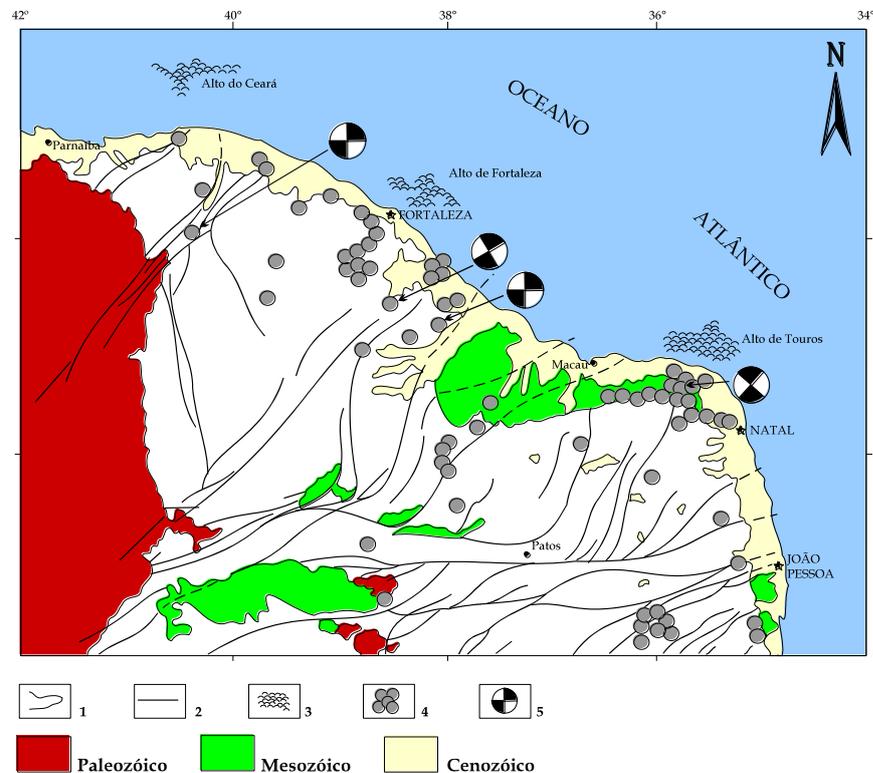


Figura 7.1: Esboço sismo-tectônico do Nordeste Setentrional, segundo Saadi e Torquato (1992).
 Legenda: 1-limite unidade sedimentar; 2- falhas principais; 3- platôs da margem continental; 4- epicentros dos sismos; 5- campos de tensão atual (Assumpção *et al.* 1989).

A estruturação da placa continental na margem nordeste oriental do Nordeste pode ser fundamentada no modelo de ajuste isostático (Figura 7.2) a partir da deposição de uma carga sedimentar, promovendo o soerguimento das porções laterais. De acordo com Pluijm e Marshak 1997 (in Barros 1998) este modelo consistiria na instalação de uma carga, seja por adição de material vulcânico, por cavalgamento ou por acúmulo sedimentar, produzindo uma flexura na superfície da placa litosférica. Uma região arqueada antecederia a vasta

depressão causada pela carga, puxando para baixo todo o conjunto. Devido à resistência flexural verificada na placa litosférica, a deformação não ocorria de forma localizada, promovendo a distribuição da carga e ajustando-a nas proximidades da borda, gerando pontos soerguidos e deprimidos no interior da mesma. Em contexto de margem passiva, os processos de afinamento e rompimento litosférico geram uma depressão termicamente controlada. Por conseguinte, a deflexão flexural decorrente desses processos provocaria o soerguimento de porções mais interiores, e o conseqüente rebaixamento de porções adjacentes.

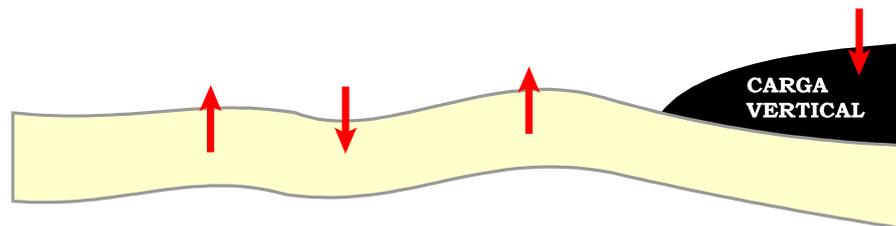


Figura 7.2: Ajuste isostático associado ao resfriamento de uma placa litosférica, amplificada pela deposição de uma carga sedimentar, segundo Pluijm e Marshak (1997).

Aplicando este modelo teórico a área em análise, observa-se que a Bacia Potiguar depositada a leste atua como carga realçando topograficamente nas áreas adjacentes. Contudo o arcabouço estrutural e geológico influencia no posicionamento dos depósitos em resposta aos movimentos isostáticos.

Evidências da reativação tectônica no recente foram identificadas por Torquato *et al.* (1996) nas imediações do rio Jaguaribe (localidade de Retiro Grande), através de sondagens elétricas verticais (SEV'S) um *graben* marcado na paisagem por um forte desnível nas falésias da Formação Barreiras.

A estruturação de *grabens* de idade Cenozóica (Figura 7. 3) na costa leste cearense foi proposta por (Matos, 1987), estes teria se formado em resposta aos movimentos finais do processo de fragmentação continental na abertura do Oceano Atlântico. Na faixa litorânea observa-se os depósitos de *beachrocks* investigados estão situados na borda dos *grabens* de Messejana e Jacaúna. Possivelmente, o posicionamento topográfico destes depósitos na planície costeira, poderia estar condicionado a reativação destas estruturas que os soergueria durante os eventos sin e pós-deposicionais.

Outras feições cujo retrabalhamento seria evidência do modelo teórico analisado é o posicionamento das escarpas dos sedimentos da Formação Barreiras que ocorrem como falésias vivas ao longo da costa leste. Esta expressão topográfica condicionaria o baixo aporte sedimentar na alimentação do campo de dunas, que na área é restrito, visto que não

apresenta todas as gerações (ausência dos *aeolianitos*) descritas por Maia (1998), Carvalho (2003) dentre outros na costa oeste.

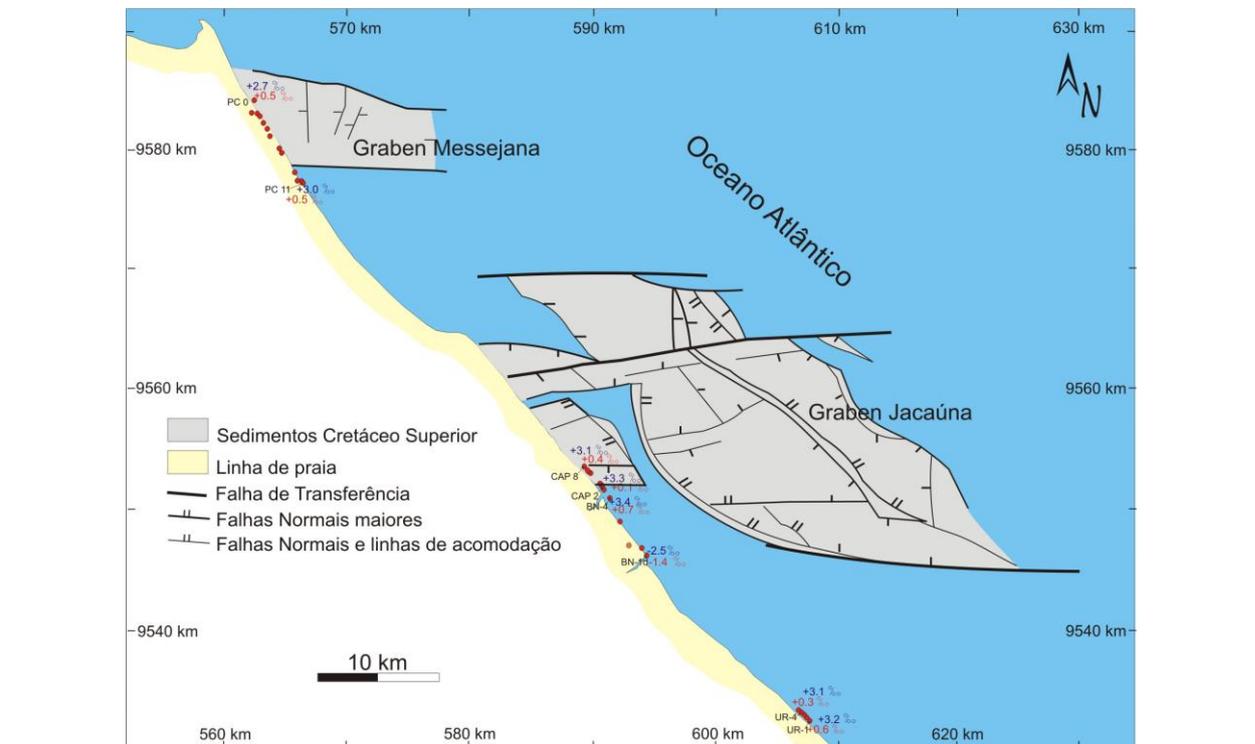


Figura 7.3 Arcabouço tectônico dos Grabens de Messejana e Jacaúna proposto por Matos (1987). Posicionamento dos afloramentos de beachrock juntamente com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

A arquitetura dos blocos morfotectônicos limitados pelas estruturas regionais de idade pré-cambriana (Figura 7.4) sugerem que houve reativação em pelo menos em dois momentos, um no mesozóico quando da abertura do Atlântico Sul e outro no Cenozóico com a instalação do Vulcanismo de Fernando de Noronha. Observa-se que o bloco Itapagé (porção central do estado) está condicionado por falhas na direção NE-SW, próximo à faixa litorânea tem-se um relevo mais rebaixado, visto que os depósitos da Formação Barreiras estão posicionados no mesmo nível dos depósitos praias identificados desde as proximidades de Fortaleza até a praia de Lagoinha. A partir deste ponto os depósitos da Formação Barreiras voltam a expressar na paisagem costões naturais na forma de falésias. Na costa litorânea, o posicionamento da isóbata de 20m próximo à linha de praia seria justificada por uma inclinação maior no relevo submarino, que promoveria um maior aporte sedimentar favorecendo as várias gerações dos campos de dunas descritas por Maia (1998).

Feições associadas à reativação recente nas áreas internas da faixa litorânea centro-oeste do estado do Ceará foram identificadas por Barros *et al.* (1999 e 2000) na rede de drenagem. As anomalias do tipo canais retos com quebra em cotovelo, distribuição

dissimétrica de tributários, confluências em alto ângulo estão impressas sobre as unidades sedimentares de idade Cenozóica, com direção coincidente com estruturas regionais corroborando com a estruturação neotectônica proposta por Saadi e Torquato (1992).

Recentemente Souza (2002) utilizando sondagem elétrica vertical identificou nas unidades em profundidade nas proximidades do Rio São Gonçalo (litoral oeste) um desnível com escala métrica, provavelmente condicionado a implantação de estrutura do tipo *graben* de idade recente na região. Furos de sondagem estão sendo realizados para comprovar a existência da referida estrutura.

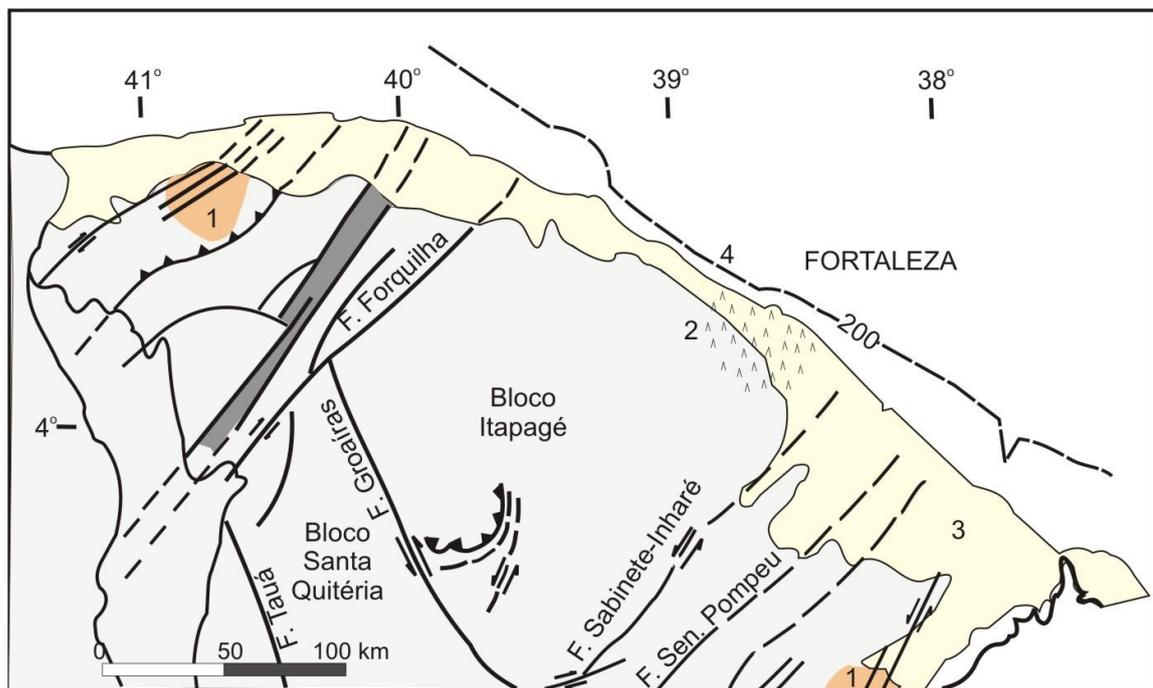


Figura 7.4 Estruturação tectônica e elementos morfológicos no Ceará. Legenda: 1- sedimentos terciários interiores (cascalheiras); 2- província vulcânica terciária; 3- sedimentos cenozóicos litorâneos (Fm. Barreira e unidades holocênicas); 4- isóbata de 20m (Saadi e Torquato 1992).

Estas são algumas inferências que confirmam o cenário instável em que os depósitos de *beachrocks* estão inseridos. Na costa leste a disposição das feições morfológicas mais soerguidas e movimentação dos *grabens* cenozóicos talvez sejam os responsáveis pelo posicionamento atual dos depósitos litorâneos. O limite entre blocos leste e oeste seria as falhas de direção E-W associadas ao magmatismo Fernando que Noronha. Castelo Branco (inf. Verbal) observou nas imediações do Porto do Mucuripe em Fortaleza, um conjunto de fraturas abertas, com deslocamento N-S contendo sedimentos praias recentes litificados por carbonato de cálcio, indicando uma origem recente para o movimento. Na costa oeste, as feições que diagnosticam as reativações holocênicas estão impressas nas unidades sedimentares mais jovens, onde o desenvolvimento destes depósitos (terraços marinhos,

gerações de dunas) sobre as unidades mais antigas são registros importantes das atividades recentes associados aos eventos de variação do nível do mar no Holoceno.

7.3. Correlação entre variação relativa do nível do mar na costa cearense e os beachrocks estudados

Tomando por base parte dos estágios do modelo proposto por Martin *et al.* (1984) para evolução da planície costeira do Brasil (Figura 7.5), podem se identificados alguns elementos geoambientais segundo a configuração da linha de costa e correlacionar à formação dos depósitos de beachrocks em resposta a variação do nível do mar.

Morais e Meireles (1992a) investigaram as evidencia de variação do nível do mar no extremo leste do litoral cearense e reconheceram duas feições indicativas de nível de mar mais alto, são elas: os terraços marinhos no sopé das falésias e paleolagunas (turfas e diamictitos) com idades 6.230 ± 120 anosAP (em conchas) e 1.910 ± 50 anosAP obtidas com o método C^{14} .

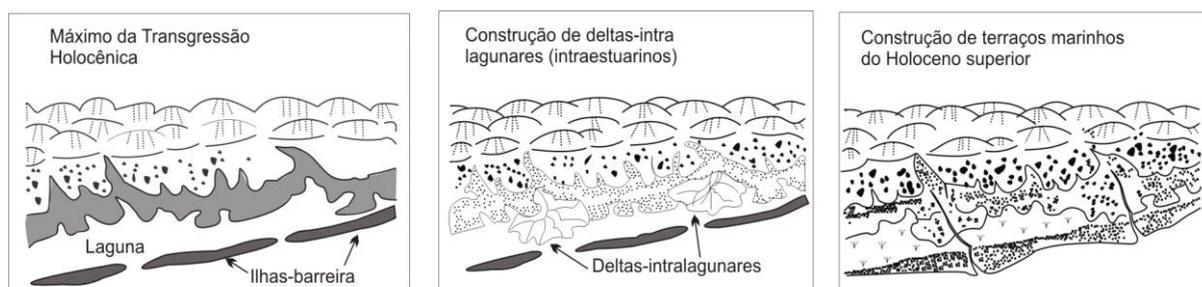


Figura 7.5. Modelo de evolução paleogeográfica associado às flutuações do nível do mar durante o Quaternário (Martin *et al.* 1984).

Maia (1998) e Meireles e Maia (1998) correlacionaram o desenvolvimento da planície costeira do Ceará aos diversos indicadores geológico-geomorfológicos ligados à variação do nível de mar (Figura 7.6) no Quaternário, visto que essas variações controlariam a distribuição no transporte das areias, posição e intensidade da deriva litorânea como consequência do nível de erosão e deposição na formação dos depósitos eólicos. Então, uma das feições de maior destaque seria para as Quatro gerações de dunas, registro dos pulsos transgressivos e regressivos, onde os *aeolianitos* (3ª geração) definidos como dunas arenosas cimentadas por carbonato de cálcio em ambiente continental teriam sua gênese por volta 4000anosAP sob condições ambientais áridas, quando a plataforma estaria exposta fornecendo areias biogênicas para formação dos terraços marinhos como também dos depósitos de eolianitos.

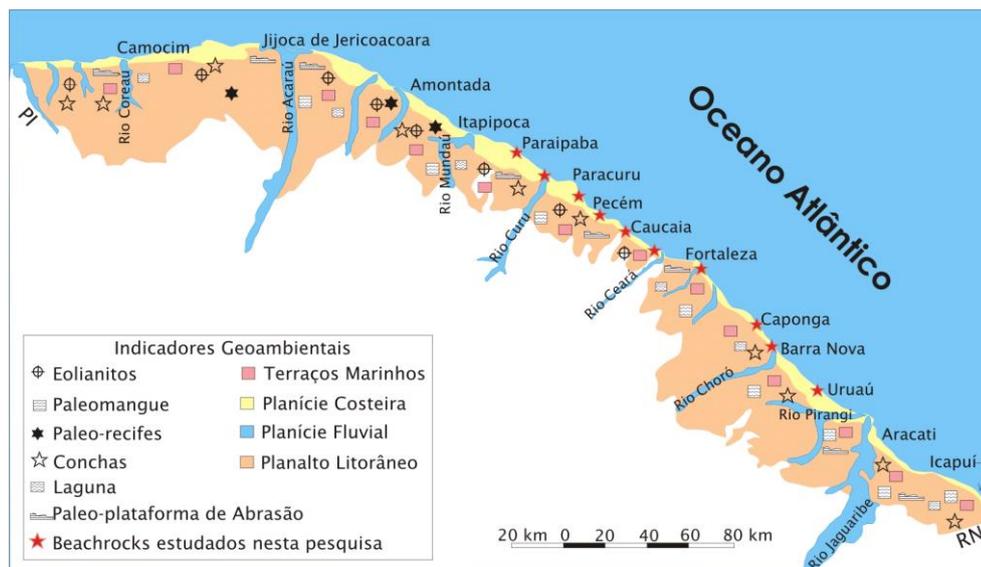


Figura 7.6. Principais indicadores das variações do nível do marinho no litoral do Ceará. Fonte: Meireles e Maia (1998).

Assim, de acordo Maia (1998) e Meireles e Maia (1998), o balizamento para idade dos eolianitos seria a relação estratigráfica e temporal para as várias gerações de dunas e os depósitos que lhe servem de substrato. Admitiram ainda que através dos estudos isotópicos se determinaria as condições paleoambientais em que esses depósitos se desenvolveram. Contudo, devido ao pouco conhecimento sobre a gênese dos eolianitos as premissas lançadas pelos autores, ainda necessitam de comprovação.

Carvalho (2003) afirmou que as bases para a correlação entre eventos de variações do nível relativo do mar na costa cearense com as curvas de variações propostas para a região leste e sul do país, têm sido identificadas principalmente nas feições erosivas, exemplificadas basicamente por terraços de abrasão e falésias da Formação Barreiras, e pelas formas deposicionais, representadas principalmente pelos *beachrocks*.

Carvalho (2003) reforçou que a presença de *beachrocks* na região, muitas vezes posicionados em níveis diferentes, define provavelmente distintas posições do nível relativo do mar durante sua formação. Para uma linha de *beachrocks* situada próximo à foz do rio Curú, posicionada em torno de 2,6 metros acima do nível médio da maré baixa de sizígia, obteve (pelo método C^{14} em rocha total) uma idade de 3.360 \pm 70anos A.P. Esta idade seria coincidente com um nível máximo de 3.5 \pm 0,5m, alcançado em torno de 3.500 anos A.P., registrado na curva de Martin *et al.* (1979).

Na região de Lagoinha o depósito de *beachrocks* foi depositado em uma pequena baía (Figura 7.7), o comportamento isotópico para os afloramentos da linha interna situados mais próximos do rio Curú exibem valores $\delta^{13}C$ oscilando de +1,45 a +3,07‰_{PDB} evidenciando precipitação em um ambiente marinho enriquecido. Os menores valores

estariam mais próximos da saída da enseada e os maiores na porção interior e poderiam coincidir com o ponto máximo de avanço do mar alto na área. O rio Curú aportaria neste ambiente e nos períodos de chuva mais intensa depositaria níveis mais grossos com diferenciado grau de maturação. Contudo a estruturação tectônica estaria condicionada por pequenos pulsos verticais, provavelmente marcados pelos bancos de *beachrocks* soterrados sob o afloramento LB2, investigados com o auxílio do GPR. A idade obtida por Carvalho (2003) para o afloramento próximo a foz do Rio Curú (posicionados a 2.6 m acima do mar atual) foi de 3.360+/-70 anos A.P.



Figura 7.7. Modelo tipo baía para a formação da linha interna de *beachrocks* na praia de Lagoinha.

Para a linha de *beachrocks* mais externa, interpretada com base no arcabouço sedimentar (aspecto conglomerático, sem estruturas sedimentares, pouco litificado) como mais recente, apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos (+1,68 a +3,09‰_{PDB}) precipitados em ambiente marinho raso. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas duas linhas -0,54 a 0,38‰_{PDB} e -0,37 a -0,24‰_{PDB} seriam indicativos de influência da evaporação superficial em ambiente vadoso em momento posterior a precipitação do cimento. Esta influencia de água continental foi observada na nas seções delgadas pelo aspecto suturado e corroído dos grãos de quartzo e pela variação nas texturas do cimento.

Plotando com a idade obtida por Carvalho (2003) sobre a curva proposta por Martin et al. (Figura 7.8) coincidiria com um nível de mar 3,5+0,5 m acima do atual, mas em evento regressivo iniciado desde 5100anos A.P. O comportamento isotópico obtido reflete um ambiente marinho enriquecido, que seria condicionado a regime de mar alto.

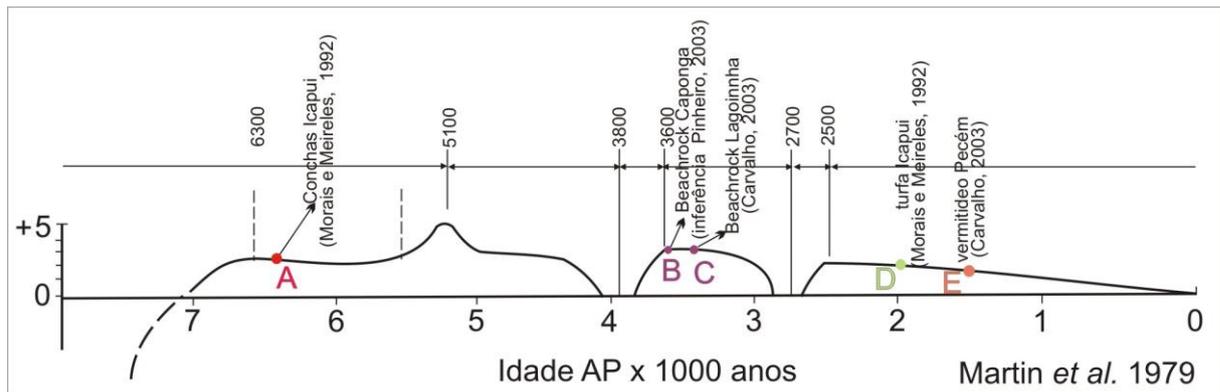


Figura 7.8. Curva de variações no nível relativo do mar para a região de Salvador-BA, segundo Martin *et al.* (1979). As várias datações realizadas na fixa litorânea do estado do Ceará que justifiquem a correção com a referida curva.

Na localidade do Pecém (mais a leste de Lagoinha), Carvalho (2003) datou uma amostra de vermitídeos posicionada próximo ao nível atual da maré alta e obteve uma idade de 1.560+/-60 anosAP., e comparou a idade deste depósito com a curva de variações do nível relativo do mar proposta por Martin *et al.* (1979), para o mesmo período, observou que este nível estaria acima do atual no momento de sua formação.

Nas proximidades de Pecém estão os depósitos de São Gonçalo (a oeste) e Cauípe (a leste). No **beachrock São Gonçalo** o contexto evolutivo seria de ilhas barreiras (Figura 7.9), segundo o modelo proposto por Tucker (1991). As linhas observadas corresponderiam às areias de praia barreira, nos diferentes momentos de variação do nível do mar, A variação nas feições sedimentares revelam maior influência das águas continentais nos períodos maré vazante e águas marinhas nas marés altas na bacia de recepção. A influência climática também teria forte influência neste depósito.

O comportamento isotópico para os afloramentos da desembocadura do rio São Gonçalo mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -2,71 a 2,38‰_{PDB}, -2,38 a 3,01‰_{PDB} e 2,55 a 3,51‰_{PDB} respectivamente interna, intermediária e externa. Estes valores permitem interpretar para as linhas interna e intermediária um momento de maior influência de águas continentais tendendo a uma mistura maior com ambiente marinho em regime regressivo a transgressivo, enquanto a externa seria correlacionada a um ambiente marinho enriquecido possivelmente em condições de mar mais alto. Para $\delta^{18}\text{O}$ os valores seriam -3,36 a -0,45‰_{PDB}, -2,72 a -0,01‰_{PDB} e -0,99 a 0,15‰_{PDB}, confirmando que as linhas situadas no interior da bacia de recepção receberam em maior influência de água continental em evento posterior a deposição do cimento carbonático.

Nas seções delgadas observou-se grande quantidade de matéria orgânica juntamente com o cimento de composição calcita magnésiana com baixo teor de Mg (evidenciado pela forma criptocristalina intergranular e coloração amarelo pálido na CL); dentre os bioclastos constatou-se a presença de ostrácode, organismo encontrado em

ambiente marinho, mas que pode habitar em águas salobras. Para a linha externa o comportamento do oxigênio, evidencia características de instabilidade ambiental, onde o clima estaria se tornando mais ameno. Neste depósito não foi realizada nenhuma datação C^{14} , por isso as interpretações apresentadas são inferências fundamentadas nas feições de campo e na quimioestratigrafia de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$.

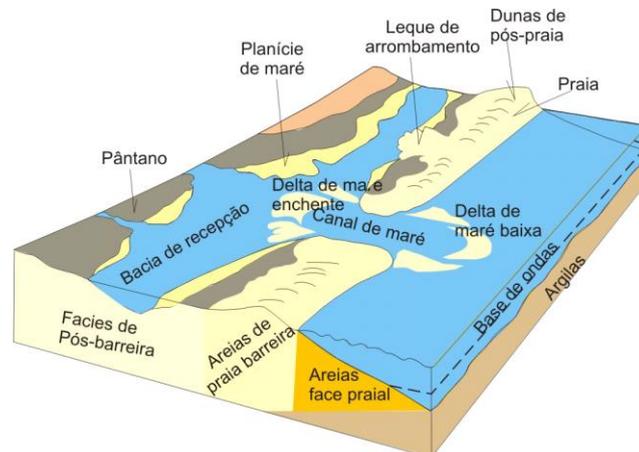


Figura 7.9 Modelo para o sistema linha de costa com ambiente do tipo ilha barreira-laguna. Fonte Tucker (1991).

Para o **beachrock Pecém-Cauípe**, posicionado a leste ponto de coleta dos vermitídeos datado por Carvalho (2003) as feições de campo exibem uma significativa variação lateral. Nas proximidades do porto do Pecém o depósito exhibe feições de depósitos praias com estratificações paralelas passando a cruzadas acanaladas, com mudança na granulação, porções com granulação fina alternando em alguns pontos para grossa. As paleocorrentes têm direção para N, e nas imediações do canal principal tem-se estratificação cruzada acanalada marcada, com sets marcados pelos seixos subangulosos indicando uma maior energia no transporte e na porção superior leitões de seixos. Este contexto seria o de migração do canal fluvial, entretanto ter-se-ia mais de um momento de deposição. O comportamento isotópico exprime uma ampla variação nos valores de $\delta^{13}C$ (-6,1 a +3, 37‰_{PDB}) e $\delta^{18}O$ (-3,34 a 1,04 ‰_{PDB}), a partir dos vários setores. As inferências propostas para estes depósitos seriam correlacionadas a significativas variações climáticas, visto que tanto carbono quanto oxigênio tem grande dispersão. Mesmo considerando a datação dos vermitídeos é difícil inferir uma idade de deposição para este depósito, mas as características de campo indicam um evento regressivo ou de estabilização do nível de base do rio.

Rodrigues e Takaki (1987) e outros admitem que quando o registro isotópico de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ em um depósito torna-se negativo com sincronismo de valores, deve ser correlacionado a modificações diagenéticas relacionadas ao ambiente vadoso, que

geralmente ocorre em períodos de mar baixo, pois os rios estão restabelecendo os níveis de base.

A implantação do nível do mar baixo proporcionaria a migração dos canais fluviais sobre a plataforma exposta. Cenário que causaria na região do rio Cauípe a migração dos canais fluviais na tentativa de restabelecer um novo nível de base. Essa regressão se daria em condições de clima seco, com chuvas torrenciais e episódicas quando um volume de material mais grosso seria transportado marcado nos depósitos pela deposição de seixos formando leitos e ainda depósitos conglomeráticos com estruturas sedimentares características de migração das barras. Em resposta a esse evento climático os sedimentos depositados apresentariam cimento carbonático cujo valor de $\delta^{13}\text{C}$ estaria próximo de zero devido ao maior fluxo de água continental, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estariam associados às altas taxas de evaporação e temperaturas mais elevadas exibindo valores mais negativos ou próximos de zero.

No depósito de **beachrock Cumbuco-Iparana** caracterizado por duas linhas com feições sedimentares distintas, observou-se resposta diferente para os valores isotópicos. Na linha mais jovem (ICA), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são mais baixos (1,79 a 2‰_{PDB} e -0,72 a 0,15‰_{PDB}) estas condições ocorreriam ambiente marinho vadoso com maior influência de água continental. Vale salientar que o oxigênio teria sofrido uma alteração visto que apresenta valores negativos. Para a linha mais antiga (IPA), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são mais altos (2,04 a 3,13‰_{PDB} e 0,17 a 0,81‰_{PDB}), estes resultados são coincidentes com ambiente marinho enriquecido, mostrado pelos valores de carbono em clima mais ameno, pois os valores de oxigênio são mais próximos de zero. A deposição do cimento ocorreria em condições de mar alto para a linha IPA, enquanto ICA a deposição deve ter ocorrido em condições muito recentes. Entretanto a falta de datação C^{14} impossibilita comprovar estas inferências, contudo com a utilização da quimioestratigrafia de carbono e oxigênio foi possível identificar pequenas variações ambientais em uma área de pequena extensão.

Analisando ainda um momento em que o nível de mar mais alto em torno de 5000anosAP tem-se o afogamento dos vários rios que desembocavam na costa, tais como, Jijoca (Acaraú), Almêcegas (Lagoinha) Lagoa do Banana (Caucaia) e outros menores, bem como o desenvolvimento das bacias de recepção de outros rios como é o caso do rio São Gonçalo, formando lagoas interiores Na costa leste a instalação das bacias de recepção do rio Cocó (Fortaleza) e Lagoa Precabura (Aquiraz) e a Lagoa de Uruaú (investigada por Gomes, 1998) juntamente com uma série de pequenas lagoas instaladas a retaguarda dos depósitos praias, são exemplos desse afogamento. A partir deste afogamento do canal principal ocorreria durante a estação chuvosa o fornecimento de á. Vale salientar que a direção preferencial das lagoas é NW, concordante com a estruturação da linha de costa.

Na margem leste Castro *et al.* 1992 propuseram que o **beachrock Sabiaguaba** estão posicionados aproximadamente 1m acima do nível do mar atual, e este depósito teria se formado a medida que o mar subia no evento transgressivo que teve seu máximo em 5100 anosAP. Entretanto estes autores consideram que apenas com a datação por C¹⁴ permitiriam o posicionamento no contexto litorâneo. O comportamento isotópico mostra que a deposição do cimento carbonático em Sabiaguaba ocorreu em condições de mar enriquecido, sob condições climáticas estáveis, visto que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variam de 2,48 a 3,35‰_{PDB} e 0,34 a 0,68‰_{PDB}. Estes valores seriam coincidentes com as condições ambientais e interpretações propostas por Castro *et al.* 1992.

Pinheiro (2003) investigando as condições de gestão e riscos ambientais na foz do rio Malcozinhado (município de Cascavel), correlacionou os eventos de variação do nível do mar com as feições com as feições morfo-estruturais desenvolvidas na Planície Costeira do Ceará. A referida autora atribuiu ao período de 3900 a 3600anos AP uma rápida elevação do nível do mar com pico máximo de $3,5 \pm 0,5\text{m}$ acima do atual em 3600anosAP, considerando como feição resultante correlata a este período a formação do cordão de *beachrocks* na zona de praia entre Caponga e Balbino. Fazendo uma análise comparativa do comportamento isotópico observado nos depósitos de **beachrocks em Caponga e Águas Belas-Choró**, situados na área de investigação considerada por Pinheiro (2003), tem-se os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de 2,39 a 3,41‰_{PDB} e 1,23 a 3,35‰_{PDB}, e $\delta^{18}\text{O}$ oscilando entre -0,65 a 0,78‰_{PDB} e -1,42 a 0,81‰_{PDB} respectivamente. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são condizentes com a interpretação de ambiente marinho raso e aquecido e podem ser correlacionados ao evento transgressivo do nível do mar, segundo as abordagens propostas por Pinheiro (2003), contudo estas são apenas inferências que serão confirmadas com datação por método radiogênicos (C¹⁴) em conchas.

Martin e Dominguez (1994) propuseram um modelo que caracteriza o desenvolvimento progradante dos depósitos estuarinos com a formação das planícies de inundação nas desembocaduras dos canais fluviais. Segundo os autores, a descarga fluvial atuaria como molhe hidráulico (Figura 7.10 a), barrando os sedimentos transportados pela deriva litorânea na margem direita do canal (sentido continente-oceano), gerada pela aproximação oblíqua das frentes de ondas, promovendo a progradação da linha de costa a barlamar (Figura 7.10b). Com a diminuição do fluxo fluvial nos períodos secos, o efeito molhe hidráulico ficaria reduzido, promovendo um processo de erosão da faixa de sedimentos anteriormente depositada (Figura 7.10c). Então, haveria a migração do canal fluvial, com direcionamento do fluxo paralelo à linha de costa.

Este modelo satisfaz as condições ambientais impostas na formação dos depósitos de *beachrocks* principalmente na costa leste (Caponga e Águas Belas) e na costa oeste (Cumbuco-Iparana e Cauípe). Vale salientar que estas condições promoveriam na margem

esquerda do canal fluvial a precipitação do cimento cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ seriam coincidentes com ambiente mais ou menos enriquecido devido à mistura com águas marinhas ou continentais de acordo com as condições climáticas impostas.

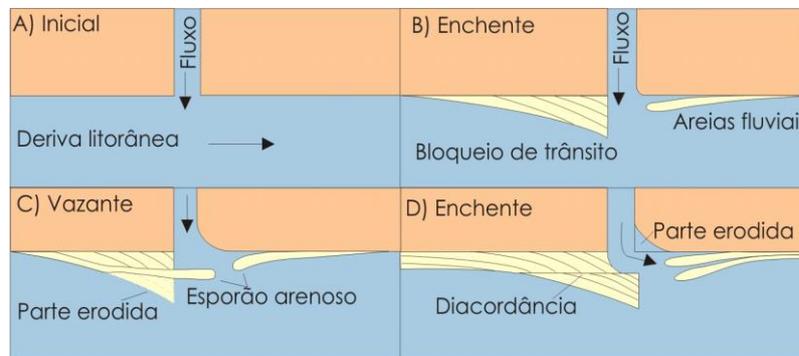


Figura 7.10. Modelo de construção de depósitos prográdantes do tipo estuário, segundo Martin e Dominguez (1994).

Para o **beachrock Uruaú** observa-se que a justaposição das estruturas sedimentares de diferentes profundidades sobrepostas em contato erosivo, decorre de uma rápida subida do nível do mar com retrabalhamento e transporte de sedimentos continentais pela deriva litorânea e deposição sedimentos nas porções mais superiores do depósito. A deposição se daria em ambiente com forte influencia da deriva, reconhecido pelos níveis de conchas dispostas de forma aleatória e os seixos com diferentes orientações não definindo um sentido único de corrente (Figura 7.11). Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (+2,38 a +3,40‰_{PDB}) obtidos nos diferentes pontos coletados mostram para a porção superior do depósito um ambiente marinho enriquecido associado à plataforma aquecida e rasa e $\delta^{18}\text{O}$ (-0,68 a +0,81‰_{PDB}) reflete condições ambientais de clima com temperaturas mais baixas (úmido). Na porção mais inferior os valores de $\delta^{13}\text{C}$ têm seus extremos em torno de +3,21 a +3,12‰_{PDB}), mas maioria dos valores estão entre (+2,06 e +2,91‰_{PDB}) o que leva a interpretar as condições ambientais empobrecidas em C^{13} durante a precipitação do cimento; para o $\delta^{18}\text{O}$ tem-se uma ampla variação -0,18 a 0,63‰_{PDB} decorrente da variação nas condições ambientais. A partir do evento transgressivo-regressivo iniciado em 7000anos pelo menos três momentos de oscilação positiva do nível do mar foram identificados. Tomando por base as premissas abordadas por Gomes (1998) para o barramento da Lagoa de Uruaú e Pinheiro (2003) para a formação dos depósitos Caponga e Águas Belas, pode ser inferido que o depósito Uruaú se desenvolveu entre 3900 e 3600 anos AP quando o mar subiu rapidamente e depois recuou retrabalhando os depósitos praias.

Os resultados apresentados acima mostram uma relativa correlação com as reconstruções de níveis marinhos de pretéritos apresentados por Martin *et al.* (1979), permitindo em uma primeira aproximação sugerir que a planície costeira do Ceará esteja

submetida, em linhas gerais, a uma história de variação do nível relativo do mar semelhante ao que é observado na costa leste do Brasil.

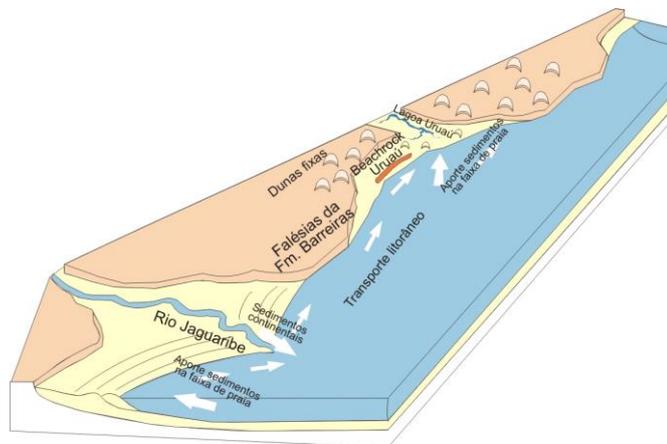


Figura 7.11. Diagrama mostrando aporte sedimentar ao longo da costa (Dominguez e Bittencourt 1996) e posicionamento do depósito Uruaú.

Capítulo 8

Considerações Finais

Dentre as várias feições morfo-estruturais que atestam os momentos de variação do nível do mar no Holoceno, na planície costeira do Ceará, os beachrocks apresentam-se como uma das mais expressivas. Sua formação normalmente está associada a períodos de mar mais elevado representando paleo linhas de costa. Esses depósitos exibem características diagenéticas e comportamento isotópico, associados aos vários eventos ambientais sin e pós-deposicionais relacionados aos eventos de transgressão e regressão do nível do mar, relacionado ao ambiente de interferência das águas continental e marinha.

Na costa cearense estes depósitos ocorrem de forma descontínua na faixa litorânea, como corpos tabulares suavemente inclinados em direção ao mar, ou como bancos horizontalizados na zona de intermaré ou submaré superior, posicionados nas proximidades das desembocaduras de canais fluviais. Oito depósitos dispostos ao longo de 200 km na planície costeira foram investigados: na costa oeste tem-se Lagoinha, São Gonçalo, Pecém-Cauípe e Cumbuco-Iparana; na costa leste a partir de Fortaleza tem-se Sabiaguaba, Caponga, Águas Belas e Uruaú. De um modo geral os depósitos estão sujeitos aos efeitos sazonais ligados às condições dinâmicas locais (aporte sedimentar, correntes litorâneas), permanecendo encobertos por sedimentos praias recentes durante alguns meses do ano, o que permite sua preservação. Em alguns afloramentos são observadas no topo feições erosivas, evidenciando o retrabalhamento pelas ondas associados aos movimentos de fluxo e refluxo da maré, contudo durante a maré alta esses afloramentos ficam encobertos.

Na costa oeste, o depósito **Lagoinha** exibe duas linhas de beachrocks com características sedimentares distintas: a externa apresenta granulação grossa a conglomerática, coloração cinza com aspecto friável e maciço, enquanto a interna, apresenta uma variação granulométrica com porções mais grossas com leitos de seixos em contato erosivo com porções mais finas com acamamento paralelo milimétrico, coloração amarela a cinza, extremamente litificados. Nesta linha foram identificados com o uso do GPR, níveis soterrados em diferentes profundidades.

Para o depósito **São Gonçalo**, foram identificadas três linhas de beachrocks, onde duas estão situadas no interior da bacia de recepção do rio São Gonçalo e a terceira na faixa de praia. A *interna* possui características de sedimentos fluviais exibindo alternância de leitos de seixos e níveis mais finos, com coloração cinza a marrom; na *intermediária*, os

sedimentos têm coloração amarela a cinza, granulação média, com estruturas de médio porte com estratificação planas e suave inclinação para o mar, superfícies de erosão marcam o limite entre os limites dos níveis de deposição; na *externa*, os sedimentos estão dispostos em três patamares, suavemente inclinados para o mar, e exibem granulação variando de fina a grossa e estão litificados. O modelo evolutivo deste depósito é o sistema de linha de costa com ambiente do tipo ilhas barreiras (Tucker, 1991).

Em **Pecém-Cauípe**, o depósito foi dividido em quatro setores, o primeiro próximo ao porto Pecém, apresenta-se como camadas centimétricas inclinadas em direção ao mar, dispostas discordantemente sobre os sedimentos da Formação Barreiras, possuem coloração amarelada e granulação média, bastante litificado, como estruturas tem-se acamamento paralelo junto da base passando a estratos cruzados de pequeno porte. No setor Cauípe, os afloramentos são intensamente retrabalhados pelas ondas, apresentam granulação variando de média a grossa, fortemente litificados, com fragmentos de concha dispersos na matriz. As estruturas são do tipo estratificação cruzada passando a paralela e ainda espinha de peixe indicativa de planície de maré. No setor foz do rio, os sedimentos exibem feições relacionadas ao canal principal com arenito com granulação grossa bastante litificado, coloração amarelada com estratificações cruzadas exibindo alinhamento de seixos, com paleocorrente para N. Na porção superior dos afloramentos observa-se que os estratos cruzados estão se entrecortando evidenciando um ambiente de alta energia. Por fim no setor cumbuco, os sedimentos têm granulação variando de média a grossa, bastante litificados, coloração amarelada com estruturas do tipo estratificação cruzadas acanalada e plano paralela. A evolução deste depósito estaria associada à interação do canal fluvial e deriva litorânea com construção de depósitos prográdantes pela migração sazonal da foz pela mobilização dos cordões litorâneos e dunas, proposto por (Martin e Domingues, 1994).

Para o depósito **Cumbuco-Iparana** foram identificadas duas linhas de beachrocks, uma exibe características sedimentares semelhantes às observadas na linha externa no depósito Lagoinha. Na outra linha os sedimentos têm granulação variando de fina a grossa, dispostos em níveis fortemente litificados, com estruturas do tipo acamamento paralelo e estratificação cruzada com bolsões de material conglomerático dispersos na matriz e leitos conglomeráticos. As estruturas erosivas observadas nesta linha são as cristas soerguidas e *lingoid ridges* evidências de retrabalhamento pelas correntes litorâneas na porção interna do depósito.

Na costa leste, o depósito **Sabiaguaba** na foz do rio Cocó está posicionado 1 metro acima do nível médio do mar, mas tem seu topo parcialmente encoberto durante a maré alta e na foz do rio Pacoti está ao nível do mar. Os sedimentos têm granulação grossa com níveis cascalhosos contendo fragmentos de concha com coloração variando de cinza a marrom (foz do rio Cocó) a amarelada com granulação variando de fina a média (na porção

interna da foz do rio Pacoti). As estruturas sedimentares são do tipo estratificação plano-paralela e cruzada acanalada com paleocorrente na direção N120W. As feições erosivas mais comuns são as marmitas.

No depósito Caponga, os afloramentos instalados na foz do rio Mal cozinhado estão posicionados ao nível do mar na maré baixa, enquanto defronte a vila de Caponga (mais a oeste) exibe altura de aproximadamente 2m na maré baixa. Os sedimentos têm coloração cinza à esbranquiçada com granulação média a grossa, com níveis conglomeráticos e estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada acanalada, apresentando-se muito litificados. As feições erosivas identificadas são do tipo marmitas com e sem preenchimento, fraturas perpendiculares e paralelas à costa, e escavamento na porção frontal do afloramento. As paleocorrentes têm direção predominantemente N.

Em **Águas Belas**, o depósito de beachrocks (na desembocadura do rio Choro) apresenta quatro patamares inclinados em direção ao mar formando uma cumeeira. A granulação varia de média a grossa com níveis mais conglomeráticos, com leitos de seixos e conchas, e coloração amarelada ou marrom. Na porção interna está instalado um manguezal, também identificado na porção interna da laguna. Estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada passando a planar e marmita com o sem preenchimento são as feições erosivas mais comuns. O modelo de depósito progradante proposto por Martin e Dominguez (1994) é que mais se assemelha ao contexto evolutivo dos depósitos Caponga e Águas Belas.

No depósito **Uruaú** foram identificadas duas linhas de *beachrocks*, entretanto apenas a mais externa é expressiva, apresentando granulação variando de fina a grossa, e níveis conglomeráticos marcando a alta energia dos agentes dinâmicos. Exibem coloração variando cinza a amarelo-esbranquiçado, fortemente litificados com estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada acanalada e estrutura de espraiamento. Na linha mais interna os sedimentos são grossos coloração amarelada com estratificação cruzada incipiente, minerais pesados dispersos na matriz, a litificação é incipiente. A formação desta linha está situada na parte superior da zona de intermaré. O modelo proposto para o depósito Uruaú é o sistema de linha de costa com ambiente do tipo ilhas barreiras (Tucker, 1991).

Através da análise petrográfica e catodoluminescência identificou-se que a composição do cimento é dada por calcita com alto e baixo teor de Mg e aragonita. Com base na morfologia do cristal e sua disposição em relação ao arcabouço da rocha tem-se no cimento carbonático as seguintes feições caracterizando texturas nas rochas investigadas: franjas isópacas, cristais fibrosos aciculares e cristais micríticos ou microcristalino formando uma massa.

O cimento observado nos beachrocks do litoral do Ceará foi precipitado a partir de processos inorgânicos diretamente a partir da água do mar (em zona marinha ativa),

formando aragonita ou calcita com alto teor de Mg ou por dissolução dos bioclastos dispostos nos sedimentos e reprecipitação de calcita com baixo teor de magnésio. As evidências do primeiro processo seriam reveladas pelos cristais na forma de franjas aciculares, posicionados em zona de intermaré inferior ou inframaré superior em ambiente marinho freático. Enquanto o segundo processo seria reconhecido pelos cristais micríticos em cimento criptocristalino se daria na zona de mistura entre o ambiente vadoso ou meteórico de água doce e a marinha freática em ambiente de intermaré.

A presença de aragonita botrioidal (segundo Noel e Ginsburg 1991) ocorreria em ambiente enriquecido em $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim + 3\text{‰}_{\text{PDB}}$) correlacionado com ambiente marinho, tais feições foram observadas nas Bermudas (Ginsburg, Schoeder e Shinn, 1971), Jamaica (Land e Goreau, 1970) e no Golfo Pérsico (Shinn, 1969). Estas feições também foram observadas para os depósitos no litoral cearense.

A seqüência de eventos proposta por Chaves (2000) pode ser perfeitamente aplicada para a formação dos beachrocks no litoral do Ceará e a exemplo da costa pernambucana, as fases geradas em ambiente marinho freático estão correlacionadas com nível de mar mais alto, enquanto a fase de substituição de deposição em ambiente meteórico-freático ocorreria quando o nível de mar estivesse mais baixo. Este abaixamento do nível do mar e percolação de fluido continental enriqueceria a água em calcita, esta por sua vez atacaria o quartzo formando estruturas de dissolução do tipo *Golfo*. Estas feições foram observadas nas seções delgadas. Estes eventos apresentam uma variação no comportamento isotópico como será visto a seguir.

Através dos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos no cimento carbonático (Figura 8.1) foi possível distinguir significativas variações nos depósitos de *beachrocks* investigados no litoral do Ceará. O comportamento observado leva a inferir que os depósitos de *beachrocks* no litoral do Ceará não são temporalmente contemporâneos.

Na costa oeste (Figura 8.1a), os depósitos Lagoinha e Cumbuco-Iparana exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de +1,45 a 3,13‰_{PDB}, e $\delta^{18}\text{O}$ de -0,72 a 0,81‰_{PDB}. Esses valores refletem uma precipitação a partir de água do mar enriquecida, normalmente observadas em cimentos de *beachrocks* precipitados em ambiente de plataforma marinha rasa em clima quente.

Em São Gonçalo e Cauípe os valores apresentam um maior espalhamento com $\delta^{13}\text{C}$ de -7,78 a 3,48‰_{PDB} e $\delta^{18}\text{O}$ varia de -4,48 a 1,04‰_{PDB}. Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ observados no depósito São Gonçalo representam uma precipitação em estágios sucessivos marcando as oscilações ambientais com maior influência de zona de mistura entre a água continental e a marinha durante a deposição do cimento; em Cauípe podem

ser associado à migração do canal fluvial e deposição dos sedimentos em relação à linha de costa, coincidentes com as características observadas em campo.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na maioria das vezes expressam as condições climáticas impostas após a precipitação do cimento. O comportamento observado exibe um *trend* variando de negativo a positivo, nos depósitos da costa oeste (Lagoinha e Iparana), que podem ser associados a uma variação ambiental progressiva durante períodos úmidos ou secos.

Contudo em São Gonçalo os valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos podem ser associados a alterações pós-deposicionais em resposta a pulsos tectônicos de idade recente ou associado às variações ambientais que coincidiria com um maior ou menor aporte de água continental na bacia de recepção; em Cauípe os dados predominantemente negativos podem ser atribuídos às variações nas condições ambientais associados a dois ou mais eventos climáticos que modificaria o comportamento do oxigênio.

No litoral leste os depósitos Sabiaguaba, Caponga, Águas Belas e Uruaú apresentam certa homogeneidade nas condições de deposição do cimento carbonático (Figura 8.1b). O comportamento de $\delta^{13}\text{C}$ varia de +0,53 a 3,41‰_{PDB}, enquanto $\delta^{18}\text{O}$ varia de -1,76 a 1,15‰_{PDB}. Vale salientar que no depósito Águas Belas o único valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$, está associado à geração de cimento recente, visto que ocorre um manguezal nas proximidades o depósito é bastante enriquecido em matéria orgânica (C^{12}). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos observados nos demais depósitos são similares aos determinados na costa oeste para Lagoinha e Cumbuco-Iparana, reforçando a interpretação de mar raso aquecido. Com relação ao comportamento do oxigênio, apenas o depósito Sabiaguaba exibe valores totalmente positivos, sugerindo as condições ambientais se mantiveram aproximadamente constantes durante a precipitação do cimento, e que nos demais o comportamento sugere oscilações nas condições climáticas similares.

Como observado na Figura acima os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mostram que o cimento carbonático dos beachrocks na costa cearense coincidem com os dados de variação propostos por Allan e Matthews (1977) para os carbonatos de origem holocênica (0 a +4‰_{PDB}). Entretanto, os valores mais baixos encontrados em São Gonçalo e Cauípe revelam que além dos efeitos climático e ambiental, um provável evento tectônico de idade recente teria ocorrido durante a formação do cimento provocando mudanças locais e modificando o comportamento isotópico.

Os parâmetros temperatura e salinidade nos depósitos de beachrocks estudados apresentam características que reforçam os dados isotópicos obtidos. Para a costa oeste São Gonçalo e Cauípe apresentam os valores de temperatura mais altos (19,4°C a 23,4°C) e salinidade mais baixos (31,3 a 33,2‰) que os depósitos Lagoinha e Cumbuco-Iparana

(15,8°C a 16,8°C) e (34,4‰ a 34,9‰). Na costa leste observa-se certa homogeneidade nas condições ambientais onde a temperatura estimada para os depósitos variou de 14,3°C a 16,4°C, e a salinidade de 35,1‰ a 35,7‰. Esses parâmetros confirmam que os depósitos se formaram sob condições ambientais e climáticas bem distintas das observadas na costa oeste.

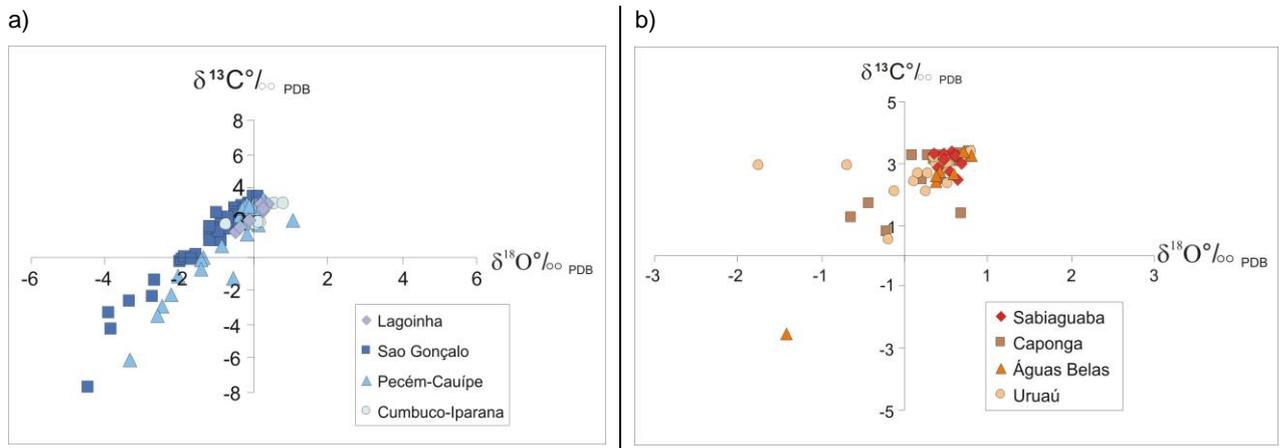


Figura 8.1 Valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para os depósitos da costa oeste (a) e leste (b).

As inferências da movimentação da tectônica recente estão evidenciadas pelo posicionamento topográfico dos depósitos de beachrocks, pois os depósitos São Gonçalo e Cauípe estão em área topograficamente mais deprimida do que Lagoinha e Cumbuco-Iparana, enquanto na costa leste os depósitos de beachrocks estão situados acima do nível médio do mar, neste contexto, os depósitos da costa leste estariam associados principalmente pela reativação do sistema de *grabens* de idade Cenozóica (Matos 1987).

Por fim, o desenvolvimento dos beachrocks está associado ao evento transgressivo iniciado em 7.000 anosAP cujo máximo ocorreu em 5.100 anosAP, quando o mar atingiu +5m acima do atual, seguido por evento regressivo de 5100anosAP até hoje. Durante o evento regressivo, muitas flutuações do nível do mar com pouca amplitude ocorreram, estas, foram registradas pelo comportamento de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, demonstrando a utilização destes isótopos na caracterização de condições paleoclimáticas e ambientais na formação desses depósitos.

A aplicação da quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ teve por objetivo identificar os diferentes comportamentos associados aos ambientes em que o cimento precipitou. Entretanto a utilização dos métodos radiogênicos (tais como, C^{14} , $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, racemização de aminoácidos, desintegração U-Th) será possível posicionar melhor temporalmente esses depósitos, visando uma correlação com as curvas temporais regionais propostas por Peltier para o Rio grande do Norte (in Bezerra et al. 1998), por Martin (1979) para a costa leste do Brasil ou ainda as curvas globais propostas por Ramsay (1995).

Apesar das inúmeras datações realizadas nos diferentes depósitos na planície costeira (p.ex. terraços marinhos, vermetídeos e outros) ainda não é possível compor uma curva de variação do nível do mar no Holoceno para a região estudada. Por isso se sugere outros estudos integrados, como por exemplo: a investigação e a comparação dos depósitos de aeolianitos com os beachrocks, na tentativa de observar se há contemporaneidade e semelhanças na formação desses depósitos; bem como o detalhamento da geoquímica dos beachrocks (rocha total) e MEV para melhor caracterizar as relações e composição dos vários cimentos dos depósitos no Ceará e em outros estados do Nordeste.

Referências Bibliográficas

- Alexanderson, T. (1972) Mediterranean beach-rock cementation: Marine precipitation of Mg calcite, *in* Stanley, D. J., ed., Part 5. Coastal and shallow water sedimentation: Carbonate sediments: p. 203-233.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. e Fuck, R.A (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Review*, 17:1-29.
- Alheiros, M.M. e Lima Filho, M.F. 1991. A Formação Barreiras. In: *Estudos Pesquisas.*, Recife, Depto. Geologia-UFPE, 10: 89-97.
- Alheiros, MM.; Lima Filho, M.F.; Monteiro, F.A.J. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: SBG/Norte, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, 2: 753-760.
- Allan, J.R. & Matthews, R.K. (1977) carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology*, 5:16-20.
- Andrade, E. (1986) Geologia sedimentar da costa de Aracati-Icapuí, no Estado do Ceará-Brasil. *Dissertação de Mestrado*. UFPE. Recife. 127p.
- Andrade, G. O. (1955) Itamaracá. Contribuição para o estudo morfológico da costa pernambucana, Recife. Tese de Concurso, 84p.
- Apoluceno, D.M.; Andrade, E.J. e Domínguez, J.M.L.(1996) Origem dos bancos de arenitos de Arembepe – litoral norte do Estado da Bahia. XXXIX Congr. Bras. Geologia. Salvador. pp.181-184.
- Arai, M; Uesugui, N.; Rossetti, D.F.E; Góes, A.M., 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. *Anais XXXV Cong. Bras. Geol.*, 2: 738-745.
- Assis, H. M. B.; Amaral, R. F.; Manso, V. A. V. (1990) Caracterização dos "beach rocks" do litoral sul de Pernambuco com base em evidências petrográficas e isotópicas. In: *Anais 36 Cong. Bras. Geol. Natal (RN)*, SBG, 2:635-646.
- Assis, H. M. B., (1990) Estudo dos Beachrocks do litoral sul de Pernambuco com base em evidencias petrográficas e isotópicas,: tese M. Sc., Univ. Federal Pernambuco, Recife, 91p.
- Assumpção, M. (1989) Pattern of focal mechanism and seismic provinces in Brazil, Proc. I Geophysical Brazilian Congress. Soc., 1: 467-472.
- Barros, S. D. S and Sial, A. N. (2001), III SSAGI, Pucon-Chile, digital.
- Barros, S. D. S., Branco, R. M. G. C., Chagas, D. B. (2000) Morphodynamic study of the area between Fortaleza and Paracuru/CE - Northeastern of Brazil. In: 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, abstract, meio digital.
- Barros, S. D. S., Branco, R. M. G. C., Chagas, D. B. (1999) Projeto Nordeste (Litoral norte do Ceará): uma análise morfodinâmica In: XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. Resumos Boletim 16. Recife: Editora Universitária UFPE, 2000. p.19
- Barros, S.D.S. e Sial, A.N. (2001a) $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in beachrocks of the State of Ceará, Northeastern Brazil. III SSAGI, Pucon-Chile., pp.360-362

- Barros, S.D.S. e Sial, A.N. (2001b) Sabiaguaba and Lagoinha beachrocks of the State of Ceará, NE Brazil: carbon and oxygen isotopes. XIX Simp. Geol. Nordeste. Natal, pp.105-106.
- Barros, S.D.S.; Castro, D.L.; Branco, R.M.C. e Sial, A.N. (2003) Ground penetrating radar and isotope geology applied to mapping shallow surface and subsurface beachrocks in Lagoinha beach, Ceará State, Northeastern Brazil. 3rd Latinamerican Congress of Sedimentology. Belém. Pp.80-81.
- Barros, S.D.S.; Sial, A.N. e Cunha, I.S. (2003) Carbon and oxygen isotope composition of carbonate cements of beachrocks at the Lagoinha and Uruaru beaches, States of Ceará, Northeastern Brazil. 3rd Latinamerican Congress of Sedimentology. Belém. Pp.38-40.
- Barros, S.D.S.; Sial, A.N. e Lehugeur, L.G.O. (2003) Caponga beachrocks as paleo environmental indicators, State of Ceará, Northeastern Brazil. 3rd Latinamerican Congress of Sedimentology. Belém. Pp.82-83.
- Bathurst, R.G.C. (1986) Carbonate diagenesis and reservoir development: conservation, destruction and creation of pores. Colorado scholl of mines quarterly, 1-25.
- Beier, J.A. (1985) Diagenesis os Quaternary Bahamian beachrocks: petrographic and isotopic evidence. J. Sedimentary Petrology, 55:755-761.
- Beurlen, K. (1967) A estrutura geológica do Nordeste brasileiro. In: SBG/Sul, Congr. Bras. Geol., 21, Curitiba, *Anais*, 21: 151-158.
- Bezerra, F. H. R., Lima Filho, R. P., Amaral, R. F., Caldas, L. H. O., and Costa-Neto, L. X. (1998) Holocene coastal tectonics in NE Brazil. in Stewart, I. S. e Vita Finzi., eds., Coastal Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 146: 279-293.
- Bigarella, J.J. e Andrade, G.O (1964) considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, 2:2-14.
- Bigarella, J.J. (1975) ref. sandstone from Northeastern Brazil (A survey on sedimentary structures). Anais Acad. Bras. Ciências, 47 (supl):395-409.
- Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., Vilas Boas, G.S. Flexor, J.M. e Martin, L. (1979) Quaternary marine formation of the coast of the State of Bahia (Brasil). In: Intern. Symp. On Coastal Evol. In the Quatern, Sao Paulo, INQUA, 232-253.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Vilas Boas, G.S. Flexor, J.M. e Martin, L. (1978) Excursão sobre as formações Quaternárias do litoral da região de Salvador. II Simpósio Internacional sobre a evolução do Quaternário. São Paulo. Livro-Guia, PPPG/UFBA, pp.1-37.
- Braga, A. P.G., Passos, C.A.B. Souza, E.M. França, J.B. Medeiros, M.F. (1977) Projeto Fortaleza. Relatório Final, DNPM/CPRM. Recife.1:339.
- Brandão, R.L. (1995) Sistema de informações para a gestão e administração territorial da região metropolitana de Fortaleza - Projeto SINFOR: Mapa geológico da região metropolitana de Fortaleza. Texto explicativo: CPRM. Fortaleza. 34p. il.
- Branner, J.C. (1904) The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs: Mus. Comp. Zool. Bull., Harvard College, Cambridge, v.44 (geol. Ser.nº7)
- Branner, J.C. (1915) Geologia elementar, 2 ed. Rio de Janeiro, F. Alves, 396p.
- Brito Neves B.B. de (1975) Regionalização Geotectônica do Pré-cambriano Nordestino. São Paulo, tese de doutorado, 500 pp.
- Caby, R. e Arthaud, M.H. (1986) Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast. Geology 14:871-874.
- Caldas, L.H.O.; Medeiros, W.E.; Dantas, E.P. e Jardim de Sá, E.F. (1997) Caracterização geológica e geofísica de uma estrutura na borda leste do graben de Umbuzeiro, Bacia

- Potiguar/RN e suas implicações neotectônicas. Proceedings of the 5th Brazilian International Geophysical Congress, 2:885-888.
- Calliari, L.J., Muehe, D., Hoefel, F.G. e Toldo Jr. E. (2003) Morfodinâmica praial: uma breve revisão. Rev. Bras. Oceanografia, Porto Alegre, 51:63-78.
- Campos, H.S. (1976) Estudo das variações C^{13}/C^{12} e O^{18}/O^{16} em ambientes de formação de rochas de praia na Ilha de Itaparica, Bahia. UFBA, Salvador, Dissertação de Mestrado, 55p.
- Campos e Silva (1965) O grupo Barreiras na região de Natal. Univ. Fed. Rio Grande do Norte, Inst. Antropol. , Relat. Comin., Geol.1:4pp.
- Carvalho, A.M., 2003. Dinâmica Costeira entre Cumbuco e Matões – Costa NW do Estado do Ceará. Ênfase nos Processos Eólicos. Tese de Doutorado. Universidade Federal da Bahia (UFBA). Instituto de Geociências. 166p.
- Carvalho, A.M., & Maia, L.P., (1990) Estudos dos sedimentos Cenozóicos da região de Paracuru, Ceará, Brasil. Relatório de Graduação. Universidade Federal do Ceará. Dep. Geol. Fortaleza. 86p.
- Carvalho, A.M., & Maia, L.P. (1991). Contribuição ao estudo dos recifes da região costeira cearense. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. Atas. SBGNE. Bol. 12. Recife. P. 82-85.
- Carvalho, A.M. (1994). Mapeamento Geológico, História Evolutiva e Avaliação Ambiental da Região de Aquiraz-CE. Dissertação de Mestrado, Recife, 107p
- Carvalho, A.M.; Coutinho, P.N.; Morais, J.O. (1994). Dune characterization in the Aquiraz region, Ceará state, northeast Brazil. In: International Sedimentological Congress, 14, Recife-PE, Brazil, 1994. Proceeding...Recife: IAS. D-23.
- Castro, J.W.A.; Valentini, E. e Rosman, P.C.C. (1992) Estudo diagnóstico do comportamento atual da linha de costa entre os rios Pacoti e Tabuba – Ce . XXXVII Congr. Brás. Geologia. São Paulo, pp.74-75.
- Castro, D. L.; Barros, S.D.S.; Castelo Branco, R.M.G.; Sial, A. N.; Guimarães Junior, A e Baptista Filho, R.M. (2001) Uso do GPR na caracterização interna de feições geológicas cenozóicas no litoral centro-oeste do Ceará. VII International Congress of Geophysics da SBGf, Salvador-Br, extended abstract, digital.
- Castro, D.L., Barros, S.D.S., Castelo Branco, R.M.G., Sial, A.N., Guimarães Júnior, A. and Baptista Filho, R.M. (2001), VII Intern Cong of Geophysics SBGf, Salvador-Br, digital.
- Cavalcante, J.C., Ferreira, V. A; Armesto, R. C. G; Medeiros, M. De F; Ramalho, R; Braun, O. P. G; Baptista, M. B; Cunha, H. C. Da S. (1983) Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000. MME-DNPM/ MI–SUDENE/ Governo do Estado do Ceará. Fortaleza.
- Chaves, N. S.(1995) Beachrocks do litoral Pernambucano: estudo sedimentológico e análise de isótopos estáveis.,: tese M. Sc., Univ. Federal Pernambuco, Recife, 80p.
- Chaves, N.S. (1996) *Beachrocks* do Litoral Pernambucano: Estudo Sedimentológico e Análise de Isótopos Estáveis. Recife, UFPE, Dissertação de Mestrado ,, 80p.
- Chaves, N. S. (2000) Mecanismo de cimentação em sedimentos marinhos recentes, exemplo beachrocks do litoral de pernambuco., tese ., Univ. Estadual de São Paulo, Rio Claro, 194p.
- Chaves, N.S. e Sial , A.N. (1998) Mixed oceanic and freshwater depositional conditions for beachrocks of Northeast Brazil: Evidence from carbon and oxygen isotopes. International Geology Review, 40:748-754.
- Chaves, N. S., Chang, H.K., Sial, A.N. (1999) Diagênese em *beachrocks* do litoral pernambucano: petrografia e evidência isotópica. in Anais, V Cong. Geol. Países de Língua Portuguesa: Porto Seguro-Ba/Brasil, Soc. Bras. Geol., 312-314.
- Cahve, K.E. (1954) Aspects of the biochemistry of magnesium. 1. Calcareous and marine organisms. 2. Calcareous sediments and rocks. J. Geol. 62, 266-283 e 587-599.
- Christofolletti, A. (1980) Geomorfologia. (Ed.) Edgard Blücher, São Paulo, 188pp.

- Clayton, R. N., and Degans, D. T. (1959) Use of carbon isotope analysis of carbonates for differentiation of freshwater and marine sediments. *Geol. Soc. American Bull.*, 43: 890-897.
- Cloud, B.E.Jr. (1952) Preliminary report on geology and marine environment on Onotoa Atoll, Gilbert Islands. *Atoll Res. Bull.*, (12):73.
- Cooper, J.A.G (1991) Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. *Marine Geology* 98: 145-154.
- Costa, M. J. et al. (1973) Projeto Jaibaras; Relatório final. Recife, DNPM/CPRM, 5v. (Rel. Arquivo Técnico da DGM, 2089).
- Coutinho, P.N. e Farias, C.C. (1979) Contribuição à origem dos recifes do Nordeste. *Anais, IX Simp. Geol. NE, SBG, Natal*, 236-240.
- Craig, H. (1961a), The measurements of oxygen isotope paleotemperatures, *in* Tongiorgi, E., ed., *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*: Pisa, CNR, p. 1-24.
- Craig, H. (1961b) Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-03.
- Crandall, R. e Williams, H.E. (1910) Mapa geológico dos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Parahyba. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Seccas. Escala 1: 3.000.000 (Série I G, publ. 7).
- Crandall, R.(1910) Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos Estados orientais do Norte do Brasil: Ceará, Rio Grande do Norte e Parahyba. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Seccas, 131p. (Série I B D, publ. 10).
- Cypriano, J.L. & Nunes, A. de B., 1968. Geologia da Bacia Potiguar. Rel. n° 3088. PETROBRÁS. Maceió. 93p. il.
- Darwin, CH. (1842) On remarkable bar of sandstone of Pernambuco on the coast of Brazil, London, Edinburgh, Dubkin Philos. Mag & Jour. Sci. 19:257-261.
- Deffontaines, B. (1990) Développement d'une methodologie morpho-néotectonique et morpho-structurale; analyse des surfaces enveloppes du réseaux hydrographique et des modèles numeriques de terrain; applications au Nord-Est de la France. Université de Paris, Thèse de Geologie, 230p.
- Delibrias, c. e Laborel, J (1971) Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. *Quaternária*, 14:45-49.
- Dominguez, J.M.L e Bittencourt, A.C.S.P. (1996) Regional Assessment of Long-term trends of coastal erosion in Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*. 68 (3): 355-371.
- Dominguez , J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.; Leão, Z.M.A.N. & Azevedo, A.E.G. (1990) Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:208-215.
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., and Martin, L.(1992) Controls on quaternary coastal evolution of east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds, and climate. *Sediment. Geol.*, 80:213-232.
- El-Sayed, M.KH. (1988) Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology*, 80:29-35.
- Emery, K.O. & Cox, D.C. (1956) Beachrock in hawaiian islands. *Pacific Science*, 10:382-402.
- Emiliani, C (1966) Isotopic paleotemperatures. *Sciences*, 154:851-857.
- Emrich, K.; Ehhalt, D.H. e Vogel, J.C. (1970) Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. |Letters*, 8:363-371.
- Epstein, S, & Mayeda, T.K. (1953) Variation of ¹⁸O content of waters from natural Sciences. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4:213-224p.

- Epstein, S; Buchsbaum, R; Lowenstam, H.A. and Urey, H.C. (1963). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 64:1315-1326.
- Fairbridge, R.W. (1961) Eustatic changes in sea level. In: Ahrens, L.H., *et al.* (eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*. 4, London: Pergamon Press, 99-185.
- Fairchild, I; Hendry, G; Quest, M. e Tucker, M. (1988) Chemical analysis of sedimentary rocks. In: *Techniques in sedimentology*. (Ed by M. Tucker) pp. 274-354. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Ferreira, Y.A. (1969) Recifes de arenito de Salvador-Bahia, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 41 (4) :541-548.
- FUNCEME/DEMETS (2004). Dados meteorológicos região costeira do Ceará para o período de (1960-2004). Governo do Estado do Ceará. Dados internos
- Flexor, J.M. & Martin, L. (1978) Sur l'utilisation des gres coquilliers de la reconstruction des lignes de rivages Holocenes. In: *Inter. Symp. Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo, SP, Brasil. Proceedings, p:343-355.
- Frankel, E. (1968) Rate of formation of beachrock. *Earth Planet. Sci. Lett.* 4: 439-440.
- Freire, G.S.S. (1985) *Geologia Marinha da Plataforma Continental do Ceará*. Recife, UFPE, dissertação de mestrado, 132p.
- Freire, G.S.S. (1989) *Etude hydrodynamique et sedimentologique de l'estuaire du Rio Pacoti (Fortaleza-Ceará-Brésil)*. These de Doctorat. Université de Nantes., 230p.
- Gaulin, C. (1984) Première observations sur le grès littoraux en Irlande du Nord-Oest (Donegal). In: Dalongeville, R., Sanlaville, P. (Eds.) *Le Beach-rock*. Travaux de la maison de l'Orient 8. Groupment d'Interet scientifique, pp. 51-54.
- Ginsburg, R.N. (1953) Beachrocks in south Florida. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa, 23:85-92.
- Ginsburg, R.N.; Schroeder, J.H.; Shinn, E.A. (1971) Recent synsedimentary cementation in subtidal Bermuda reefs. In: *Carbonate Cements* (Ed. By O.P. Bricker) Johns Hopkins University Studies in Geology 19, 54-58.
- Gomes, D.F. (1998) Caracterização limnológica de um ecossistema lacustre tropical – Lagoa do Uruarú– Planície costeira do município de Beberibe – Ceará. Dissertação de Mestrado. UFC. Fortaleza, 124p.
- Gomes, J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C. de; Luz, D.S. da; Pires, J.L.; Teixeira, W.; Franca, F.A.B. de; Cabral, E.M.A.; menor, E.A.; Monteiro, N.; Barros, M.J.G.; Ribeiro, E.G.; Lima, E.A. de; Fonseca, R.A. da (1981a) *Geologia*. In: Projeto Radambrasil. Folha SB24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, DNPM/MME/Secretaria Geral. V.23: 27-300.
- Gomes, J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luiz, D.S.; Pires, J.L.; Teixeira, W. (1981b) *Geologia e mapeamento regional*. In: Brasil. Ministério das Minas e Energias. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB. 24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, Levantamento de recursos naturais, 23:27-176.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (eds.) *A Geologic Time Scale 2004* (Cambridge Univ., in press).
- Grott, K de (1969) The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian gulf. *Sedimentology* (12): 63-68.
- Guerra, N.S.C. e Sial, A.N. (2003) Diagenetic model for beachrocks of the Alagoas State, Northeastern Brazil: isotopic and petrographic evidende, IV SSAGI, Salvador-Ba, SHORT PAPERS-IRD/CBPM, 1:357-358.

- Guimarães, A. Jr. & Baptista Filho, R. M., 2001. Estudo geológico e geofísico das unidades cenozóicas da região de Lagoinha-Paraipaba-Ce. Relatório de Graduação, Univ. Fed. Ceará. Fortaleza. 85p.
- Guimarães, I.P.; Sial, A. N. & Silva Filho, A. F. (1982) Petrologia e Geoquímica da província alcalina terciária de Fortaleza, Ceará. In: Congr. Bras. Geologia, 32, Salvador, Anais, SBG, v.2, p. 577-588.
- Hanor, J.S. (1978) Precipitation of beachrocks cements: mixing of marine and meteoric water vs CO₂-degassing. *Jour. Sed. Petrol.*, 48:489-501.
- Hamming, N.G.; Meyers, W.J. e Grams, J.C. (1989) Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59:404-411.
- Hardwood, G. (1991) Microscopical techniques II. Principles of sedimentary petrography. In: *Techniques in Sedimentology*. Editors: Tucker, M. Ed. Blackwell Scientific Publications, 108-173.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: *Workshop de Neotectônica e sedimentação cenozóica no Sudeste brasileiro*, 1, Belo Horizonte, *Boletins*, 11:1-32.
- Holail, H. and Rashed, M. (1992) Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and Red Sea coasts of Egypt: *Marine Geology*, 106:141-148.
- Hoplay, D. (1986) Beachrocks as sea-level indicator. In: Van de Plassche, O. (ed.) *Sea-level Research: A Manual for Collection and Evaluation of Data*. Geobooks, Norwich. P.157-173.
- Hudson J.D. (1977) Stable isotopes limestone of lithification. *J. Geol. Soc. London*, 133:637-660.
- James, N.P. e Ginsburg, R.N. (1991) Extracts from the Seaward margin of Belize barrier and Atoll reefs. In Tucker, M.E. and Bathurst, R.G.C. (eds) *Carbonate Diagenesis*, Blackwell Sci.Publ. 1: 55-80.
- Jardim de Sá, E.F. (1994) A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Unb. Brasília, 804p.
- Jiménez, A.J.; Maia, L.P.; Serra, J. e Morais, J.O., 1999. Dune migration along the Ceará coast, northeastern Brazil. *Sedimentology*, 46:689-701.
- Kauffman, A.J., Hayes, J.M., Knoll, A.H. e Germs., G.J.B. (1991) Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variations and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research.*, 49:301-327.
- Kaye, C.A. (1959) Shoreline features and Quaternary shorelines changes - Puerto Rico. U.S. Geol. Survey , Prof. (317-B):49-140.
- Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Geol. Min., Bol. 170: 52p.
- Keith, M. L. and Weber, J. N., (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of select limestone and fossils: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28:1787-1816.
- Kha, L.G.; Sherman, A.G.; Narbonne, G.M.; Andrew, H.K. e Kaujman, A.J. (1999) $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36:312-332.

- Kinsman, D.J.J. and Holland, H.D. (1969) The co-precipitation of cations with CaCO₃. IV. The co-precipitation of Sr⁺² with aragonite between 16° and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 1-17.
- Kneale, D. & Viles, H. A. (2000) Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology*, 132:165-170.
- Land, L.S. and Goreau, T.F. (1970) Submarine lithification of Jamaican reefs. *J. Sedim. Petrol.* 40, 457-462.
- Leão, Z.M.A.N., Lessa, G. C. e Apoluceno, D.M. (1997) O cimento dos arenitos de praia do litoral norte da Bahia: significado ambiental. In: VI Cong. Ass. Bras. Est. Quatern. (ABEQUA), Curitiba, anais, 85-88.
- Lewis, D.W. McConchie, D (1993) *Analytical sedimentology*. Chapman & Hall ed. NY. 197pp
- Lowe JJ and Walker MJC. 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*, (2nd edn). Addison-Wesley-Longman: London.
- Lima Filho, M.F.; Manso, V.A.V.; Coutinho, P.N.; Medeiros, A.B.; Borba, A.L.S.; Lira, A.R.A.; Chaves, N.S.; Pedrosa, F.J.A.; Martins, M.H.A.; Duarte, R.X. (2000) Mapa do Quaternário Costeiro do Estado de Pernambuco. Escala 1:100.000. Inédito.
- Mabesoone, J.M. (1964) Origin and age of the sandstone Reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil), *Journ. Sedim. Petrology*, 34:715-726.
- Mabesoone, J.M. (1966) Relief of Northeastern Brazil and its correlated sediments. *Zeitschrift fur Geomorfologic N.F.* Bd. 10:4.
- Mabesoone, J. M. (1987) Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, e do seu embasamento. Recife: UFPE/FINEP/PADCT. Relatório Interno. 60p.
- Mabesoone, J.M. e Rolim, J.L. 1972. Quaternário do Nordeste Oriental do Brasil. *Est. Sedim.* 3/4: 89-130.
- Mabesoone, J.M.; Campos e Silva, A. e Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.* 2: 173-188.
- Magalhães, S.H.O. (1997) Estudos morfodinâmicos e impactos ambientais na linha de praia dos municípios de Caucaia e São Gonçalo do Amarante-CE. Relatório APB, CNPq. 89p.
- Magalhães, S.H.O.M., 2000. Caracterização morfodinâmica e evolução a médio e curto prazo das praias dos municípios de Caucaia e São Gonçalo do Amarante-Ce. Dissertação de Mestrado. UFPE. Recife. 123p.
- Magaritz, M., Gavish, E., Bakler, N. and Kafri, U. (1979) Carbon and Oxygen isotope composition-indicators of cementation environment in recent, Holocene, and Pleistocene sediments along the Coast of Israel, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 2 401-412.
- Maia, L.P. (1993) Controle tectônico e evolução geológica do rio Jaguaribe (CE). Recife, UFPE, Dissertação de mestrado, 145pp.
- Maia, L.P. (1998) Procesos Costeros y Balance Sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE do Brasil): Implicaciones para una Gestión Adecuada de la Zona Litoral. PhD Thesis, Faculty of Geology, University of Barcelona. 269p.
- Maia, L.P.; Sabadia, J.A.; Freire, J.S.S. e Serra, J. (1997) Caracterização geoquímica e diagenética da cimentação carbonática dos beachrocks e eolianitos da região costeira do Ceará. XVII Simp. Geol. Nordeste, 177-181.
- Manso, V.A.V.; Coutinho, P.N.; Lima, A.T.O.; Almeida, L.E.S.B.; Medeiros, A.B.; Borba, A.L.S.; Lira, A.R.A.; Pedrosa, F.J.A.; Martins, M.H.A.; Chaves, N.S.; Duarte, R.X. & Ivo, P.S. (1995)

- Estudo da erosão marinha da Praia da Boa Viagem - Relatório Técnico. Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha (LGGM), UFPE, 65p.
- Marshall, J.D. (1992) Climatic and oceanographic signals from the carbonate rock Record and their preservation. *Geological Magazine*, 129:143-160.
- Marshall, D.J. (1988) Cathodoluminescence of geological material. Ed. Unwin Hyman Ltd. London. 146p.
- Martin, L. Suguio, K., Flexor, J-M., Dominguez, J.M.L. e Azevedo, A.E.G. (1984) Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influencia das variações do nível do mar. *Anais 32° CBG*, 1:84-97.
- Martin, L. Flexor, J-M., Vilas Boas, G.S., Bittencourt, A.C.S.P. e Guimarães, M.M.M. (1979) Courbe de variations du niveau relatif de la mer au cours de 7.000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (Nord de Salvador) – Bahia). In: Intern. Symp. On Coastal evolution in the Quatern. São Paulo, INQUA, 264-274.
- Matos, R.M.D. 1987. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste brasileiro. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX/CENPES; atas 1° Semin. Tect. Petrobras (Tecto. 1): 126-159.
- Matos, R.M.D. (1992) The northeast Brazilian system. *Tectonics*, 11:766-791.
- McCrea, J.M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 18:849-857.
- Meireles, A.J.A., (1991) Mapeamento geológico-geomorfológico do Quaternário costeiro de Icapuí - Extremo leste do Estado do Ceará. Dissertação de Mestrado. UFPE. 133p. Recife.
- Meireles, A.J.A. (2001) Morfologia Litoral y sistema evolutivo de la Costa de Ceará – Nordeste de Brasil. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.353p.
- Meireles, A.J.A.; Gurgel, J.B.; Gurgel, G.A.S.; Sales, L.G.; Castro, J.W.A., (1992) Geologia ambiental e impactos decorrentes da migração de dunas na planície costeira de Paracuru-CE. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 37, São Paulo, 1992. *Anais...São Paulo-SP, SBG*. 1: 65 – 66.
- Mello, G.A., Franco, H.A. & Troian, F.L., (1999) Uso de Radar (GPR) na caracterização de ambiente deposicional em zona costeira. VI Congresso Internacional de Geofísica da SBGf, Resumos Expandidos, CD-ROM, 4p.
- Meireles, A.J.A. e Maia, L.P. (1998) Indicadores morfológicos de los cambios del nivel Del mar em la llanura costera de Ceará – Nordeste do Brasil. In *Investigaciones recientes de la geomorfología española* (ed. G.Ortiz & F.S.Franch). Barcelona, pp.325-332.
- Mendonça, M. I. (1966) O recife de arenito de Tibau. *Arq. Inst. Antop.*, 2:343-346.
- Meyers, W.J. (1974) Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. *J. Sediment Petrol.*, 44, 837-861.
- Miller, J. (1988) Cathodoluminescence microscopy. In: *Techniques in sedimentology*. (Ed by M. Tucker). Blackwell Scientific Publications, Oxford. pp. 174-190
- Miller W.R. and Mason, T.R. (1994) Erosional features of coastal beachrock and eolianite outcrops in Natal and Zululand, South Africa, *Journal of Coastal research*, 10(2): 374-394.
- Milliman, J.D. (1974) *Marine carbonates*, Springer. 363pp.
- Morner, N.A. (1980) Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In: Morner, N.A. (ed.) *Earth rheology, isostasy and eustasy*. John Wiley Sons, Londres, p:535-553.
- Mörner, N.A. (1996) Sea level variability. *Z. Geomorph. N.F.*(suppl.), Berlin,102:223-232.
- Mörner, N.A. (1987) Pre-Quaternary long term changes in sea level. In: Devoy, R.J. (ed.), *Sea surfaces studies: A global view*. Croom Helm., 233-244.
- Moore, C.H. Jr. (1973) Intertidal carbonate cementation, Grand Cayman, West Indies. *J. Sediment. Petrol.*, 43:591-602.

- Morais, J.O. (1968) Contribuição ao estudo dos "beach-rocks" do Nordeste do Brasil. *Trab. Oceanog. Univ. Fed. PE, Recife*, 9 (11): 79-94.
- Morais, J.O. e Meireles, A.J. (1992a) Variações relativas do nível do mar durante o Quaternário na costa leste do Estado de Ceará, In: 37 Cong. Bras. de Geologia, Anais, São Paulo (1): 71-73.
- Morais, J.O. e Meireles, A.J. (1992b) Riscos Geológicos associados a dinâmica costeira na praia de Caponga, município de Cascavel, Estado do Ceará., *Revista de Geologia, DEGEO-UFC, Fortaleza*, (5): 139-144.
- Moraes, L. J. de (1924) Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Seccas, 131p. (Série I D, publ. 58).
- Morse, J.W. & MacKenzie, F.T. (1990) *Geochemistry of sedimentary carbonates*, Elsevier, 3:87-131.
- Nascimento, R.S.C. (2001) Químioestratigrafia de $d^{13}C$, $d^{18}O$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ aplicada a mármore da Faixa Seridó (NE do Brasil): implicações paleoambientais e geotectônicas. Tese de Doutorado, UFPE, Recife, 121p.
- Nascimento, D.A. do; Gava, A.; Pires, J de L; Teixeira, W. (1981) Geologia e mapeamento regional. In: Brasil. Ministério das Minas e Energias. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SA. 24 Fortaleza. Rio de Janeiro, Levantamento de recursos naturais, 21:108-120.
- Nascimento, D.A. do; Gava, A.; Pires, J de L; Teixeira, W. (1981) Geologia. Mapeamento Regional. In: Projeto Radambrasil. Folha SA24 - Fortaleza. Rio de Janeiro, DNPM/MME/Secretaria Geral. V.21: 23-133.
- Nogueira, M.L.S e Augusto, V.A (2004) Reconhecimento de áreas susceptíveis a contaminação por hidrocarbonetos através da caracterização geológica e hidrogeológica na zona portuária do Pecém-Ce., relatório de graduação, DEGEO, UFC, 91pp.
- Oliveira, A. I. e Leonardos, O. H. (1943) *Geologia do Brasil*. 2º ed.. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola do Ministério da Agricultura,. Série didática. (2): 813.
- Oliveira, M.I.M. (1978) Os "Recifes" de Natal. *Anais, 30º Cong. Bras. Geol., SBG, Recife*, 2:838-847.
- Oliveira, M.I.M.; Bagnoli, E.; Farias, C.C.; Nogueira, AM.B. & Santiago, M. (1990) Considerações sobre a geometria, petrografia, sedimentologia, diagênese e idades dos beachrocks do Rio grande do Norte. XXXVI Congr. Bras. Geol., 2:621-634.
- Oliveira, P.E. de & Ramos, A.J.R. de .1956. *Geologia das quadrículas de Recife e Pontas de Pedra*. Rio de Janeiro. Bol, 151. DNPM/DGM.
- Ottman, F. (1960) Une hypothèse sur l'origine des "arrecifes" du Nordest Brésilien: *Soc. Geol. France, Compt. Rendus Sommaires*. 175-176.
- Palma, J.J.C. (1979) Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira. In: *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*. PETROBRÁS, CENPES, DINTEP (Série Projeto REMAC, n.7). Rio de Janeiro. Pp.25-51.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R.(1973) *Sand and Sandstone*. Ed. Springer - Verlag. New York. 618p.
- Pinheiro, L.S. (2003) Riscos e gestão ambiental no estuário do Rio Malcozinhado, Cascavel-CE, Tese de Doutorado, UFPE, 250p.
- Pirazzoli, P. A. (1991) *World Atlas of Holocene Sea Level changes*. Amsterdam: Elsevier oceanography series, 58:1-300.

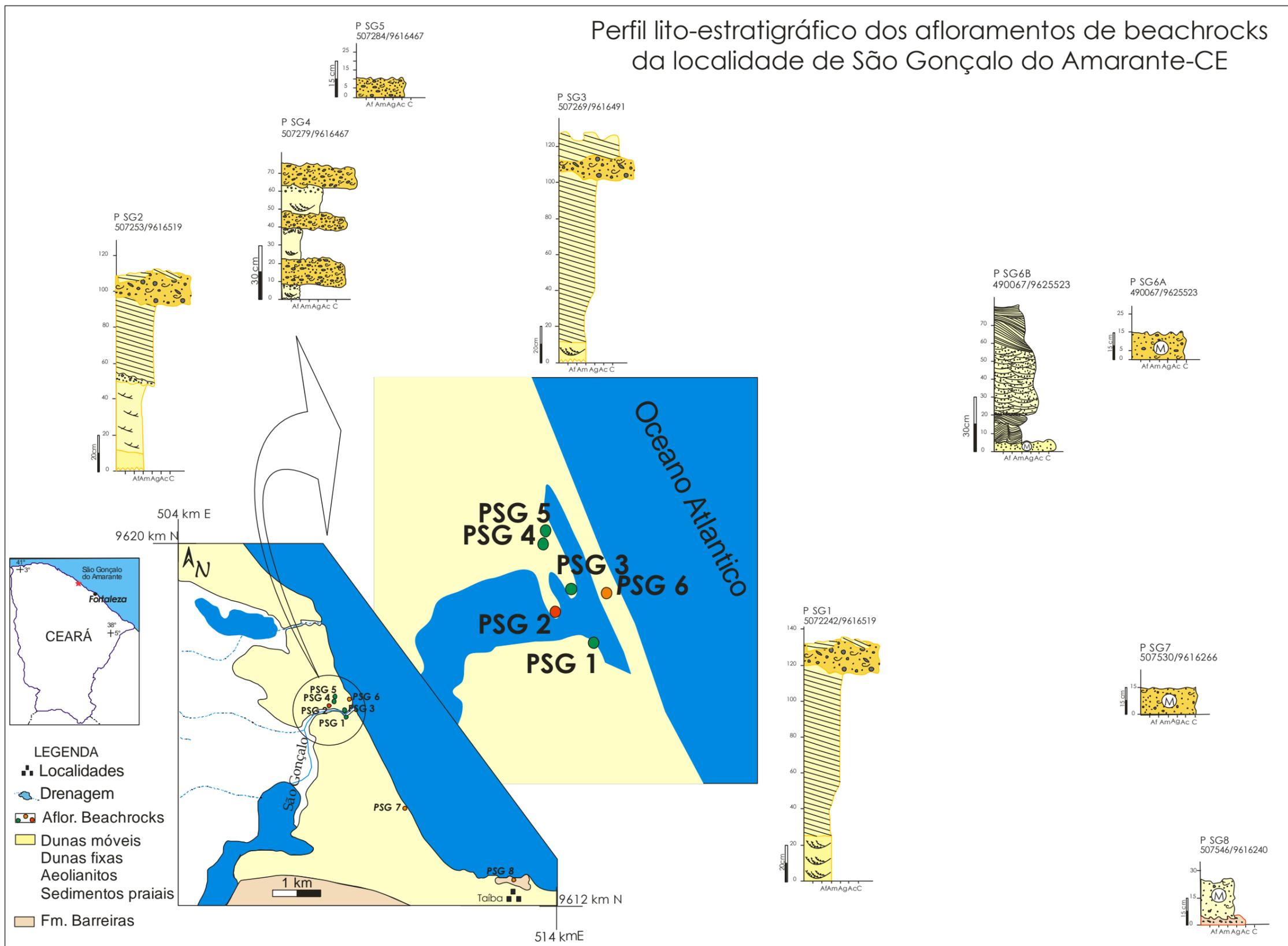
- Pirazzoli, P. A. (1991) *World Atlas of Holocene Sea Level changes*. Amsterdam: Elsevier oceanography series, 58:1-300.
- Pluijm, B.A. van der, Marshak, S. 1997. Tectonics and regional deformation: the U.S. continental interior. In: McGraw Hill (ed.) *Earth structure and introduction to structural geology and tectonics*. New York, 465-472.
- Ramsay, P.J (1995) 9000 years of sea-level change along the southern African coastline. *Quaternary International*, 31:71-75.
- Ranson, G. (1955) Observations sur des facteurs biologiques de la dissolution du calcaire d'origine récifale dans les Tuamotu. *Proc. 8th Pacific Sci. Congr.*, 3A: 979-988.
- Rodrigues, A. C. B. (1999) Caracterização sedimentológica e processos eólicos costeiros da região de Caucaia, Costa oeste do estado do Ceará. Dissertação de Mestrado, UFPE, 116pp.
- Rush, P.F. and Chafetz, H.S. (1990) Fabric-retentive, non-luminescent brachiopods as indicators of original $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition: A test: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.0, p.968-981.
- Russel, R.J. (1959) Caribbean beachrock observations. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, N.F., 3, 227-236.
- Russel, R.J. (1962) Origin of beach-rock. *Zeitschr-Geomorphologie*, 6:1-16.
- Saadi. A. (1993) Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos* 1(1): 1-15.
- Saadi, A. & Torquato, J.R. (1992) Contribuição a neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia. DEGEO-UFC, Fortaleza*, 5: 5-38.
- Sabadia, J.A.B.; Alarcón, J.; Bagán, L.; Bautista, R.; Busquet, E.; Hellín, C.; Himi, M.; Lázaro, R.; Pinto, V.; Rivero, L.; Vilas, M.; Zarranz, A. & Posantí, A. C. (1997) Uso de métodos não destrutivos (eletrorresistividade e georadar) na definição dos materiais constituintes da planície de inundação do rio Besòs, Barcelona–Espanha. XVII Simp. Geol. Nordeste, Resumos Expandidos, **15**: 358-360.
- Savard, M.M.; Veizer, J. e Hinton, R. (1995) Cathodoluminescence at low Fe and Mn concentration: a SIMS study of zones in natural calcite. *Journal of Sedimentary Research*, A65:208-213.
- Schaeffer-Novelli, Y., Cintrón-Molero, G., Adaime, R.R & Camargo, T.M. (1990) Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, 13(2): 204-218.
- Schlager, W. and James, N.P. (1978) Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology* 25, 675-702.
- Shinn, E.A. (1969) Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 109-144.
- Schmaiz, R.F. (1971) Formation of beachrock at Enewetak Atoll. In: Bricker, O.W. (ed), *Carbonate Cements*. (Johns Hopkins University], *Studies in Geology.*, 19:17-24.
- Scoffin, T.P. (1970) A conglomeratic beachrock in Bimini, Bahamas, *Notes*, 756-759.
- Sellwood, B.W. (1995) Principles of carbonate diagenese. In: Parker, A., Sellwood, B.W. (Eds) *Quantitative Diagenese: Recent developments and applications to reservoir geology*, NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, 453. Kluwer Academic, Dordrecht, p.286.
- Shepard, F.P. (1963) Thirty-five thousand years of sea level. In: Clements, T (ed.), *Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery*, Los Angeles: Univ. of S. California Press, 1-10.

- Silveira, J.D. (1964) Morfologia do Litoral. In: Brasil, a terra e o homem. (Ed.) A de Azevedo, São Paulo, pp.253-305.
- Silvester, R. (1968) Sediment transport – long-term net movements. In: The Encyclopedia of Geomorphology (ed.) R.W. Fairbridge. Reinhold Book Corp. p. 985-989.
- Small, H.L. (1913) Geologia e suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Secas, 62p. (Série I D, publ. 26).
- Small, H.L. (1914) Geologia e suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Secas, 146p. (Série I D, publ. 32).
- Sooper, R. H. (1913) Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e ačudagem nos Estados orientais do Norte do Brasil: Ceará, Rio Grande do Norte e Parahyba. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Secas, 131p. (Série I B D, publ.10).
- Souza (2004) Estudos geoeletricos/hidrogeológicos da porção costeira da bacia do rio São Gonçalo-CE, Dissertação de mestrado, UFCE, 101pp.
- Srivastava, N.K. e Oliveira, M.I.M (1981) Algumas observações sobre a mineralogia e petrografia de "Recife" em Natal(RN). Boletim CCE. DGEO, 27-34.
- Stoddart, D. R. and Cann, J. R. (1965) Nature and origin of beach rocks: Jour. Sediment. Petrol., v.35, p. 43 - 273.
- Suguio, K., 1992. Dicionário de geologia marinha (com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol). São Paulo: T. A. Queiroz (ed.). 171 p.
- Suguio, K., Martin, L., Bittercourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L, Flexor, J-M., Azevedo, A.E.G. (1985), Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geoci., 15(4): 273-286.
- Suguio, K., Martin, L. e Flexor, J. (1988) Quaternary sea levels of the brazilian coast: recent progress. Episodes 11(3) 203-208.
- Suhayda, J. N., Hsu, S. A., Robert, H. H., e Short, A. D.(1977) Documentation and analysis of coastal process, northeast coast of Brazil: Baton Rouge, LA: Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Tech. Rep. n^o. 23, 98p.
- Swift, D.J.P. (1974) Continental shelf sedimentation. In: Geology of Continental Margins, Buró, C.A.; Drake, C.L. (eds.), Springs-Verlag, Berlin, 117-190.
- Torquato, J.R., Torquato, A.M.P. e Moraes, R.M. (1996) O graben da Fazenda Retiro Grande e outros aspectos neotectônicos na região de Praia Redonda (Ceará), Geonomos, 4(2): 17-21.
- Tricart J. (1959) Problemes Geomorphologiques du littoral occidental du Brésil. Cahiers Oceanogr., 11:276-308.
- Tucker, M. E. (1988) Introduction. Techniques in sedimentology. (Ed by M. E. Tucker) pp. 1-2. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Tucker, M. E. (1991) Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. (Ed by M. E. Tucker) pp. 260. Geoscience texts. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Urey, H.C (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. J.Chem. Soc., 1947:562-581.
- Valença, L.M.M., Neumann, V.H. e Cunha, E.M.S. da (2003) Caracterização petrográfica dos beachrocks da desembocadura do rio Potengi, RN. Estudos Sedimentológicos, 12 (2) : 53-58

- Van Andel, T.H. e Laborel, J. (1964) Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. *Science*, 145:580-591.
- Van Dam, R. & Schlager, W.(2000) Identifying causes of ground-penetrating radar using time-domain reflectometry and sedimentological analyses. *Sedimentology*, 47: 435-449.
- Vandouros e Oliveira (1968) Sobre o fonólito de Messejana, Ceará. *Anais Acad. Brás. Ciências*, 40: 203-206.
- Vera Torres, J.A. (1994) *Estratigrafia Principios y métodos*, Editora Rueda,
- Xavier da Silva, J. (1973) Processes and landforms in South America coast. Tese de doutorado (PhD). Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College. 103p.
- Witkowski, F.W.; Blundell, D.J.; Gutteridge, P.; Horbury, A.D.; Oxtoby, N.H.; Qing, H. (2000). Video cathodoluminescence microscopy of diagenetic cements and its applications. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 1085-1093.
- Wright, L.D. e Short, A.D. (1983) Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: Komar. P.D. (ed) *Handbook of coastal processes and erosion*. Boca Raton. CRC Press. P.35-64.

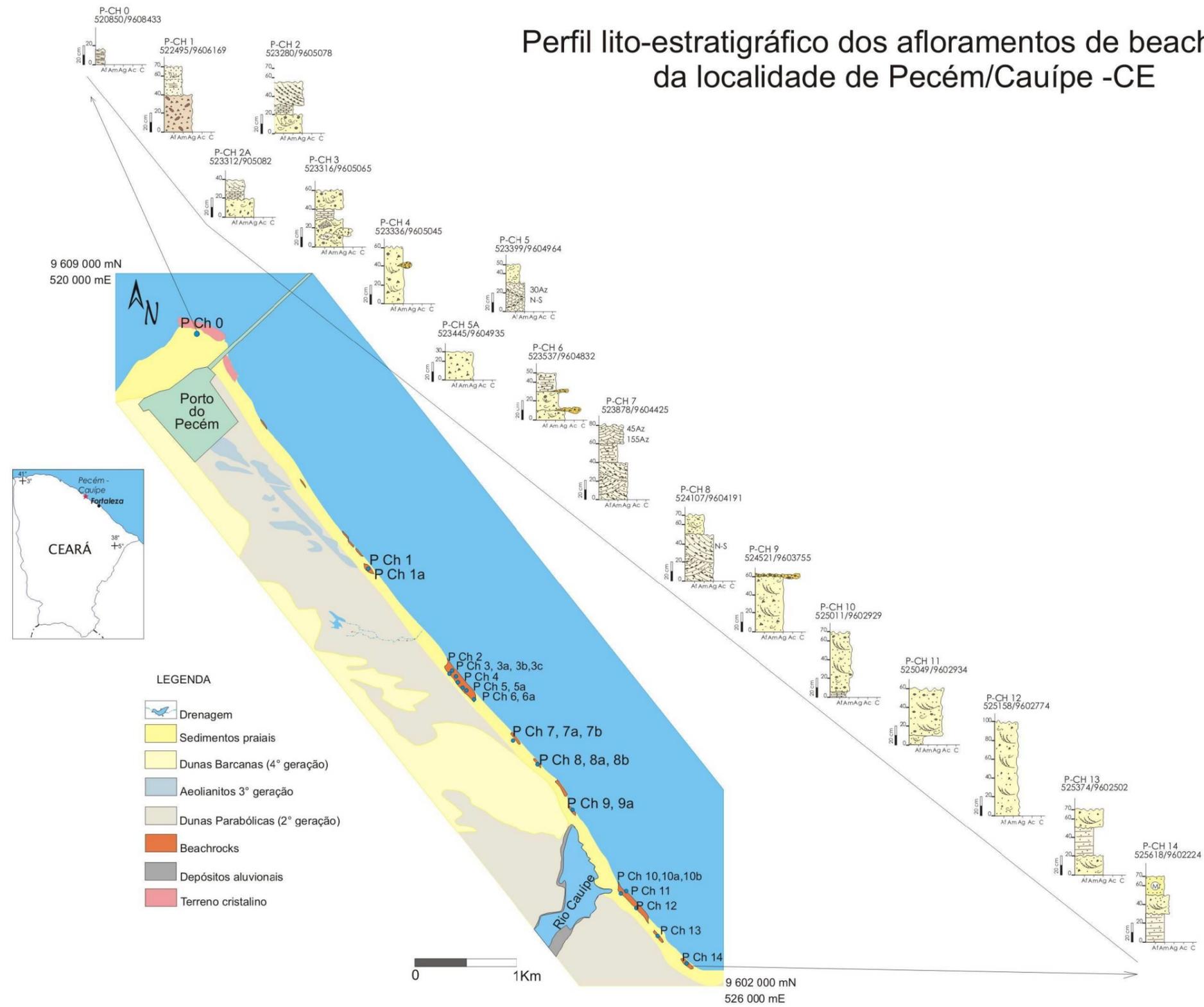
ANEXOS

Perfil lito-estratigráfico dos afloramentos de beachrocks da localidade de São Gonçalo do Amarante-CE



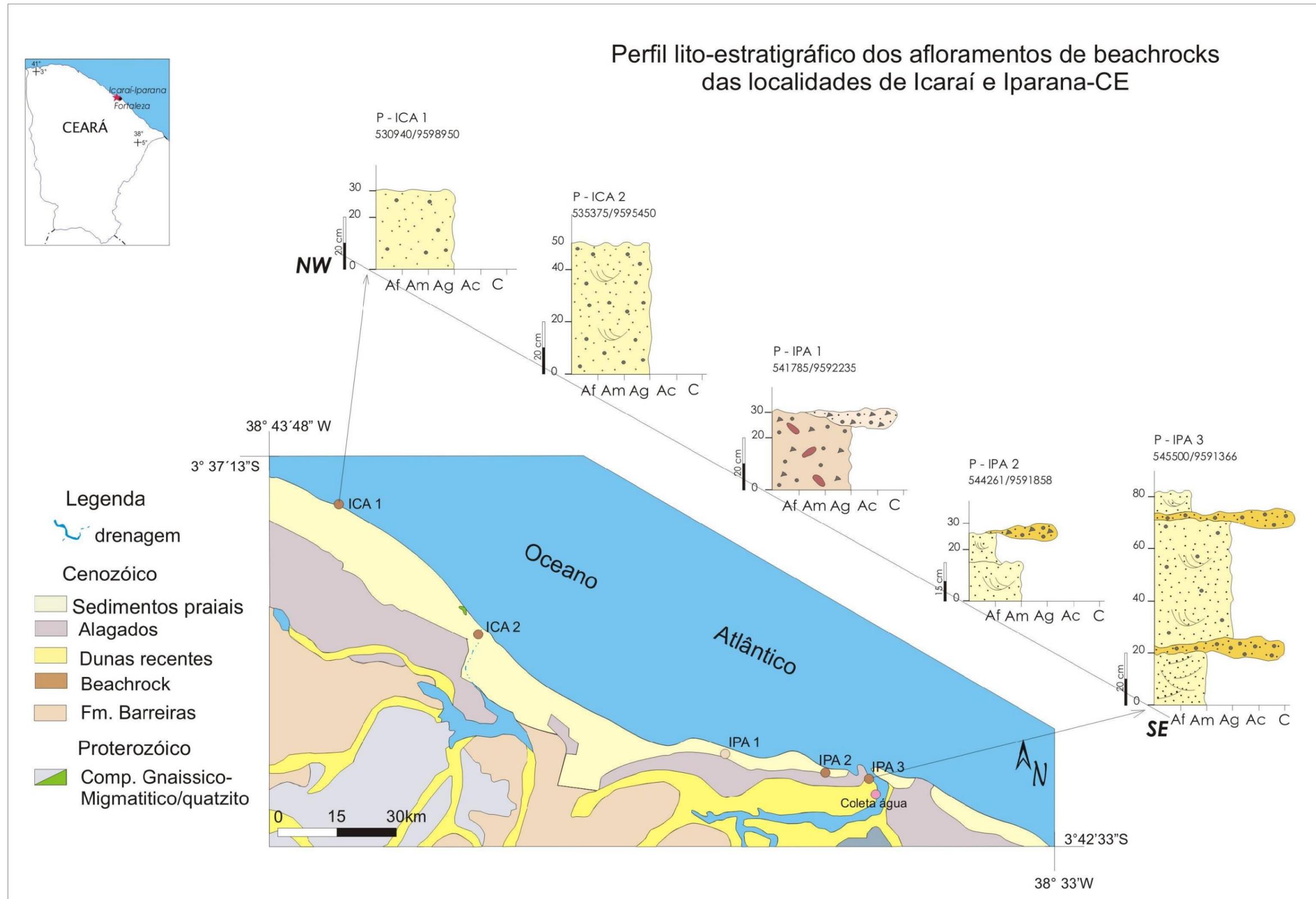
Anexo 2. Perfil Esquemático e geologia simplificada da praia de São Gonçalo do Amarantes-CE com o posicionamento dos beachrocks.

Perfil lito-estratigráfico dos afloramentos de beachrocks da localidade de Pecém/Cauípe -CE

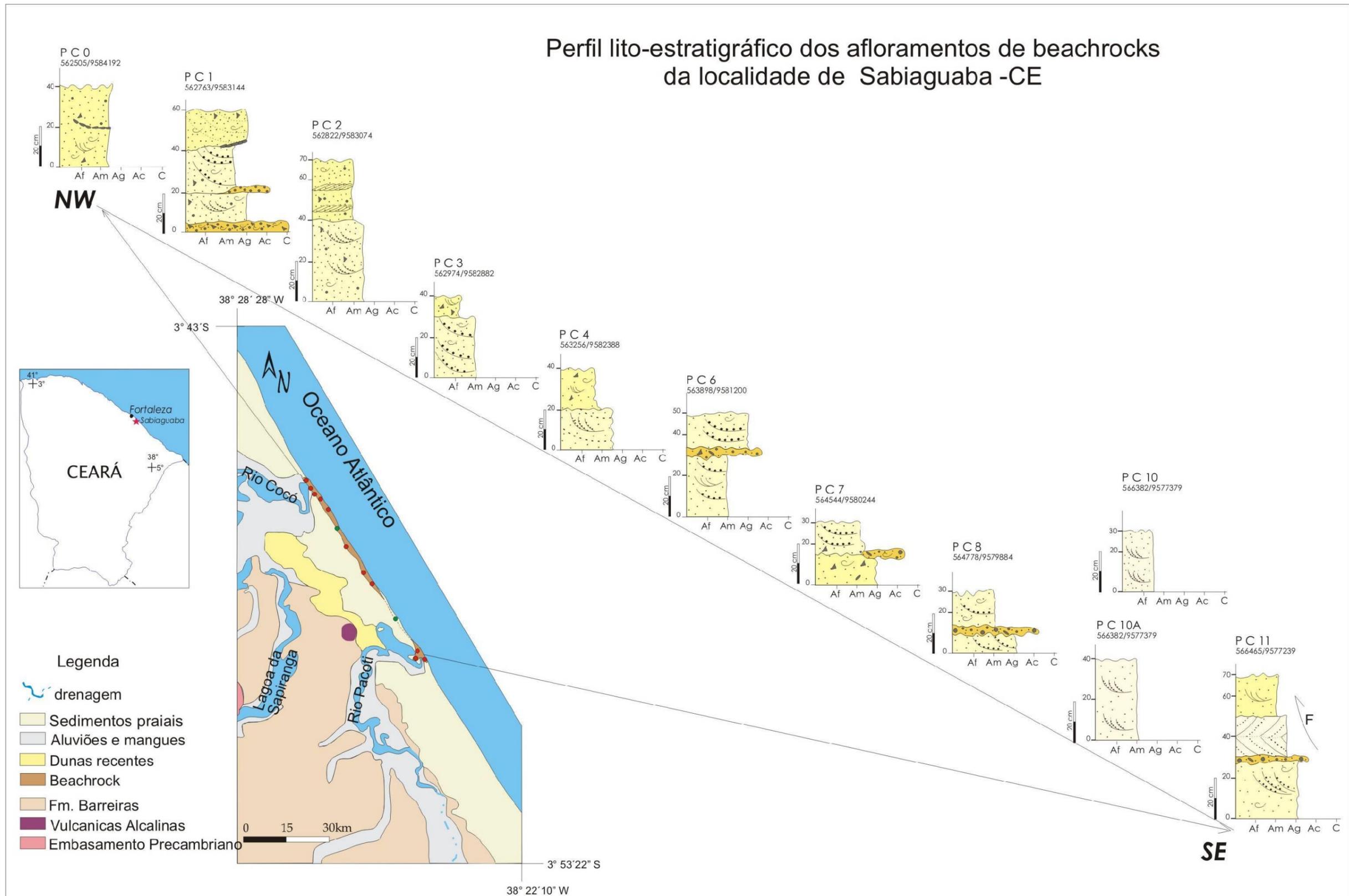


Anexo 3. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Pecém-Cauípe com posicionamento dos beachrocks.

Perfil lito-estratigráfico dos afloramentos de beachrocks das localidades de Icaraí e Iparana-CE

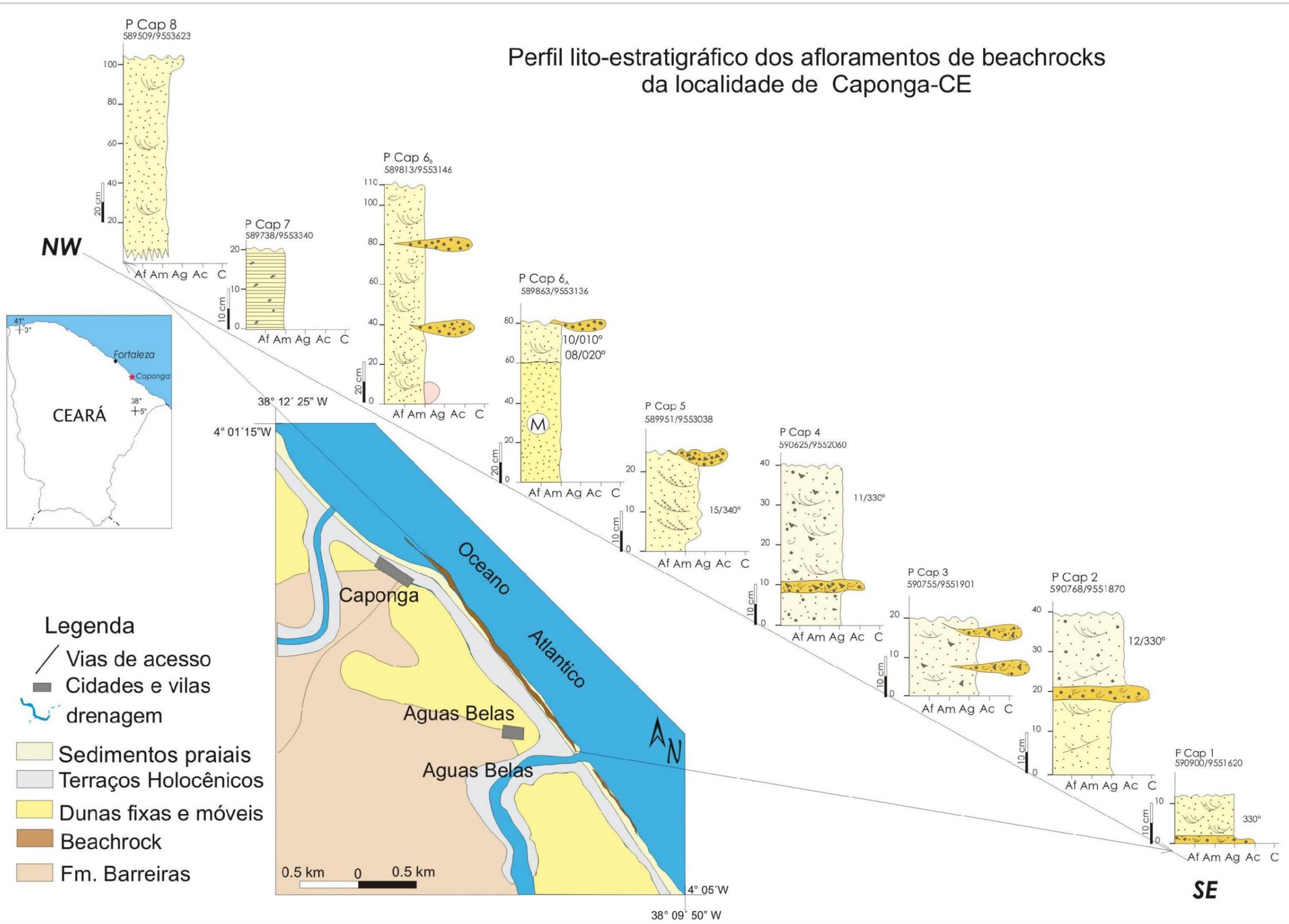


Perfil lito-estratigráfico dos afloramentos de beachrocks da localidade de Sabiaguaba -CE



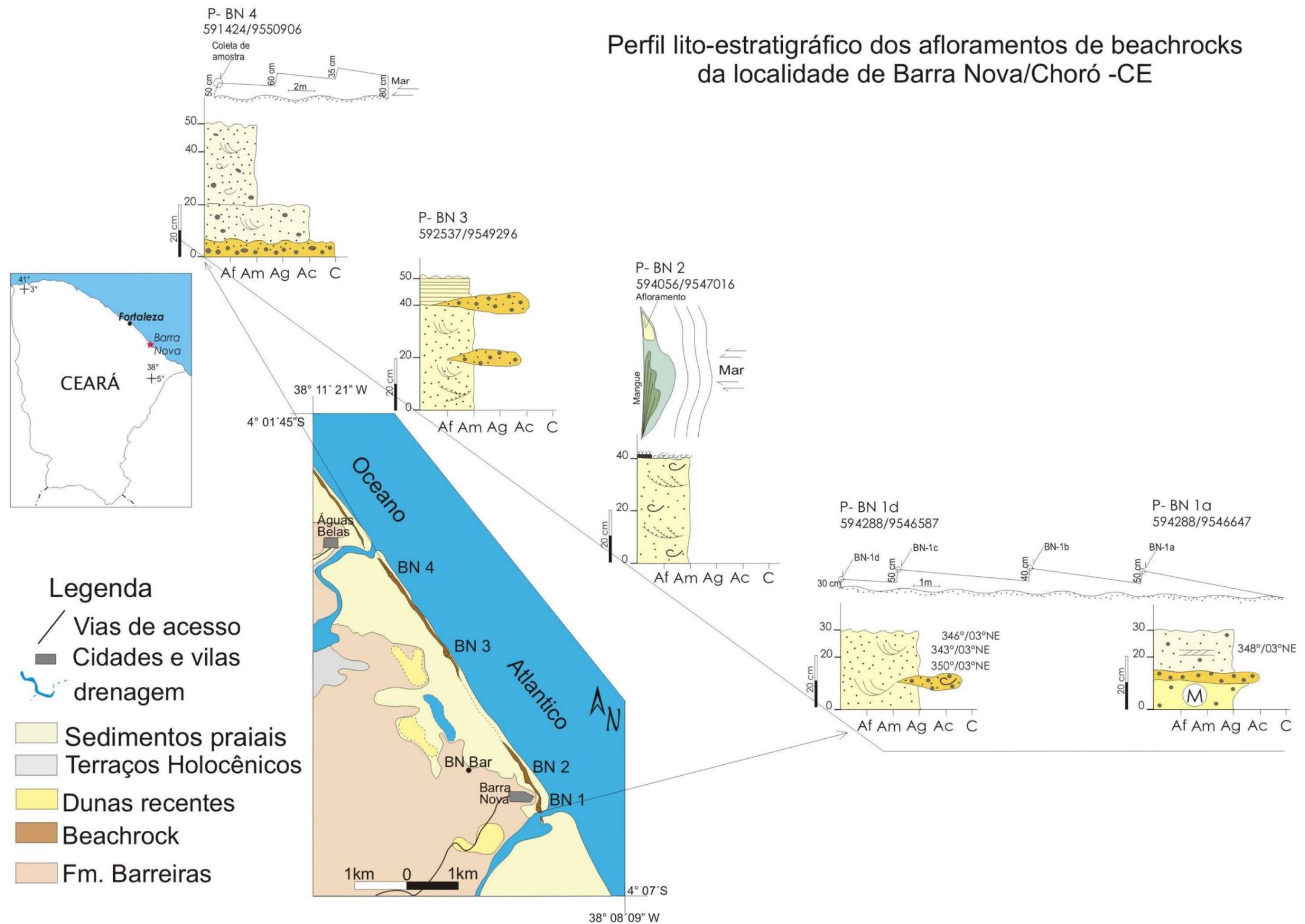
Anexo 5. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea a partir da desembocadura do rio Cocó (Sabiaguaba) até o rio Pacoti com o posicionamento dos beachrocks.

Perfil lito-estratigráfico dos afloramentos de beachrocks da localidade de Caponga-CE

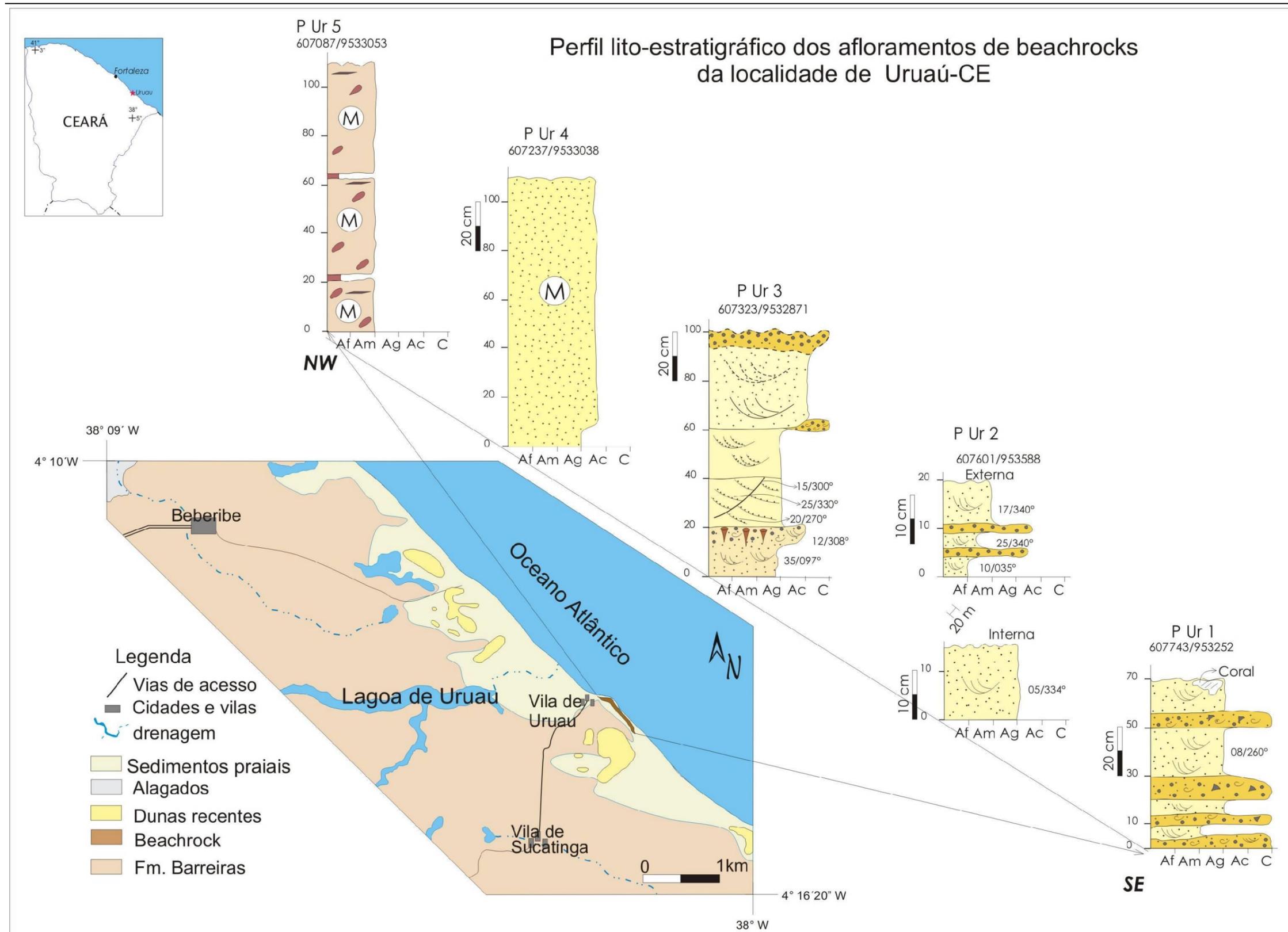


Anexo 6. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Caponga com posicionamento dos beachrocks. Mapa geológico compilado de Moraes e Meireles (1992b)

Perfil lito-estratigráfico dos afloramentos de beachrocks da localidade de Barra Nova/Choró -CE



Anexo 7. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Águas Belas contendo os afloramentos de beachrocks da localidade Barra Nova/Choró-CE.



Anexo 8. Perfil Esquemático e geologia simplificada da faixa litorânea de Uruaú contendo descrição dos afloramentos de *beachrocks* na Vila de Uruaú-CE.