



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**“*BEACHROCKS* DO RIO GRANDE DO NORTE: CORRELAÇÃO ENTRE OS
DEPÓSITOS COSTEIROS E OS DE ZONA COSTA-AFORA COM BASE NA
FACIOLOGIA, PETROGRAFIA E DIAGÊNESE”**

Autor:

IZAAC CABRAL NETO

Orientadora:

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba
DG/PPGG/UFRN

Co-orientadora:

Profa. Dra. Helenice Vital
DG/PPGG/UFRN

Dissertação n.º 101/PPGG

Natal/RN, fevereiro de 2011



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

“*BEACHROCKS* DO RIO GRANDE DO NORTE: CORRELAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS COSTEIROS E OS DE ZONA COSTA-AFORA COM BASE NA FACIOLOGIA, PETROGRAFIA E DIAGÊNESE”

Autor:

IZAAC CABRAL NETO

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Rio Grande do Norte como requisito à obtenção do grau de MESTRE em Geodinâmica.

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba (DG/PPGG/UFRN)

Profa. Dra. Helenice Vital (DG/PPGG/UFRN)

Dr. Luciano Henrique de Oliveira Caldas (PETROBRAS/UO-RNCE)

Profa. Dra. Marcela Marques Vieira (DG/UFRN)

Natal/RN, fevereiro de 2011



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Dissertação de Mestrado desenvolvida no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), tendo sido subsidiada pelos seguintes agentes financiadores:

- Financiadora de estudos e Projetos – FINEP e PETROBRAS, através do Programa de Recursos Humanos da ANP - Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustível – PRH22-ANP/MCT;
- PROJETO Caracterização Fisiográfica da Plataforma Continental: áreas Touros (NE) e Foz do Amazonas (N) - Sigla: PLAT-NNE (REDE 05-FINEP-CTPETRO);
- PROJETO Mapeamento e Caracterização de Recifes da Plataforma Continental Jurídica Brasileira - Sigla: RECIFES (CAPES/CGPE/CII/Ciências do Mar);
- PROJETO Caracterização geológica e geofísica de áreas submersas do Estado do Rio Grande do Norte (Grant PQ-CNPq no. 303481/09-9).



AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos,

- Em primeiro lugar, a Deus, geólogo dos geólogos, e aos meus pais Nizário e Ivaneide, pelos esforços realizados sem medida para minha formação moral e profissional;
- À Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN através do Departamento de Geologia-DG e do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica-PPGG, pelo suporte acadêmico e intelectual;
- Às agências fomentadoras e financiadoras de pesquisas: Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis-ANP através do Programa de Recursos Humanos-PRH22 – ANP/MCT pela concessão de bolsa de estudo ao autor desta dissertação; PETROBRAS e Financiadora de Estudos e Projetos-FINEP pelo suporte financeiro às diversas etapas deste trabalho;
- Aos projetos de pesquisa PLAT-NNE (REDE 05-FINEP-CTPETRO), RECIFES (CAPES/CGPE/CII/Ciências do Mar) e “*Caracterização geológica e geofísica de áreas submersas do Estado do Rio Grande do Norte (Grant PQ-CNPq no. 303481/09-9)*” pelo apoio financeiro;
- À professora Valéria Centúrión Córdoba, pela orientação, ensinamentos, críticas construtivas e idéias que tornaram possível a conclusão da presente dissertação;
- À professora Helenice Vital, pelo incentivo, discussões e contribuições dadas durante toda a etapa de trabalho;
- Ao Laboratório de Geologia Marinha e Meio Ambiente-GGEMMA/UFRN, pelo suporte logístico fornecido;
- Ao Laboratório de Geoprocessamento-GEOPRO/UFRN, pela concessão das imagens e apoio computacional fornecido;
- Ao Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo-LGGP/UFRN, pela disponibilização do laboratório de microscopia de pesquisa;
- Ao amigo e mergulhador Francisco Canindé, pela ajuda na etapa de campo;
- A Emanuel Maria (“Bombeiro”), pela confecção das lâminas;
- À geóloga Juliana Felipe Cabral, esposa e companheira de profissão, pela grande ajuda dada na confecção de grande parte do arcabouço gráfico desta dissertação;
- E, aos colegas de mestrado Hanyel Pessoa, Luciano Reis e Eduardo Lima pelas fotos cedidas dos *beachrocks* de Touros/RN.

A todos, deixo meu sincero MUITO OBRIGADO!

RESUMO

Beachrocks são rochas sedimentares formadas pela cimentação de sedimentos praias por carbonato de cálcio – em especial, calcita e/ou aragonita – em zona de estirâncio. A ocorrência dessas rochas é bastante comum em diversas partes do globo, sobretudo em regiões com latitudes inferiores a 40°. O Rio Grande do Norte possui grande quantidade de *beachrocks*, os quais afloram tanto em regiões costeiras quanto em zona costa-afora. Os depósitos de *beachrocks* de zona costeira do referido estado têm sido estudados por diversos autores, os quais abordaram os mais variados temas desde o início do século XX. Por outro lado, os depósitos de zona costa-afora – apesar de terem sido estudados por poucos autores – têm ganhado atenção apenas nos últimos anos. Porém, nenhum trabalho até o presente fez algum tipo de estudo comparativo de cunho geológico entre os corpos de *beachrocks* presentes em ambas as zonas: costeira e costa-afora. Sendo assim, a presente dissertação teve o intuito de correlacionar os corpos de *beachrocks* que afloram em zona costeira aos que estão atualmente dispostos em zona costa-afora, próximo a isóbata de 25 m, levando em consideração seus aspectos petrográficos, diagenéticos e sedimentológicos. Para isso, foram percorridos cerca de 260 km de litoral, correspondendo ao trecho entre os municípios de Extremoz e Tibau, em busca de afloramentos de *beachrocks*. Seções colunares foram confeccionadas e amostras coletadas em estações de amostragem representativas da zona costeira, ao passo que da zona costa-afora apenas seções delgadas foram analisadas. Trabalhos disponíveis na literatura sobre o tema e área em pauta também foram utilizados. A partir dos dados levantados, observou-se que os *beachrocks* são formados por diferentes camadas ao longo de um perfil vertical. Estas camadas são claramente identificadas em afloramento pela diferença existente na composição, textura e estruturas sedimentares peculiares a cada uma delas. Seções delgadas foram confeccionadas e analisadas a partir de amostras coletadas nas diferentes camadas de diversos afloramentos. Um afloramento foi escolhido como “afloramento modelo” – sendo este o de São Bento do Norte – por apresentar a maior espessura de rocha aflorante (1,9 m). Este tem sido muito bem estudado tanto no corrente trabalho quanto em trabalhos de outros autores. A este foram comparados todos os outros afloramentos analisados. A partir da análise micropetrográfica, foram identificadas 03 microfácies para os *beachrocks* do Rio Grande do Norte, sendo elas: Quartzarenítica (< 2,9% de bioclastos), Quartzarenítica Bioclástica (entre 3 e 9,9% de bioclastos) e Bio-quartzarenítica (> 10% de bioclastos). Associando essas microfácies às análises sedimentológicas realizadas foi possível propor que as microfácies Quartzarenítica e Bio-quartzarenítica foram depositadas em

zona de estirâncio enquanto que a microfácies Quartzarenítica Bioclástica foi depositada em zona de face litorânea superior. A história diagenética dos *beachrocks* estudados é marcada por quatro principais processos: compactação mecânica, cimentação, dissolução e geração de porosidade secundária, e oxidação. Dentre esses, o processo de cimentação é o mais importante, sendo caracterizado por precipitação de cimento de calcita rica em Mg sob cinco morfologias, a saber: cutículas criptocristalinas, franjas prismáticas isópacas, calcita espática microcristalina, calcita espática equante e agregados pseudo-peloidais. Todas estas morfologias foram formadas durante o estágio de eodiagênese, nas zonas freática marinha ativa ou freática meteórica ativa, corroborando assim com a idéia de que *beachrocks* têm sua litificação completa a pequenas profundidades. Associando as análises microfaciológicas às diagenéticas foi possível sugerir que a sucessão vertical de camadas vista em alguns *beachrocks* costeiros representam registros de variações de mais alta frequência do nível do mar durante o Holoceno. A partir daí, baseando-se em informações obtidas através de curvas de variação do nível do mar relativo no Holoceno para o Rio Grande do Norte, disponíveis na literatura, e na correlação aqui realizada entre os *beachrocks* costeiro e aqueles de zona costa-afora, foi possível inferir que estes últimos representam uma antiga linha de costa formada a idades relativas superiores a 7.000 anos A.P.

Palavras-chaves: *beachrocks*, microfácies, diagênese, variações do nível do mar, Rio Grande do Norte.

ABSTRACT

Beachrocks are sedimentary rocks originated by the cementation of beach sediments by calcium carbonate – especially, calcite and/or aragonite – in beach zone. These rocks are very common around all the world, but they are most concentrate in low latitudes regions, over all under 40°. The Rio Grande do Norte state has a large amount of beachrocks deposits, which are disposed on offshore and onshore zones. The onshore beachrocks deposits have been studied by a lot of researcher along the twentieth century, which dealt with innumerous subjects. On the other hand, although offshore beachrocks deposits have been studied by a few authors, these deposits are taken attention on the specialized literature only in recent years. However, there are no comparatives studies until present days that focus on geology and petrology of both beachrocks deposits: onshore and offshore. Thus, the current study proposes correlate the onshore beachrocks deposits with the offshore ones, basing on the petrography, diagenesis and sedimentological aspects. With this aim, a total of 260 km of littoral between Extremoz and Tibau municipal districts on the Rio Grande do Norte state were investigated, looking for any beachrocks outcrops. Columnar sections were made and samples were collected along of sampling stations that represents onshore zone, while the offshore zone ones only thin sections were analyzed. Papers of others authors that deal with similar themes and areas were consulted. With the obtained data, it was observed that the beachrocks are constituted by different layers that are disposed along the vertical profile. These layers are clearly identified on outcrop, over all by the difference on the composition, texture and sedimentary structures peculiars in each one of these layers. With samples collected in different layers on outcrops of the onshore zone, thin sections were made and analyzed. The São Bento do Norte beachrock was chosen as model outcrop, because it represents the thickest outcropping of such rocks (with 1,9 m thickness) among all others outcrops along all of the studied area. This specific outcrop has been studied by various authors and especially in this research it was used to correlate all data of others outcrops. With petrography analysis and basing on the amounts of bioclasts, it was possible identify 03 microfacies, which are named *Quartzarenítica* (< 2,9% bioclasts), *Quartzarenítica Bioclástica* (3,0 to 9,9% bioclasts) and *Bio-quartzarenítica* (> 10% bioclasts). Microfacies analyses in association with sedimentological data allowed propose that *Quartzarenítica* and *Bio-quartzarenítica* microfácies has its sedimentation on foreshore zone, while *Quartzarenítica Bioclástica* microfácies sedimentation was on upper shoreface zone. The diagenesis history of the studied beachrocks is represented by four mainly process: mechanical compaction,

cementation, dissolution and formation of secondary porosity, and oxidation. The most important process corresponds to cementation, which is characterized by precipitation of Mg-calcite into five morphologies: cryptocrystalline coatings, isopachous prismatic rims, microcrystalline spar calcite, equant spar calcite and pseudo-peloidal aggregates. All of these morphologies were formed during eodiagenesis stage, into active marine phreatic zone or active meteoric phreatic zone, that corroborates with idea that beachrocks are formed into the first meters depth. Based on microfaciological and diagenesis analyses was possible to say that vertical succession of layers presents in some beachrock outcrops on the studied area represent registers of relative sealevel changes of high frequencies for the Holocene. Thereafter, based on relative sealevel changes curves available on the literature it was possible to affirm that studied offshore beachrocks represent an ancient coastline, which age is upper to 7.000 years B.P.

Keywords: beachrocks, microfacies, diagenesis, sea level changes, Rio Grande do Norte.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1.	Mapa de localização da área em estudo e das estações de amostragem com geologia simplificada (Mapa geológico modificado de Angelim <i>et al.</i> 2007)	20
Figura 2.1.	Evolução da separação dos continentes Sul-Americano e Africano proposta por Françolim & Szatmati (1987)	27
Figura 2.2.	Evolução tectono-sedimentar das bacias do Nordeste Oriental do Brasil (Matos 1987)	28
Figura 2.3.	Bacias sedimentares interiores relacionadas à falha Portalegre e subsidiárias. Nota-se a subsidência e sedimentação no bloco a oeste da falha Portalegre (Nóbrega <i>et al.</i> 2005)	29
Figura 2.4.	Modelo para origem da discordância pós-Jandaíra. Em (A) está caracterizada a passagem do centro de espalhamento em frente à Bacia Potiguar, causando o aquecimento, o soerguimento e erosão dos sedimentos; Em (B), o início do resfriamento e subsidência da bacia após a passagem do centro de espalhamento (Cremonini & Karner 1995)	30
Figura 2.5.	Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto <i>et al.</i> 2007)	33
Figura 2.6.	Mapas de isolinhas referentes às médias anuais de (A) temperatura, (B) precipitação e (C) umidade relativa do ar (EMPARN 2010)	37
Figura 2.7.	Direções dominantes dos ventos no litoral setentrional do Rio Grande do Norte, e sua relação com a morfologia das dunas e velocidades dos ventos (Caldas 2002)	38
Figura 2.8.	Sistema de correntes ao longo da costa brasileira. A costa do Rio Grande do Norte é influenciada basicamente pela Corrente Norte do Brasil (CNB). Abreviaturas utilizadas: CES – Corrente Equatorial Sul; CB – Corrente do Brasil (Caldas 2002)	40
Figura 3.1.	(A) Afloramento de <i>beachrock</i> de pequenas dimensões paralelo à linha de costa e formado em zona de intermarés. (B) Detalhe do mesmo afloramento, realçando a camada com estratificação plano-paralela com mergulho subhorizontal. Notar a pequena espessura da camada. Praia de Ponta do Mel, Município de Porto do Mangue/RN	42

Figura 3.2.	Exemplos dos vários aspectos texturais apresentados por <i>beachrocks</i> . (A) Grãos predominantemente siliciclásticos com tamanhos variando de areia média a cascalho médio. Praia de São Cristóvão, Areia Branca/RN. (B) <i>Beachrock</i> formado por arcabouço com predomínio de bioclastos, sobretudo fragmentos de bivalves. Salina Diamante Branco, Galinhos/RN. (C) Camada de <i>beachrock</i> constituída exclusivamente por siliciclastos, bem selecionados. Praia de São Bento do Norte/RN. (D) Camada com quantidades variadas de siliciclastos e bioclastos, pobremente selecionados. Praia de São Bento do Norte/RN. (E) <i>Beachrock</i> bem selecionado, constituído principalmente por grãos de quartzo de granulometria fina a média. Praia de Pitangui, Extremoz/RN. (F) Grãos siliciclásticos com predomínio de quartzo e raros fragmentos de rocha. Praia de Tourinhos, São Miguel do Gostoso/RN	43
Figura 3.3.	Morfologia de cimento de calcita rica em Mg. (A) Cutículas criptocristalinas precipitadas no espaço intergranular e indicadas pela seta. Nicóis paralelos. (B) Franja prismática isópaca vista em MEV (Vieira & De Ros 2006)	46
Figura 3.4.	Morfologia de cimentos de calcita rica em Mg. (A) Cimento equante com mesocristais subédricos a anédricos de calcita. Nicóis paralelos. (B) Cimento equante de calcita rica em magnésio vista em MEV. (C) Preenchimento de poros criptocristalino ou micrítico, visto sob nicóis paralelos. (D) Preenchimento de poros criptocristalino ou micrítico visto em MEV. (E) Agregados pseudo-peloidais preenchendo espaço intergranular. Nicóis paralelos. (F) Agregados pseudo-peloidais visto em MEV. (G) Agregados radiais sob nicóis paralelos. (H) Agregados radiais vistos em MEV (Vieira & De Ros 2006)	47
Figura 3.5.	Morfologia de cimentos carbonáticos. (A) Agregados isolados e desorientados de cristais escalenoédricos de calcita rica em magnésio (Vieira & De Ros 2006). (B) Detalhe dos nódulos de aragonita vistos em MEV (Gischler 2007)	48
Figura 3.6.	Mapa de ocorrências de <i>beachrocks</i> ao redor do mundo (Vousdoukas <i>et al.</i> 2007)	48
Figura 3.7.	Perfil esquemático representando a distribuição e a relação entre as quatro maiores zonas eodiagenéticas de Longman (1980) (Gischler 2007)	49
Figura 3.8.	Processo e produtos característicos das zonas freática marinha, freática meteórica e vadosa meteórica, respectivamente, da esquerda para direita (Longman 1980)	50
Figura 3.9.	Exemplo de <i>beachrocks</i> atuando como proteção natural à zona costeira. Notar o efeito de atenuação da energia das ondas causado pela linha de <i>beachrocks</i> . Rabat, Marrocos (Foto: I. Cabral Neto)	55
Figura 3.10.	Barreira artificial construída com intuito de diminuir o efeito da erosão costeira, Praia de Areia Preta, Natal/RN (Foto: I. Cabral Neto)	56

Figura 3.11.	Extensa formação de <i>beachrocks</i> provocando alteração no caráter poroso do assoalho oceânico e/ou da praia. Rabat, Marrocos (Foto: I. Cabral Neto)	57
Figura 3.12.	Registro histórico de alguns dos primeiros mapas de ocorrências de <i>beachrocks</i> do litoral oriental do Rio Grande do Norte, nas proximidades de Natal, Pirangi e Cunhaú (respectivamente da esquerda para direita). Notar a presença de duas linhas de rochas: uma mais extensa e contínua (mais distante do continente) e outra mais curta e menos contínua próxima ao continente (Branner 1904)	59
Figura 3.13.	Curvas de variação do nível do mar relativo durante o Holoceno para o Rio Grande do Norte segundo (A) Bezerra <i>et al.</i> (2003) e (B) Caldas <i>et al.</i> (2006)	61
Figura 3.14.	Mapa de litofácies dos <i>beachrocks</i> da região norte do Rio Grande do Norte (Vieira <i>et al.</i> 2007)	62
Figura 3.15.	Carta imagem da plataforma setentrional adjacente ao Rio Grande do Norte. <i>Beachrocks</i> correspondem aos corpos delimitados pelas linhas branca e vermelha (Cabral Neto 2007)	63
Figura 4.1.	Fotomicrografias de amostras da microfácies Quartzarenítica. (A) Fragmento de alga vermelha da família <i>Corallinaceae</i> . Este é o bioclasto mais comum presente nesta microfácies (lâmina IM-SB-021B, nicóis paralelos). (B) Visão geral típica de <i>beachrock</i> da submicrofácies quartzarenito (QZq). Observar o predomínio de siliciclastos com destaque para grande quantidade de quartzo (lâmina IM-PM-020B, nicóis cruzados). (C) Quartzo policristalino com textura alongada, típica de derivação metamórfica (lâmina IM-RZ-001, nicóis cruzados). (D) Fragmento de rocha paraderivado muito comum nesta microfácies. Trata-se de fragmento retrabalhado de arenito ferruginoso da Formação Barreiras (lâmina IM-SB-021A, nicóis paralelos). (E) Seção característica da submicrofácies subarcósio, a qual apresenta quantidade relativamente elevada de feldspatos (lâmina IM-RZ-002, nicóis cruzados). (F) Exemplo de seção da submicrofácies subarcósio (QZa) onde ocorre aumento relativo na quantidade de fragmentos de rocha. Ver grande fragmento que sozinho representa cerca de 60% da foto (lâmina IM-RZ-001, nicóis paralelos)	68
Figura 4.2.	Fotomicrografias da microfácies Quartzarenítica Bioclástica (QB). (A) Alga calcária vermelha da família <i>Corallinaceae</i> . Juntamente com os foraminíferos bentônicos, são os bioclastos mais abundantes nesta microfácies (lâmina IM-SB-022A, nicóis paralelos). (B) Foraminífero bentônico da subordem <i>milioliina</i> , bastante comum na microfácies QB (lâmina IM-RZ-002, nicóis paralelos). (C) Microclina com seu padrão característico de geminação tipo xadrez e alteração interna para flocos de illita (microcristais amarelos de alta reflectância). Microclina representa o feldspato mais comum presente na microfácies QB (lâmina IM-SB-023b, nicóis cruzados). (D) Submicrofácies quartzarenito (QBq). Os grãos do arcabouço são compostos predominantemente por siliciclastos e bioclastos. Notar a quantidade relativamente elevada de bioclastos nesta microfácies, se comparada à QZq (lâmina IM-GL-024A, nicóis paralelos). (E) Submicrofácies subarcósio (QBa): marcada pela quantidade elevada de	70

feldspatos (lâmina IM-SB-022B, nicóis cruzados). (F) Submicrofácies sublitoarenito (QBI) caracterizada pela grande quantidade de fragmentos de rocha (lâmina IM-PM-020A, nicóis cruzados). Abreviação utilizada: Bio – bioclasto, feld – feldspato, qz – quartzo, frx – fragmento de rocha

- Figura 4.3. Fotomicrografias da microfácies Bio-quartzarenítica (BQ). (A) Submicrofácies subarcósio (BQa): apresenta quantidades relativamente elevadas de bioclastos e fragmentos de rocha, particularmente de paraderivados. Notar o fragmento de rocha (frx) derivado de *beachrock*, o qual é composto por bioclastos e siliciclastos (lâmina IM-TOU-019B, nicóis paralelos). (B) Fragmentos de bivalvíos com estrutura interna bem preservada presentes na submicrofácies quartzarenito (BQq). O bom estado de preservação se deve a composição de suas carapaças, sendo elas de calcita rica ou pobre em Mg (lâmina IM-SB-023B, nicóis paralelos). (C) Seção basal de gastrópode, raro exemplar presente nesta microfácies. Apesar de ocorrerem em diversos ambientes aquáticos, tais bioclastos são mais comuns em águas com salinidade normal (lâmina IM-SB-023B, nicóis cruzados). (D) Foraminífero bentônico da subordem *Rotaliacea*, os quais são encontrados principalmente na zona fótica. A excelente preservação sugere composição predominantemente calcítica para carapaça deste microorganismo (lâmina IM-RZ-002, nicóis cruzados) 71
- Figura 4.4. Seções colunares dos principais afloramentos de *beachrocks* ao longo do litoral do Rio Grande do Norte. Seções 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8 extraídas de Vieira *et al.* (2007) 74
- Figura 4.5. Vasta exposição de *beachrocks* na Praia de Pitangui, Município de Extremoz/RN, com destaque para (A) morfologia típica em forma de lajedo, com pouca representatividade em perfil vertical, e (B) estratificação cruzada acanalada de pequeno porte 75
- Figura 4.6. Afloramento de *beachrock* em zona intermarés da Praia de Perobas, Touros/RN. Apresenta exposição em forma de lajedo com dimensões relativamente pequenas 76
- Figura 4.7. Afloramento de *beachrock* com feição erosional “*spitzkarren*”. Em (A) temos uma visão geral do afloramento, com morfologia resultante do intenso processo erosivo atuante e, em (B), um detalhe da feição erosiva “*spitzkarren*”. Notar as pequenas crateras que são formadas pela dissolução da rocha 77
- Figura 4.8. Afloramento modelo do *beachrock* de São Bento do Norte. A seção colunar evidencia as características texturais, as estruturas sedimentares e a quantidade relativa de bioclastos presentes em cada camada. A sequência de fotos à direita retrata a aparência típica de cada camada 79
- Figura 4.9. Perfil esquemático da Praia de São Cristóvão com indicação do local de formação de *beachrock*. Água salgada fica acumulada nesse mesmo local durante baixa-mar e pode favorecer a precipitação de cimento carbonático ... 80

Figura 4.10.	Afloramento de <i>beachrock</i> da Praia de Baixa Grande, Areia Branca/RN. A morfologia e disposição em zona superior de pós-praia deste <i>beachrock</i> favorecem a proteção natural à zona costeira	81
Figura 4.11.	Afloramento de <i>beachrock</i> da Praia de Upanema 2, Areia Branca/RN. Notar a camada basal texturalmente mais fina e camada superior mais grossa, com estratificação cruzada acanalada. Bioclastos são raros em ambas as camadas	82
Figura 4.12.	Afloramento modelo de São Bento do Norte com indicação das microfácies e suas respectivas zonas de deposição, segundo interpretação desenvolvida no corrente estudo. Abreviações utilizadas: BQ – microfácies Bioquartzarenítica; QB – microfácies Quartzarenítica Bioclástica; QZ – microfácies Quartzarenítica	85
Figura 4.13.	(A) Modelo de perfil das zonas de praia a costa-afora. (B) Modelo de sucessão vertical de fácies com raseamento para o topo (Walker & Plint 1992)	87
Figura 5.1.	Tipos de porosidade primária observados, evidenciados pela tonalidade azulada. (A) Porosidade primária interpartícula (lâmina IM-UM-006, nicóis paralelos). (B) Porosidade primária intrapartícula contida principalmente em bioclastos (lâmina IM-SB-023b, nicóis paralelos)	93
Figura 5.2.	(A) Cutículas criptocristalinas, ocorrem como “massa” amarronzada ao redor dos grãos do arcabouço (lâmina IG-UC-011.1, NP). (B) Cutículas criptocristalinas como primeira morfologia de cimento precipitada (lâmina IG-UC-011.1, NX). (C) Franja prismática isópaca ao redor de siliciclastos (lâmina IM-SB-023b, NX). (D) Franjas prismáticas isópacas bem desenvolvidas ao redor de bioclastos (lâmina IM-TOU-019b, NP). (E) Espessa franja prismática isópaca ao redor de siliciclato (lâmina IM-RZ-001, NX). (F) Registro de múltiplas fases de precipitação de franjas prismáticas isópacas (lâmina IM-RZ-001, NX). (G) Calcita espática microcristalina precipitada no centro dos poros e sobre franjas prismáticas isópacas (lâmina IM-RZ-002, NX). (H) Calcita espática microcristalina preenchendo completamente espaço poroso (lâmina IG-UM-008, NP). Abreviações utilizadas: NP – nicóis paralelos; NX – nicóis cruzados	96
Figura 5.3.	(A) Calcita espática equante com mesocristais euédricos a subédricos (lâmina IM-RZ-002, NX). (B) Calcita espática equante precipitada no espaço intergranular de amostra da microfácies BQ (lâmina IG-UC-11.1, NX). (C) Cristais de calcita espática equante bem desenvolvidos no interior dos poros (lâmina IG-UM-9.3, NX). (D) Agregado pseudo-peloidal precipitado no interior dos poros e apresentando registros de micritização intensa (lâmina IG-UM-3.1, NP). (E) Detalhe do agregado pseudo-peloidal (lâmina IG-UT-2.3, NP). (F) Agregado pseudo-peloidal precipitado no interior de porosidade secundária (lâmina IG-UT-2.3, NP). (G) Porosidade secundária interpartícula evidenciada por presença de poros agigantados (lâmina IM-SB-023b, NP). (H) Porosidade secundária gerada pela dissolução de cimento e grãos instáveis do arcabouço (lâmina IM-SB-022b, NP). Abreviações utilizadas: NP – nicóis paralelos; NX – nicóis cruzados ...	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1.	Amostras de <i>beachrocks</i> de zona costeira estudadas neste trabalho. Estação de amostragem corresponde à localização espacial na Figura 1 (Coordenadas UTM, Datum SAD-69)	22
Tabela 1.2.	Amostras de <i>beachrocks</i> de zona costa-afora estudadas neste trabalho. Estação de amostragem corresponde à localização espacial na Figura 1 (Coordenadas UTM, Datum SAD-69)	23
Tabela 1.3.	Trabalhos que serviram de base para caracterização de parâmetros composicionais e texturais	23
Tabela 4.1.	Nomenclaturas de microfácies e submicrofácies empregadas neste trabalho..	64
Tabela 4.2.	Síntese da descrição micropetrográfica das amostras analisadas. As lâminas provenientes de <i>beachrocks</i> de zona costa-afora estão em cinza, enquanto que as provenientes daqueles de zona costeira estão em branco	65
Tabela 4.3.	Idades ¹⁴ C de bivalvíos presentes em <i>beachrocks</i> da área estudada	83
Tabela 5.1.	Síntese dos processos e produtos diagenéticos identificados nos <i>beachrocks</i> estudados. As lâminas provenientes de <i>beachrocks</i> de zona costa-afora estão em cinza, enquanto que as provenientes daqueles de zona costeira estão em branco	90

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	17
1.1.	Apresentação, Justificativas e Objetivos Gerais	17
1.2.	Objetivos Específicos	18
1.3.	Localização da Área de Estudo	18
1.4.	Métodos Empregados e Base de Dados	19
1.4.1.	Base de dados	22
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO E FISIAGRÁFICO	24
2.1.	Geologia do Pré-Quaternário na Área de Estudo: Bacia Potiguar	24
2.1.1.	Evolução tectono-sedimentar	24
2.1.2.	Modelos geodinâmicos	26
2.1.3.	Estratigrafia simplificada	31
2.1.3.1.	Grupo Areia Branca	31
2.1.3.2.	Grupo Apodi	32
2.1.3.3.	Grupo Agulha	32
2.2.	Geologia do Quaternário na Área de Estudo	33
2.2.1.	Formação Potengi	33
2.2.2.	<i>Beachrocks</i>	34
2.2.3.	Depósitos eólicos	35
2.2.4.	Sedimentos praias	35
2.3.	Fisiografia	36
2.3.1.	Clima	36
2.3.2.	Hidrografia	36
2.3.3.	Ventos	37
2.3.4.	Ondas	38
2.3.5.	Correntes marinhas	39
3.	<i>BEACHROCKS</i> : O Estado da Arte	41
3.1.	Características Gerais	41
3.2.	Ocorrência e Distribuição ao Redor do Mundo	46
3.3.	Origem e Química	49
3.3.1.	Química	52
3.4.	Significado Paleoambiental	53
3.4.1.	Impactos na dinâmica costeira	54
3.5.	<i>Beachrocks</i> do Rio Grande do Norte: Panorama Atual	58
4.	PETROGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA E IDADE DOS <i>BEACHROCKS</i> DO RIO GRANDE DO NORTE	64
4.1.	Microfácies	67
4.2.	Seções colunares e afloramento modelo de São Bento do Norte	72
4.3.	Idades ¹⁴ C dos <i>beachrocks</i> costeiros do Rio Grande do Norte	83
4.4.	Integração dos dados e discussões preliminares	83
5.	DIAGÊNESE	89
5.1.	Compactação	92

5.2.	Cimentação	93
5.3.	Dissolução e geração de porosidade secundária	98
5.4.	Oxidação	100
5.5.	Evolução diagenética	100
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	103
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106
	ANEXO 1 – Artigo aceito pela revista <i>Quaternary and Environmental Geoscience</i>	116
	ANEXO 2 – Artigo submetido à <i>Revista Brasileira de Geociências</i> em 16.11.2010	126

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação, Justificativas e Objetivos Gerais

Beachrocks são rochas sedimentares formadas tipicamente em ambientes litorâneos, sobretudo em zonas de estirâncio. A presença dessas rochas é bastante comum no cenário costeiro brasileiro, principalmente na região nordeste, onde afloramentos já vêm sendo identificados e estudados da Bahia ao Ceará desde o início do século passado (p.ex. Branner 1904).

Vital (2009) chama atenção para a riquíssima diversidade de depósitos sedimentares presentes na costa do Rio Grande do Norte, dentre os quais a vasta exposição de *beachrocks*. Em seu sentido genético, a formação de *beachrocks* se restringiria às regiões costeiras, dentro do limite da zona de praia, entre maré alta e maré baixa. Porém, estudos realizados nas últimas décadas comprovaram a existência de depósitos de *beachrocks* em região costa-afora da plataforma continental adjacente ao Rio Grande do Norte (p.ex. Cabral Neto *et al.* 2006, Santos *et al.* 2007, Cabral Neto 2007, Cabral Neto *et al.* 2010a,b).

Estudos nessas rochas são bastante importantes, tanto do ponto de vista científico quanto do econômico. A seguir apresentamos alguns dos motivos para se estudar *beachrocks*: (i) A influência que exercem sobre a evolução costeira e a biota marinha (Cooper 1991); (ii) O significado dos mesmos como indicadores da posição do nível do mar relativo (Hopley 1986); (iii) A oportunidade que os mesmos fornecem para estudar o ambiente diagenético raso (Longman 1980) e, em conseqüência, compreender melhor os processos de formação de rochas hospedeiras de muitos depósitos minerais (p.ex.: água, óleo, gás, ferro, chumbo, zinco, etc.); (iv) Entender a natureza, o clima e a história tectônica da rocha fonte através de estudos de proveniência; (v) Inferir a proveniência de carbonatos costeiros a partir do estudo do agente cimentante (Vousdoukas *et al.* 2007); (vi) Inferir os mecanismos de transporte e as zonas de deposição dos sedimentos que deram origem a essas rochas, etc.

Apesar de relatos de depósitos de *beachrocks* terem sido publicados desde o início do século XIX (p. ex., Chamisso 1821), o fato é que, o número de trabalhos científicos abordando essa temática tem crescido exponencialmente no decorrer das últimas décadas. Essa proporção tem sido claramente constatada em nível de Brasil, sobretudo a partir da década de 90 (para maiores detalhes *vide* capítulo 3 da corrente dissertação). Vousdoukas *et al.* (2007), em excelente artigo, analisaram inúmeros trabalhos publicados em diversas partes do globo a respeito

especificamente de *beachrocks*. Dentre os mais de cem trabalhos por eles analisados, nenhum se refere a depósitos de *beachrocks* presentes em zona costa-afora. Este fato reflete visivelmente a carência de informações atualmente disponíveis sobre a ocorrência de *beachrocks* em zonas costa-afora. Essa carência pode ser justificada pelas dificuldades extremas intrínsecas ao ambiente de trabalho em regiões marinhas, principalmente ao tratar com análises de um tipo de rocha tão peculiar, que são os *beachrocks*. Entretanto, assim como os depósitos de *beachrocks* presentes em zona costeira, tais depósitos quando presentes em regiões marinhas, sobretudo em zonas costa-afora, podem ser facilmente confundidos com outras feições ou depósitos, como, por exemplo, recifes de corais. Isto pode ser comum quando se utilizar, única e exclusivamente, dados de sensores remotos para interpretar feições plataformais submarinas. Dificuldade ainda maior, em se trabalhar com depósitos de *beachrocks* de zonas costa-afora, remete à dificuldade em se reconhecer estruturas sedimentares e, dessa forma, interpretar precisamente o ambiente de deposição dos sedimentos que geraram tais rochas.

Sendo assim, a presente dissertação de mestrado, inserida nos projetos “*Caracterização Fisiográfica da Plataforma Continental: áreas Touros (NE) e Foz do Amazonas (N) - Sigla: PLAT-NNE (REDE 05-FINEP-CTPETRO)*” e “*Mapeamento e Caracterização de Recifes da Plataforma Continental Jurídica Brasileira - Sigla: RECIFES (CAPES/CGPE/CII/Ciências do Mar)*”, objetiva de maneira mais abrangente colaborar para a ampliação do conhecimento acerca da plataforma continental adjacente ao Rio Grande do Norte, bem como contribuir para aprofundar o conhecimento acerca de depósitos de *beachrocks* encontrados nesta plataforma continental.

1.2. Objetivos Específicos

A corrente dissertação tem como objetivos específicos caracterizar petrograficamente, de forma meso- (escala de afloramento) e microscópica, os *beachrocks* encontrados ao longo de toda a costa norte e de parte da costa leste (a norte de Natal) do Rio Grande do Norte, bem como correlacioná-los aos depósitos encontrados na zona costa-afora, entre a região de Tibau e Pitangui/RN.

1.3. Localização da Área de Estudo

A área de estudo abrange parte do litoral oriental e todo litoral setentrional do Rio Grande do Norte, sendo composta tanto pela porção costeira quanto pela zona costa-afora, até a isóbata de 25 m. Tomando por base o continente, a área é limitada pelas praias de Pitangui, a SE, e

Pernambuquinho, a NW (Figura 1.1). A porção costeira cobre uma área de 265 km de extensão, representando cerca de 70% do litoral norte-rio-grandense. O acesso a partir de Natal é feito através das rodovias BR-101, que dá acesso ao extremo leste da área em estudo, BR-406, que dá acesso a porção central passando por Macau (190 km de Natal) e BR-304, que dá acesso ao extremo oeste passando por Tibau (320 km de Natal).

1.4. Métodos Empregados e Base de Dados

Para o desenvolvimento do presente estudo, a sistemática metodológica adotada consistiu de cinco etapas:

- I. Etapa preliminar: pesquisa bibliográfica sobre os seguintes temas:
 - a. *Beachrocks*: origem, ocorrência, mecanismos de formação, implicações geológicas e ambientais;
 - b. Geologia e petrografia de rochas sedimentares: textura, composição, diagênese e classificação;
 - c. Depósitos sedimentares transicionais;
 - d. Fácies e sistemas deposicional de praia: principais estruturas sedimentares geradas, zonas de deposição, modelos propostos;
 - e. Estratigrafia de sequências: aplicada aos sistemas deposicionais parálicos.

Durante essa pesquisa bibliográfica, diversos trabalhos foram consultados, dentre os quais incluíram livros técnicos, artigos em periódicos, monografias, dissertações e teses. Os principais estão citados ao longo do texto e referidos ao final desta dissertação. O portal Periódicos CAPES© (www.periodicos.capes.gov.br) foi empregado como principal fonte para pesquisa de artigos científicos.

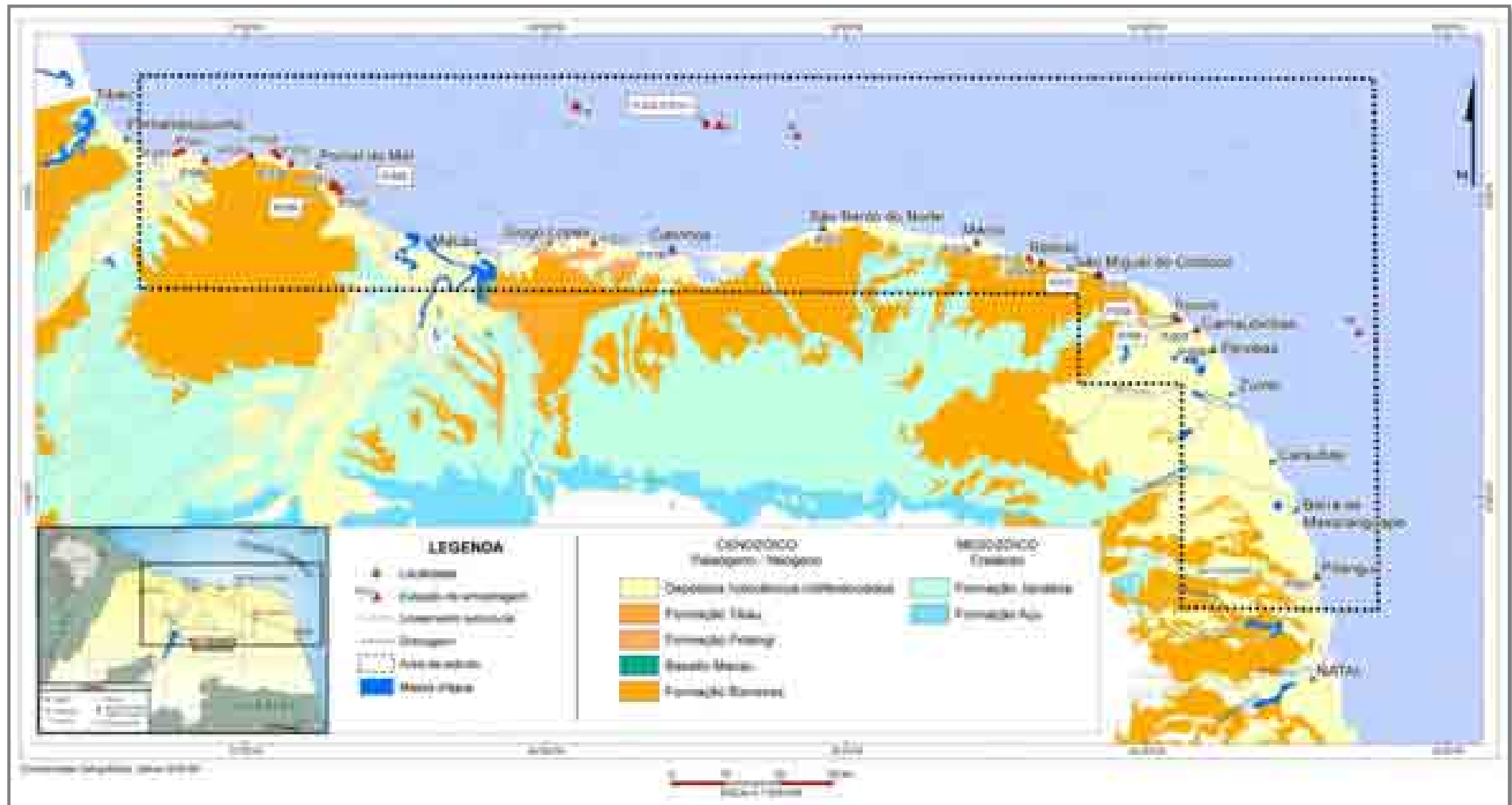


Figura 1.1. Mapa de localização da área em estudo e das estações de amostragem com geologia simplificada (Mapa geológico modificado de Angelim *et al.* 2007).

II. Etapa de Gabinete:

- a. Compilação das informações mais importantes à temática em questão obtidas através de pesquisa bibliográfica;
- b. Levantamento e identificação de afloramentos de *beachrocks* na zona costeira do Rio Grande do Norte mencionados em trabalhos prévios;
- c. Confecção de mapa-base em plataforma SIG e estabelecimento de esquema de amostragem para servir de base à etapa de campo.

III. Etapa de Campo:

- a. Visando à descrição de afloramentos e à coleta de amostras, de acordo com o plano traçado na etapa anterior.

IV. Etapa de Laboratório:

- a. Confecção de lâminas delgadas utilizando-se de corante azul para evidenciar a porosidade, e sem lamínula para ensaios com soluções;
- b. Descrição dessas lâminas com ênfase na identificação dos principais constituintes petrográficos, na classificação litológica e na quantificação do espaço poroso; e,

V. Etapa Final:

- a. Integração dos dados obtidos nas etapas anteriores, visando identificar possíveis domínios litológicos distintos, e correlação entre os depósitos submersos e os costeiros;
- b. Elaboração de dissertação de mestrado e trabalhos técnico-científicos. Como resultado desta pesquisa, dois artigos foram submetidos a revistas científicas. O primeiro (Anexo 1) já foi aceito e está em fase de edição pela revista *Quaternary and Environmental Geoscience*. O segundo (Anexo 2), submetido recentemente à *Revista Brasileira de Geociências*, está em fase de avaliação. Ambos são voltados aos *beachrocks* de zona costa-afora do Rio Grande do Norte. No entanto, é pretendido o lançamento mais breve possível de outro artigo, cujo foco principal será a correlação entre ambos os depósitos: os costeiros e aqueles de zona costa-afora, totalizando, dessa forma, três artigos publicados.

Cabe aqui salientar que, a diagramação da presente dissertação segue as “*Normas para redação da dissertação de mestrado*” fornecidas pela coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica-PPGG.

1.4.1. Base de dados

- Mapeamento/localização de afloramentos

Por se tratar de corpos de dimensões relativamente pequenas, os *beachrocks* da região litorânea (*onshore*) do Rio Grande do Norte não aparecem nos mapas geológicos nas escalas atualmente disponíveis (inferior a 1:250.000). Sendo assim, os principais trabalhos que têm focado tais depósitos (Bezerra *et al.* 2003; Vieira 2005; Caldas *et al.* 2006; Santos *et al.* 2007; Cabral Neto 2007) foram utilizados para a identificação de afloramentos e obtenção de dados complementares a este estudo.

- Coleta de amostras

Nos *bechrocks* de zona costeira, um total de 50 amostras foi coletado em 25 estações de amostragem (Tabela 1.1; Figura 1.1). Nos afloramentos escarpados, seções colunares foram levantadas e as amostras foram coletadas em diferentes intervalos.

Tabela 1.1. Amostras de *beachrocks* de zona costeira estudadas neste trabalho. Estação de amostragem corresponde à localização espacial na Figura 1 (Coordenadas UTM, Datum SAD-69).

ESTAÇÃO DE AMOSTRAGEM	LOCAL	NOME DA AMOSTRA	AMOSTRAS COLETADAS	X	Y	ZONA
P.001	Pitangui	IM-PI-009A/009B	2	254420	9377092	25S
P.006	Perobas	IM-PB-010A/010B/011A/011B	4	235095	9418760	25S
P.007	Carnaubinhas	IM-CR-012A/012B	2	232083	9422406	25S
P.008	Touros	IM-TO-013A/013B	2	228683	9424218	25S
P.009	Touros	IM-TO-014A/014B	2	227965	9424854	25S
P.011	São José	IM-SJ-015A/015B/016A/016B	4	213763	9432566	25S
P.012	São José	IM-SM-017A/017B	2	214207	9432380	25S
P.014	Reduto	IM-RD-018A/018B	2	203334	9434636	25S
P.015	Tourinhos	IM-TOU-019A/019B	2	201067	9435424	25S
P.016	Marco	IM-PM-020A/020B	2	191377	9438328	24S
P.017	São Bento do Norte	IM-SB-021A/021B/ 022A/022B/023A/023B	6	828349	9440906	24S
P.018	Galinhos	IM-GL-024A/024B	2	800498	9437034	24S
P.022	Minhoto	IM-MI-026	1	786025	9438350	24S
P.028	Dunas do Rosado	IM-DR-028	1	731930	9447892	24S
P.029	Dunas do Rosado	IM-DR-029	1	738478	9448788	24S
P.030	Dunas do Rosado	IM-DR-030	1	738141	9449278	24S
P.031	Dunas do Rosado	IM-DR-031	1	737980	9449528	24S
P.034	Ponta do Mel	IM-PML-032	1	730184	9453082	24S
P.035	São Cristóvão	IM-SC-033/034	2	727884	9454630	24S
P.036	São Cristóvão	IM-SC-035/036	2	727077	9455280	24S
P.038	Redonda	IM-RDD-037/038	2	722711	9454670	24S
P.040	Baixa Grande	IM-BG-039/040	2	714207	9453796	24S
P.041	Upanema	IM-UP-041/042	2	710073	9455632	24S
P.042	Upanema	IM-UP-043/044	2	708960	9455140	24S

Por outro lado, nos *beachrocks* de zona costa-afora, 26 amostras provenientes de 13 estações de amostragem foram utilizadas nesta pesquisa (Tabela 1.2). Dessas, 22 correspondem à porção setentrional e 04 correspondem à porção oriental da área em estudo (Figura 1.1). O esquema de amostragem adotado para *beachrocks* de zona costa-afora consistiu em coletar, de maneira aleatória, o maior número possível de amostras em cada uma das diferentes regiões (Conceição, Minhoto, Tubarão e Risca do Zumbi). A coleta foi realizada por mergulhador profissional, devidamente equipado, munido de marreta, talhadeira e sacos plásticos.

Tabela 1.2. Amostras de *beachrocks* de zona costa-afora estudadas neste trabalho. Estação de amostragem corresponde à localização espacial na Figura 1 (Coordenadas UTM, Datum SAD-69).

ESTAÇÃO DE AMOSTRAGEM	LOCAL	NOME DA AMOSTRA	AMOSTRAS COLETADAS	X	Y	ZONA
A	Urca da Conceição	IG-UC-010.1/010.2	2	809123	9459806	24S
B	Urca da Conceição	IG-UC-011.1	1	823694	9457926	24S
C	Urca do Minhoto	IG-UM-003.1	1	806811	9460252	24S
D	Urca do Minhoto	IG-UM-004.1	1	806838	9460214	24S
E	Urca do Minhoto	IG-UM-005.1	1	806856	9460252	24S
F	Urca do Minhoto	IG-UM-006.1	1	806912	9460234	24S
G	Urca do Minhoto	IG-UM-007.1	1	806935	9460204	24S
H	Urca do Minhoto	IG-UM-008.1/008.2	2	806952	9460241	24S
I	Urca do Minhoto	IG-UM-008.3/008.4	2	806989	9460228	24S
J	Urca do Minhoto	IG-UM-009.1/009.2/009.3	3	809454	9459726	24S
K	Urca do Tubarão	IG-UT-001.1/001.2/001.3/001.5	4	782671	9463632	24S
L	Urca do Tubarão	IG-UT-002.1/002.2/002.3	3	783159	9463370	24S
M	Risca do Zumbi	IM-RZ-001/002/003/005	4	262236	9421666	25S

- Análise petrográfica

Para análise dos parâmetros composicionais e texturais dos *beachrocks* estudados, os seguintes trabalhos foram empregados (Tabela 1.3):

Tabela 1.3. Trabalhos que serviram de base para caracterização de parâmetros composicionais e texturais.

	PARÂMETRO	TRABALHOS UTILIZADOS
COMPOSIÇÃO	Cimento e matriz	Vieira & De Ros (2006)
	Porosidade	Scholle (1979)
TEXTURA	Granulometria	Wentworth (1922)
	Grau de seleção	Folk (1974)
	Arredondamento e esfericidade	Powers (1953)
	Empacotamento	Kahn (1956)
	Maturidade mineralógica	Cabral Neto <i>et al.</i> (2010b)
	Maturidade textural	Folk (1974)
	Classificação	McBride (1963)

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E FISIOGRÁFICO

2.1. Geologia do Pré-Quaternário na Área de Estudo: Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar, localizada no extremo leste da margem equatorial brasileira, compreende uma área de 49.000 km² inserida em parte dos estados do Ceará e do Rio Grande do Norte. Dessa área, 26.500 km² encontram-se em porção submersa e 22.500 km² correspondem à porção emersa. Essa bacia é limitada a sul e oeste pelo embasamento cristalino pré-cambriano, e a norte pela isóbata de 2.000 m. O Alto de Fortaleza a separa da Bacia do Ceará, a noroeste, enquanto que o Alto de Touros define seu limite leste (Pessoa Neto *et al.* 2007). A Bacia Potiguar apresenta particularidades bem definidas, marcadas por uma tectônica tipo *pull-apart* para sua porção costa-afora, enquanto que na porção continental tem se evidenciado um sistema de rifte tipo intracontinental e, juntamente com as bacias do Recôncavo, Rio do Peixe, Tucano, Jatobá e Sergipe-Alagoas, situa-se no contexto do Sistema de Rifte do Nordeste Brasileiro (Matos 1992).

A Bacia Potiguar é controlada por falhas profundas (Matos 1989) que continuam na direção da plataforma continental, onde se desenvolve uma sedimentação de margem passiva. O arcabouço estrutural da bacia é constituído por um conjunto de grabens assimétricos (Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista), de direção NE-SW, levemente oblíquos aos principais lineamentos do embasamento cristalino. Os grabens são separados por altos do embasamento formados por litotipos diversos, soerguidos por falhas normais, denominados de Canudos, Quixaba, Mossoró, Serra do Carmo e Macau. Esta estrutura denominada de Rifte Potiguar é limitada a leste e a oeste pelas falhas Carnaubais e Areia Branca, respectivamente, que constituem um duplo sistema de falhas lítricas normais, que teriam se desenvolvido durante a reativação mesozóica de zonas de cisalhamento neoproterozóicas (Matos 1987).

2.1.1. Evolução tectono-sedimentar

A sedimentação cretácea no Estado do Rio Grande do Norte tem como registros os sedimentos da Bacia Potiguar – entidade tectônica representante das bacias sedimentares da margem equatorial brasileira que evoluíram até formar as bacias sedimentares de margem passiva –, e os sedimentos das bacias isoladas no interior do continente (riftes abortados) representados pelas bacias Gangorra, Rafael Fernandes e Coronel João Pessoa. Estas bacias foram estruturadas no Mesozóico a partir da reativação de zonas de cisalhamento brasileiras e

representam testemunhos do episódio de abertura do Oceano Atlântico, que culminou com a separação entre as placas Sul-Americana e Africana.

Para o Mesozóico, dois modelos geodinâmicos são bastante difundidos: Françolin & Szatimari (1987) e Matos (1992, 1999). O primeiro assume uma rotação horária do continente Sul-Americano em relação ao Africano, implicando compressão e distensão. O segundo admite uma evolução puramente extensional (NW-SE e E-W), possuindo três estágios evolutivos: Sin-Rifte I, II e III.

Segundo Bertani *et al.* (1990), o processo de formação da Bacia Potiguar pode ser dividido em três estágios evolutivos principais, denominados por Pessoa Neto *et al.* (2007) de Supersequências Rifte, Pós-Rifte e Drifte.

Supersequência Rifte

Composta pelas formações Pendência e Pescada, corresponde à fase Sin-Rifte II de Matos (1992). De acordo com Pessoa Neto *et al.* (2007), compreende as fases Rifte I e II. A fase Rifte I (Neoberriasiano/Eobarremiano) é caracterizada por um regime tectônico de estiramento crustal. Nessa fase desenvolvem-se falhas normais, com até 5.000 m de rejeito, definindo meio-grabens assimétricos e altos internos de direção geral NE-SW. A fase Rite II (Neobarremiano/Eoaptiano) é caracterizada pela implantação do regime transcorrente/transformante. Tal regime foi responsável pelo deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia, ao mesmo tempo em que causa levantamento e erosão na porção emersa, a qual se comporta como uma ombreira do novo rifte.

Ao longo desses grabens, implatou-se uma sedimentação continental constituída de folhelhos lacustres, arenitos flúvios-deltaicos e planícies fluviais, pertencentes à Formação Pendência. Na porção emersa da bacia, ao longo das grandes falhas de borda do graben na porção sudeste, ocorrem espessos depósitos de leques aluviais e *fan-deltas*. Na porção submersa, encontram-se sedimentos do estágio Rifte, nos andares Buracica, Jiquiá e Alagoas inferior. Estas últimas são denominadas informalmente de Seção Pescada, distribuídos ao longo de toda a bacia submersa, a partir do bloco baixo da falha normal homônima (Teixeira 1990).

Supersequência Pós-Rifte

De idade do Aptiano ao Albiano, esta fase foi marcada por um regime tectônico de relativa quietude, caracterizado por subsidência termal devido ao início do processo do resfriamento da litosfera, previamente distendida e aquecida no estágio Rifte. Depositaram-se,

neste estágio, os folhelhos e calcários lagunares, com influência marinha, intercalados por arenitos deltáicos, pertencentes à Formação Alagamar. A seção superior desta unidade representa a primeira entrada marinha na Bacia Potiguar. Essa sequência se encerra com uma discordância angular de caráter regional.

Supersequência Drifte

Ocorrendo do Albiano ao Pleistoceno, corresponde ao estágio de deriva continental, caracterizado por uma sedimentação marinha fraca. O regime tectônico controlador deste estágio é o de subsidência termal e compensação isostática (Chang *et al.* 1988), típico do contexto de margem passiva. O preenchimento sedimentar da bacia pode ser dividido em duas seqüências: transgressiva e regressiva. A fase transgressiva (Albiano-Neocampaniano) é representada pelas formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana, retratando a passagem lateral de sistemas fluviais, costeiros, plataformais, até marinho profundo. A segunda seqüência, com caráter regressivo, instalou-se na bacia a partir do Neocampaniano, sendo representada pelas formações Tibau-Guamaré-Ubarana, um sistema composto de leques costeiros-plataforma-talude-bacia. Esta seqüência tem abrangência continental, podendo ser encontrada com as mesmas características acima descritas em praticamente todas as bacias da margem continental brasileira (Araripe & Feijó 1994). Intercalados nesta seqüência encontram-se os arenitos da Formação Barreiras e derrames basálticos da Formação Macau.

2.1.2. Modelos geodinâmicos

A hipótese elaborada por Françolin & Szatmari (1987) parte que a evolução destas bacias se originou no Jurássico Superior, através de um fraturamento originado na porção sul do Supercontinente Gondwana, com movimentação divergente E-W (Figura 2.1A). No Cretáceo Inferior, o afastamento continental teria sido a sul, ocorrendo, desta forma, uma rotação horária na placa sul-americana em relação à africana, originando, assim, um pólo de rotação na Província Borborema (Figura 2.1B). Simultaneamente, as falhas de direção NE-SW brasileiras (as mais importantes, pois condicionaram a abertura do Rifte Potiguar e tem como representante principal a Falha de Portalegre-Carnaubais responsável pela origem do Graben de Pendência), foram reativadas com movimentação transtensional em seu extremo NE e transpressional na sua porção SW. O limite entre esses dois regimes seria marcado pelo Magmatismo Ceará-Mirim de direção E-W (Gomes *et al.* 1981).

No Aptiano, o pólo de rotação teria migrado para noroeste (litoral do Amapá), finalizando a movimentação/cinemática vigente no Cretáceo Inferior e a sedimentação na porção continental da bacia (Figura 2.1C). De acordo com Bertani *et al.* (1990), é nesta fase que ocorrem reativações de altos internos, culminando com uma extensa discordância regional e deposição com subsidência contínua, na porção costa-afora, condicionada pelas falhas de direção E-W. É nesta fase que a Seqüência Proto-Oceânica de Asmus & Guazelli (1981) se instala.

Com o rompimento do Supercontinente (começo do Albiano), teve início o movimento E-W de separação entre a África e a América do Sul no Cretáceo Superior, gerando cisalhamento transcorrente/transformante dextral na atual margem equatorial do Brasil (Figura 2.1D) e marcando o início da sedimentação (Albiano inferior) no extremo norte da costa leste, permitindo a entrada do mar que causou a transgressão marinha e que atingiu todas as bacias da margem equatorial (Albiano ao Campaniano). Por fim, após o Campaniano, Szatmari *et al.* (1987) consideraram como o último evento deformacional importante na margem equatorial, a ocorrência de um evento compressivo de direção N-S (Figura 2.1E). Este evento provocou um soerguimento da plataforma carbonática e reativação de numerosas falhas.

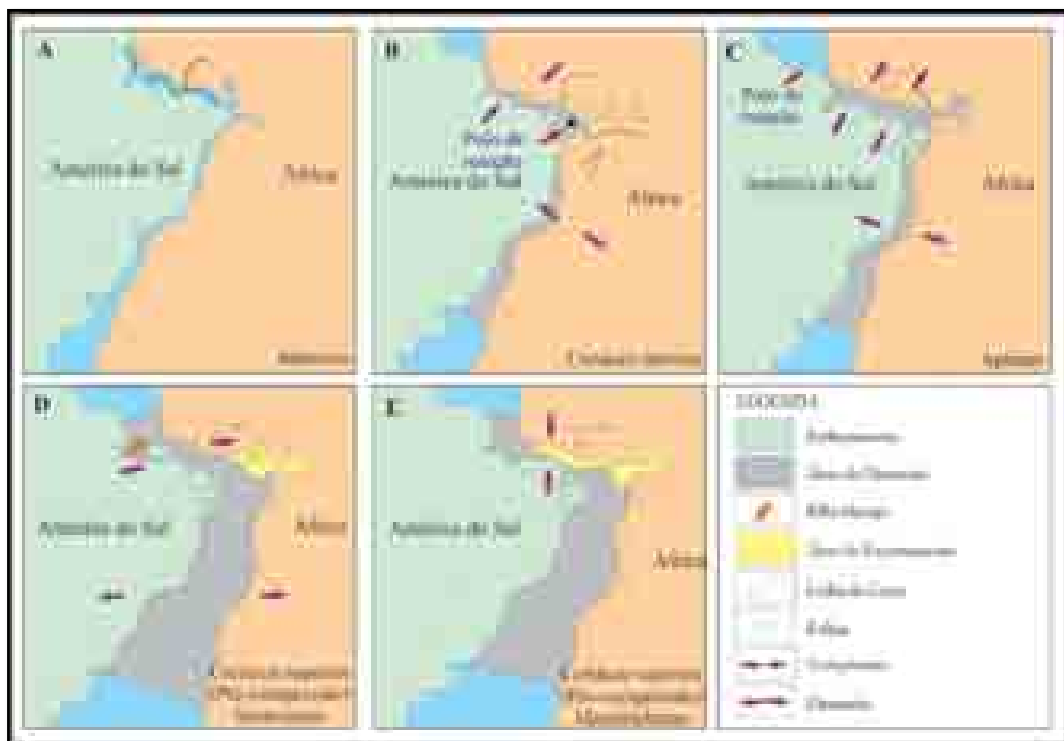


Figura 2.1. Evolução da separação dos continentes Sul-Americano e Africano proposta por Françolim & Szatmari (1987).

Já Matos (1992,1999), apontando inconsistência no modelo de Françolim & Szatmari (1987), desenvolve uma hipótese alternativa sobre a evolução Mesozóica sul-Americana e, em particular, a origem da Bacia Potiguar. O mesmo afirma que Françolim & Szatmari (1987) ao basearem seu modelo em rotação de placas rígidas, desconsideraram o fato das placas ainda não estarem definidas geometricamente, o que tornaria improvável qualquer tipo de rotação. Além do mais, não existiriam evidências de movimentos transcorrentes nas falhas de direção NE-SW na porção emersa da bacia, como afirmam esses autores. Desta forma, a hipótese formulada por Matos (1992), baseada no modelo de Chang *et al.* (1988), admite uma evolução puramente extensional, segundo as direções NW-SE e E-W, com três estágios tectônicos (Figura 2.2.). O estágio Sin-Rifte I (final do Jurássico a início do Barremiano) representa a formação de bacias rasas a partir do preenchimento de extensas depressões desenvolvidas em estágios iniciais distensivos; o estágio Sin-Rifte II (Neocomiano a Barremiano inferior) apresenta o desenvolvimento de riftes associados a extensos fraturamentos da porção superior da crosta; e o estágio Sin-Rifte III (Barremiano superior) é caracterizado por uma fase extensional, com o desenvolvimento da geometria final das bacias da margem leste.

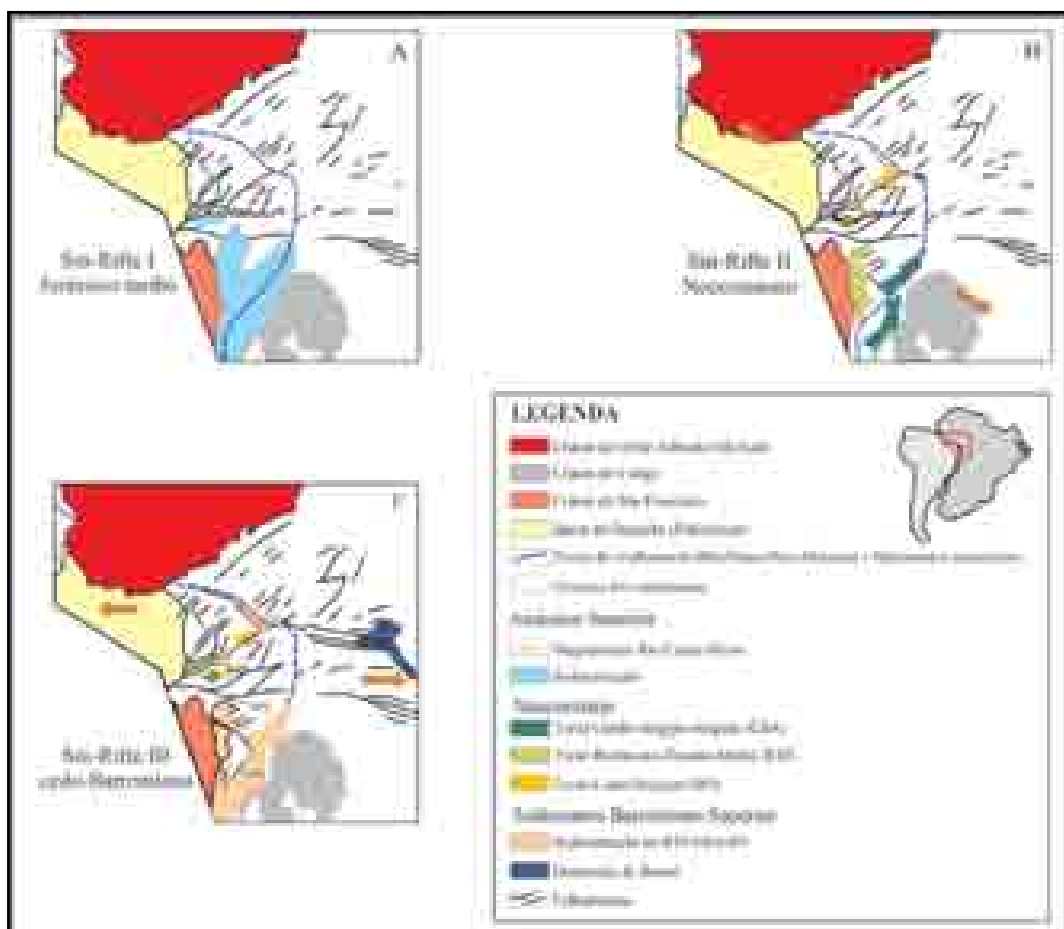


Figura 2.2. Evolução tectono-sedimentar das bacias do Nordeste Oriental do Brasil (Matos 1987).

Ainda, segundo Matos (1992), o início do Rifte Potiguar foi durante o Neocomiano-Barremiano. O autor também associa a evolução da Bacia Potiguar às fases Sin-Rifte II e III. A formação da parte emersa da bacia estaria associada à Fase Sin-Rifte II, resultante de extensões máximas de direção WNW-ESE, tendo originado estruturas de meio-graben com direção NE-SW, e à Fase Sin-Rifte III, resultante da mudança de esforços distensivos de WNW-ESE para uma direção aproximadamente E-W, a qual atuou principalmente na porção submersa da bacia.

As bacias Potiguar, Gangorra, Rafael Fernandes e Coronel João Pessoa, juntamente com as bacias de Iguatu (CE), Rio do Peixe (PB) e Araripe (PE/CE), além de diversas outras pequenas bacias interioranas do nordeste brasileiro, fazem parte do *Trend* Cariri-Potiguar, o qual teria se desenvolvido durante a fase Sin-Rifte III de abertura do Oceano Atlântico (Matos 1992). A zona de cisalhamento Portalegre se constitui numa descontinuidade crustal brasileira de primeira ordem que limita os domínios Jaguaribeano, a oeste, e Rio Piranhas-Seridó, a leste. Ela sofre reativações no Mesozóico e no Cenozóico, e segundo Matos (1992), faria parte do *Trend* Cariri-Potiguar. A reativação mesozóica desta zona de cisalhamento estaria associada o desenvolvimento das bacias Rio do Peixe (PB), Icozinho (CE), Coronel João Pessoa, Rafael Fernandes, Gangorra e Potiguar (RN), entre outras. Esta reativação da zona de cisalhamento Portalegre deu-se há 140 Ma, com uma subsidência e sedimentação no segmento a oeste da estrutura (Nóbrega *et al.* 2005; Figura 2.3).

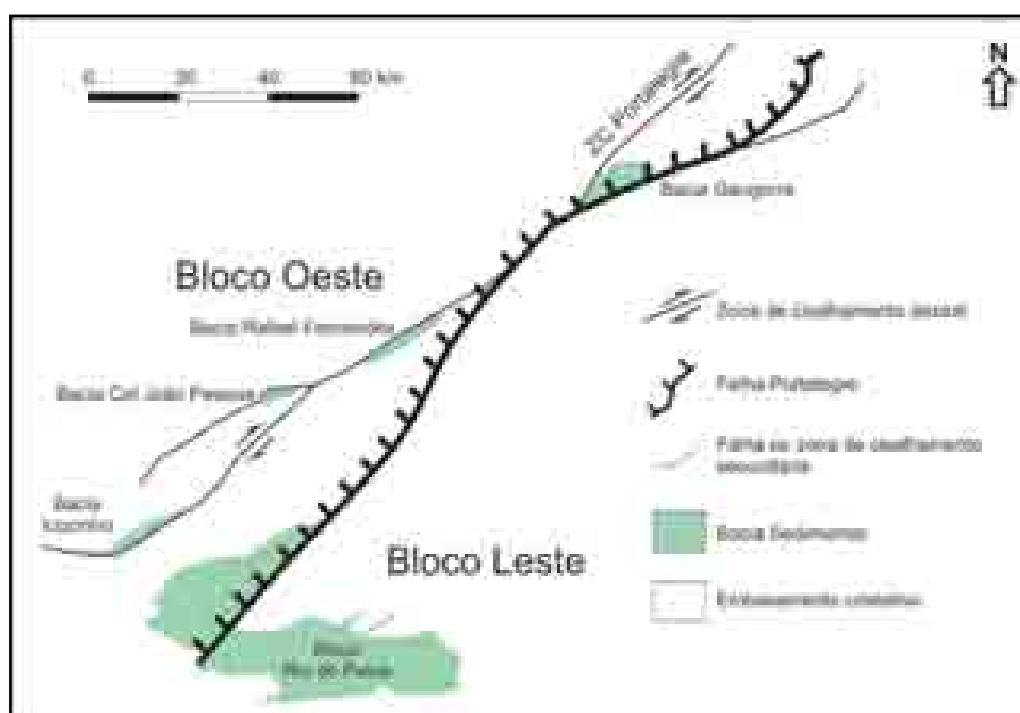


Figura 2.3. Bacias sedimentares interiores relacionadas à falha Portalegre e subsidiárias. Nota-se a subsidência e sedimentação no bloco a oeste da falha Portalegre (Nóbrega *et al.* 2005).

A respeito da evolução cenozóica os modelos geodinâmicos geram controvérsias. A própria transição entre as eras Mesozóica e Cenozóica é um problema em constante discussão. Na Bacia Potiguar, em especial, esta transição é marcada por uma extensa superfície de erosão, denominada de Discordância Pré-Ubarana, a qual atinge as formações Jandaíra e Ubarana. No intento de explicar esta discordância, Cremonini & Karner (1995) sugeriram que a passagem de um centro de espalhamento oceânico ao longo da margem equatorial brasileira durante o Mesocampaniano teria fornecido calor suficiente para provocar o soerguimento da Bacia Potiguar. Esse evento reativou diversas falhas pré-existentes e deflagrou intenso processo erosivo de alcance regional. O processo de resfriamento das litosferas oceânicas e continental justapostas iniciou após a passagem deste centro (Figuras 2.4A e 2.4B).

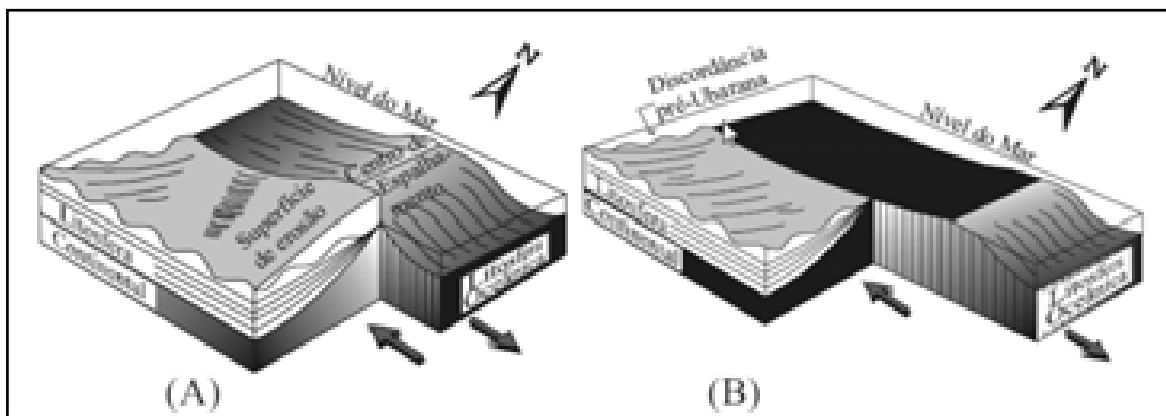


Figura 2.4. Modelo para origem da discordância pós-Jandaíra. Em (A) está caracterizada a passagem do centro de espalhamento em frente à Bacia Potiguar, causando o aquecimento, o soerguimento e erosão dos sedimentos; Em (B), o início do resfriamento e subsidência da bacia após a passagem do centro de espalhamento (Cremonini & Karner 1995).

O Estado do Rio Grande do Norte foi afetado por um expressivo magmatismo básico meso-cenozóico pré a sin e pós-implantação da Bacia Potiguar. O primeiro evento corresponde ao magmatismo básico fissural Rio Ceará-Mirim que ocorre na borda da bacia segundo um *trend* preferencial E-W, enquanto o magmatismo pós-implantação e desenvolvimento da bacia está representado pelos basaltos Serra do Cuó e Macau (Angelim *et al.* 2007).

O Cenozóico é marcado por um tectonismo de menor expressividade regional, ou seja, não determina o surgimento de riftes e bacias sedimentares como no Mesozóico. Entretanto, ocorrem eventos como a reativação de importantes falhamentos (sistemas de falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais), dobramentos com grande comprimento de onda e eixos orientados na direção N-S, resultantes de esforços compressivos E-W aos quais a Bacia Potiguar esteve

submetida no Terciário (Cremonini 1993), e reativações tectônicas associadas a intrusões básicas relacionadas com a Formação Macau (Costa Neto 1985). Além disso, regiões arqueadas durante o Mesozóico teriam sofrido alívio de pressão no Terciário, devido a ajustes internos da placa Sul-Americana, os quais permitiram a ascensão de magmas relacionados aos litotipos da Formação Macau (Sial 1976).

2.1.3. Estratigrafia simplificada

Os primeiros trabalhos que se tem conhecimento sobre as rochas da Bacia Potiguar datam do século XIX (p. ex. White 1887), os quais correlacionavam os fósseis encontrados na bacia com outros identificados em Pernambuco e Alagoas. Já Oliveira & Leonardos (1943) foram os primeiros a tentar mostrar um esboço estratigráfico para a bacia que denominaram os arenitos e carbonatos do Grupo Apodi. Cypriano & Nunes (1968) dividiram formalmente o Grupo Apodi, em Formação Açu e Formação Jandaíra.

Atualmente, pode-se subdividir as seqüências sedimentares da bacia em três grupos: Areia Branca, Apodi e Agulha (Araripe & Feijó, 1994), representando a sedimentação ocorrida do Neocomiano até o Recente. Compõem ainda o arcabouço litológico da Bacia Potiguar rochas vulcânicas, individualizadas nas formações Rio Ceará-Mirim, Serra do Cuó e Macau.

2.1.3.1. Grupo Areia Branca

O Grupo Areia Branca (Figura 2.5), na base da seqüência, representa o início da deposição dos sedimentos na Bacia Potiguar, tendo os primeiros registros datados do Neocomiano. Esse grupo é composto pelas formações Pendências, Ceará-Mirim, Pescada e Alagamar (Araripe & Feijó 1994). As três primeiras foram depositadas durante o primeiro estágio tectônico evolutivo, correspondente ao rifte continental, que marca uma sedimentação essencialmente siliciclástica – exceto pelo derrame vulcânico cujos litotipos integram a Formação Rio Ceará-Mirim – representada por folhelhos, argilitos, arenitos e conglomerados de sistemas, preferencialmente, continentais (fluvial, lacustres, leques aluviais, entre outros.). A Formação Alagamar, quarta e última desse grupo, marca a transição entre os estágios rifte e de deriva continental, que compreende o estágio transicional de Bertani *et al.* (1990). Esta é

caracterizada não só pelas rochas siliciclásticas, mas também por rochas carbonáticas, embora de menor expressão.

2.1.3.2. Grupo Apodi

O Grupo Apodi (Figura 2.5), cujos primeiros registros de sedimentação datam do Eoalbiano (Araripe & Feijó 1994), é composto pelas formações Açú, Ubarana, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Serra do Cuó. Esse grupo marca as primeiras deposições no estágio de deriva continental, correspondendo à fase de transgressão marinha, e tem como características as rochas siliciclásticas de origem fluvial das formações Açú, Ubarana e Quebradas, e as carbonáticas de origem plataformal das formações Ponta do Mel e Jandaíra. A Formação Serra do Cuó – juntamente com as formações Jandaíra (costa e marinho raso) e Ubarana (marinho raso/profundo), no topo da seqüência - corresponde a um derrame vulcânico com tendência alcalina que atingiu a bacia por volta do Santoniano.

2.1.3.3. Grupo Agulha

Uma discordância erosiva marca a passagem da fase transgressiva para a regressiva no estágio de deriva continental. Logo após esse evento erosivo, ocorreu a deposição do Grupo Agulha (Figura 2.5), por volta do Mesocampaniano. Esse grupo é constituído pelas formações Tibau (arenitos finos a grossos derivados de leques costeiros e vales incisivos; Pessoa Neto 2003), Guamaré (rochas carbonáticas, originados de bioconstruções e bancos algálicos na borda da plataforma; Pessoa Neto 2003), Ubarana (folhelhos e argilitos de águas profundas, intercalados por arenitos finos – unidade que, embora esteja seccionada por uma importante discordância gerada por um atuante evento erosivo, continuou a ter a mesma denominação litoestratigráfica conferida ao intervalo sotoposto), Macau (vulcânicas alcalinas) e Barreiras. As três primeiras formações foram depositadas, quase que simultaneamente, em ambientes deposicionais que variaram respectivamente entre costeiro/transicional, plataforma rasa e águas profundas, enquanto a quarta formação corresponde a um derrame vulcânico de grande magnitude ocorrido entre o Eoceno e o Oligoceno, atingindo tanto o ambiente continental quanto os de águas profundas. Ao final do Oligoceno e início de Mioceno, inicia a deposição da Formação Barreiras, composta por siltitos, arenitos finos a grossos, conglomerados e sedimentos diversos, todos de origem essencialmente fluvial. Essa unidade possui grande extensão no continente, chegando a

margear quase completamente o litoral oriental norte-rio-grandense, bem como grande parte da costa brasileira, aonde aparecem, geralmente, em forma de falésias.

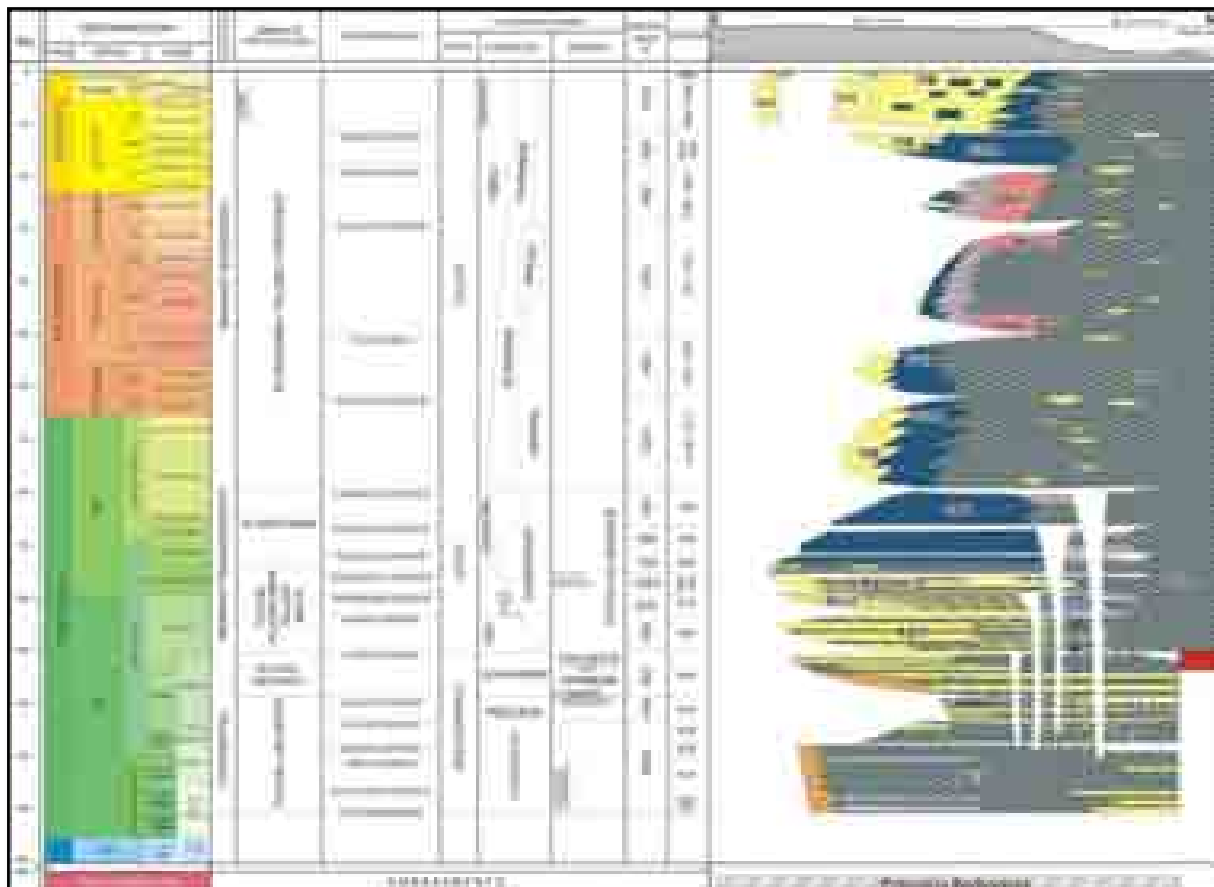


Figura 2.5. Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto *et al.* 2007).

2.2. Geologia do Quaternário na Área de Estudo

O Cenozóico na área em estudo é marcado por sedimentação continental, transicional e marinha rasa, sendo representado, respectivamente da base para o topo, pelas unidades (Angelim *et al.* 2007) Formação Potengi, *Beachrocks*, Depósitos Eólicos e Sedimentos Praiais.

2.2.1. Formação Potengi

Os sedimentos que compõem a Formação Potengi estão estratigraficamente sobrepostos aos da Formação Barreiras e visivelmente abaixo das dunas, tendo ocorrências restritas à região do litoral setentrional do Rio Grande do Norte, especificamente entre as cidades de Macau e

Galinhos. Sousa (2002) identificou uma fácies de arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte tangenciais na base, diferenciada por duas camadas de arenitos, uma inferior, branca, e uma superior de coloração avermelhada a amarelada. O contato destes litotipos com as formações Barreiras ou Tibau se dá por meio de uma discordância erosional ou através de uma discordância angular, denotada pelo basculamento ou dobramento dos estratos subjacentes. Para esse mesmo autor, as estratificações cruzadas tabulares de grande porte e uma bimodalidade textural observada entre os planos de estratificação, sugerem deposição associada a um sistema eólico.

2.2.2. *Beachrocks*

Segundo Hopley (1986), o termo *beachrock* é atribuído aos sedimentos praias litificados por cimentos de carbonatos de cálcio em zona de intermaré, limitados, principalmente, às praias de baixa latitude. Com relação aos constituintes do arcabouço dos *beachrocks*, estes podem ser formados por grãos de composição inteiramente vulcânica (Tietz & Müller 1971) a inteiramente carbonática (Kindler & Bain 1993) passando por composições intermediárias; podem apresentar granulometria variada, de areia média a seixo, dependendo da composição dos sedimentos das praias adjacentes. Apesar da grande diversidade na composição, os grãos do arcabouço exercem pouco ou nenhum controle sobre a mineralogia ou morfologia dos cimentos nos *beachrocks* (Bricker 1971).

Os *beachrocks* presentes no litoral brasileiro estão dispostos, principalmente, entre a costa do Espírito Santo e do Ceará, e tiveram seus primeiros estudos registrados por Darwin (1841) e Branner (1904). Este mesmo autor fez uma descrição geral sobre a disposição geográfica e geologia básica de tais depósitos e constatou que essas rochas comporiam uma faixa paralela à linha de costa, situada em ambiente de intermaré, e que, por vezes, surgem também como uma nova faixa, localizada um pouco mais distante da costa, em porções costa-afora. Bigarella (1975) fez um estudo mais detalhado sobre a geologia desses corpos rochosos, presentes no litoral nordestino, enfocando principalmente os afloramentos presentes na Bahia, Pernambuco e Rio Grande do Norte, e sugeriu que a maior parte desses *beachrocks* teria sido depositada durante um nível do mar mais elevado que o daquele período. E afirmou que os *beachrocks* do nordeste brasileiro apresentam muitas estruturas sedimentares similares às, então denominadas, restingas do litoral sudeste do Brasil, como, por exemplo, os mergulhos suaves (1 a 3°) em direção ao mar e as estratificações cruzadas planares e acanaladas.

2.2.3. Depósitos eólicos

Genericamente, os depósitos eólicos são constituídos por areias esbranquiçadas, de granulação fina a média, bem selecionadas, maduras, com estruturas de *grain-fall* e estratificações cruzadas de baixo ângulo, formando dunas tipo barcana, barcanóide e parabólica. Originam-se por processos eólicos de tração, saltação e suspensão subaérea, representando as fácies de dunas e interdunas de planície costeira. Surgem na faixa litorânea cobrindo os sedimentos terciários do Grupo Barreiras e sendo recobertas por dunas móveis (Angelim *et al.* 2007). Os estudos sedimentológicos realizados por Andrade (1968 *apud* Cunha 2004) mostram grãos predominantemente subarredondados de brilho fosco e valores de seleção situados entre 0,37 e 0,75 F, que apontam sua origem eólica ou retalhamento dos sedimentos praiais.

2.2.4. Sedimentos praiais

As praias constituem sistemas dinâmicos, onde elementos básicos, como ventos e areia, interagem resultando em processos hidrodinâmicos e deposicionais complexos. A dinâmica costeira que condiciona a construção geomorfológica da linha da costa é a principal responsável pelo desenvolvimento das praias arenosas e pelos processos de erosão e deposição que as mantém em constante alteração (Nichols 2009).

Os depósitos de praia da área de estudo ocorrem em uma faixa estreita e paralela à linha de costa, e são constituídos por areias esbranquiçadas de granulação fina a grossa, quartzosas, bem selecionadas, limpas, ricas em bioclastos e, por vezes, em minerais pesados. Mostram estruturas sedimentares como marcas de onda de corrente e de interferência, *ripples* de adesão, *parting lineation* e bioturbação. São originados por processos de tração subaquosa, sob influência de marés em planície costeira suavemente inclinada; correspondendo a fácies de intermaré (Angelim *et al.* 2007).

Em relação aos componentes secundários, as areias apresentam um conteúdo médio de 5% de carbonato de cálcio, denotado pela presença de fragmentos de conchas e de algas calcárias, abundantes na plataforma continental. O conteúdo de minerais pesados varia entre 4 e 10%, com predominância de limonita e hematita. Considerando um transporte transversal e as duas associações de minerais pesados característicos de cada ambiente (zona emersa e plataforma), pode-se dizer que a Formação Barreiras é a principal fonte de material para as praias, e que estas podem ser a fonte para a plataforma. O movimento inverso é muito pouco

provável. Esta conclusão é reforçada pelo conteúdo de carbonatos, que na plataforma interna é da ordem de 20%, e na praia em torno de 5% (Cunha 2004).

2.3. Fisiografia

2.3.1. Clima

A área estudada pode ser climatologicamente caracterizada num contexto regional que abrange grande parte do estado do Rio Grande do Norte. De acordo com a classificação de Köppen (1900), o clima presente é o *Bsh*, no qual é caracterizado por um clima tropical, quente e semi-árido e que está sujeito às condições da Zona de Convergência Intertropical. Essa região apresenta um período seco prolongado de 7 a 8 meses, e outro mais breve, de 3 a 4 meses, úmido, porém este último não é bem definido no tempo, podendo ocorrer de forma irregular. A temperatura é muito elevada, apresentando média anual de 27 °C (Figura 2.7A), com mínimas de 22-24°C e máximas de 32-34°C. As precipitações pluviométricas (Figura 2.7B) variam entre 600 e 1400 mm/ano, e a umidade relativa do ar (Figura 2.7C) apresenta uma variável em torno de 70 a 90%. As variações climáticas apresentam-se mais intensas no litoral oriental que no setentrional.

2.3.2. Hidrografia

A hidrografia da região é basicamente controlada pelas marés, onde é dominada por um regime de meso-maré do tipo semi-diurno. No litoral setentrional, as marés de quadratura atingem máximas de 3 m e mínimas de 0,8 m (Riedel 2000). Medições realizadas no porto de Macau mostram que as amplitudes das marés de sigízia e quadratura alcançam 2,55 m e 1,27 m, respectivamente (DHN 1974). Já no litoral oriental, a altura máxima da maré de sigízia é de 2,7 m, enquanto que a maré de quadratura é de 2 m. As medições no porto de Natal mostram uma média de 2,2 m e 1,3 m, para as marés de sigízia e quadratura respectivamente (DHN 2010).

A situação geral nesta área tem uma das condições de maré mais energéticas, causando mobilidade de sedimentos quase contínua ao longo da estreita base para o litoral. Há presença de pequenos deltas de vazante de maré ao longo do sistema pontal-ilha barreira e desembocaduras de rios, bem como pontais perpendiculares à costa indicando a forte influência das marés (Vital 2009).

A rede hidrográfica da área está inserida na Bacia Hidrográfica Piranhas-Açu, cujo rio homônimo torna-se perene próximo ao litoral. Desta forma, ele sofre influência das marés que penetram até uma distância de aproximadamente 25 km da foz. Os outros rios que se encontram na área são de regime intermitente e não contribuem de forma significativa para o aporte sedimentar da bacia.

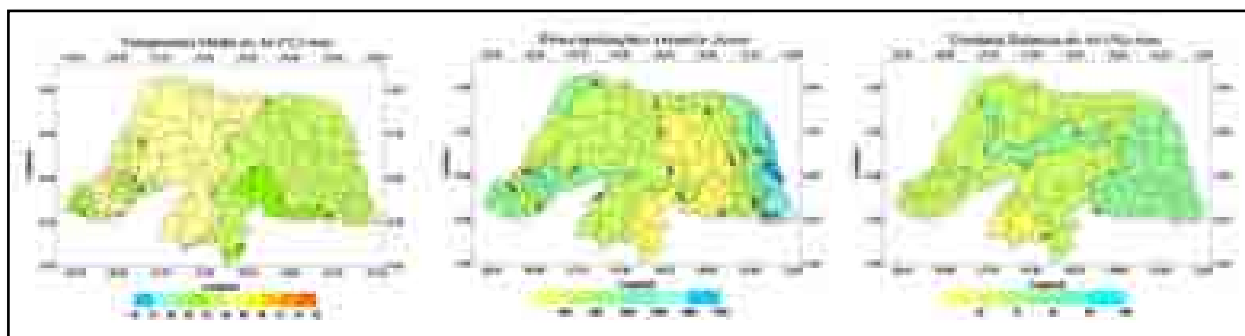


Figura 2.6. Mapas de isolinhas referentes às médias anuais de (A) temperatura, (B) precipitação e (C) umidade relativa do ar (EMPARN 2010).

2.3.3. Ventos

O vento assume função importante na morfogênese litorânea devido à formação de dunas costeiras e por gerar ondas e correntes que, juntamente com as marés, estabelecem o padrão de circulação das águas marinhas nas zonas litorâneas e sublitorâneas (Christofolleti 1980).

A Região Nordeste do Brasil está localizada no cinturão dos ventos alísios. Segundo Dominguez *et al.* (1992), o anticiclone do Atlântico Sul gera ventos alísios, que sopram em direção ao equador. A migração sazonal da célula de alta pressão do Atlântico, juntamente com o aquecimento térmico do continente, força os ventos alísios à tangente da costa brasileira.

Os ventos que atingem a costa do Rio Grande do Norte são marcados por *trends* SE no litoral leste, e E-NE no litoral norte (Figura 2.8). Medições na Estação Climatológica de Natal mostram que no litoral leste as velocidades dos ventos apresentam um mínimo de 3,8 m/s em março, e um máximo de 5 m/s entre agosto e outubro; já no litoral norte, as velocidades de ventos, medidos diretamente na costa, chegam a um máximo de 9 m/s entre agosto e outubro e um mínimo de 4 m/s em abril (Chaves 2005). Cestaro (1994) estabeleceu uma velocidade média do vento na costa norte de 4,8 m/s no mês de março, e de 7,7m/s em outubro.

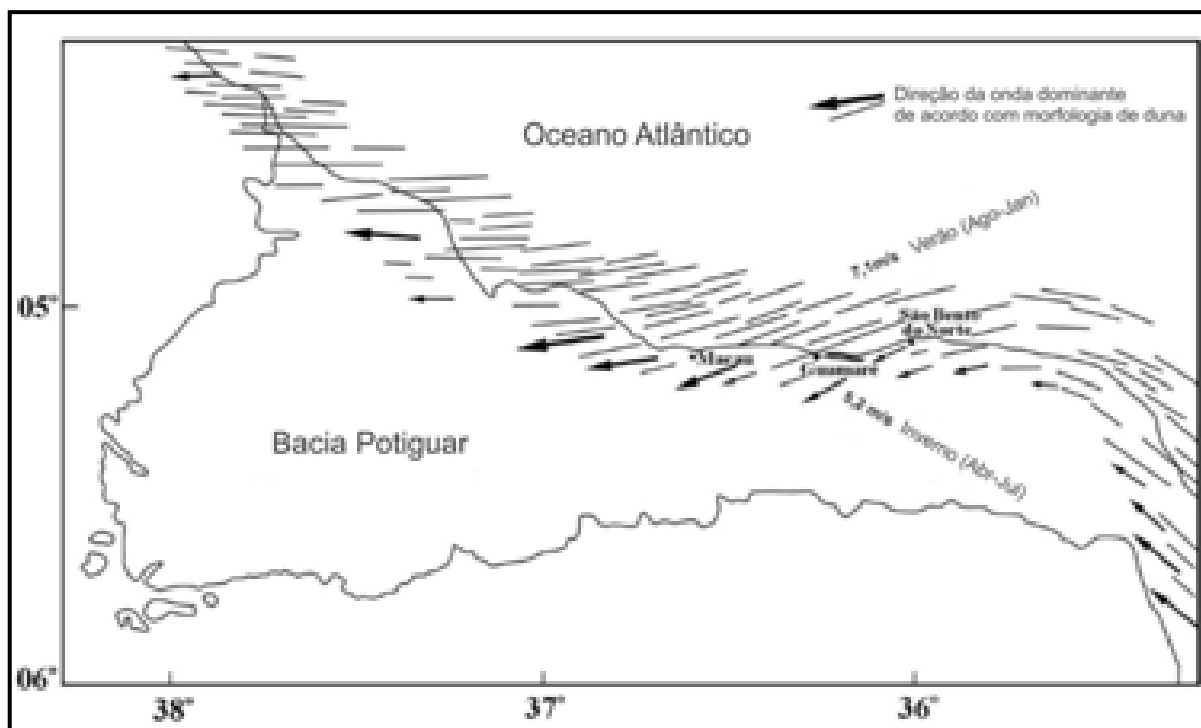


Figura 2.7. Direções dominantes dos ventos no litoral setentrional do Rio Grande do Norte, e sua relação com a morfologia das dunas e velocidades dos ventos (Caldas 2002).

A direção em que os ventos sopram também é evidenciada pela direção das dunas costeiras. A migração de dunas no litoral norte é limitada ao período de seca, quando os ventos mais fortes são provenientes de NE, e por isso a morfologia de dunas mostra uma direção predominante NE-SW (Figura 2.8) (Caldas 2002).

2.3.4. Ondas

As ondas geram dois tipos de transporte de sedimentos ao atingir a linha de costa: transversal e longitudinal. O transporte transversal é o responsável pelas flutuações na geometria da praia, que vai depender da altura e período das ondas e do nível das marés. O transporte longitudinal é o principal responsável pela erosão das praias, devido a sua grande capacidade de transporte de sedimentos. Portanto, o equilíbrio de uma praia depende da relação entre o aporte de sedimentos e a capacidade de transporte litorâneo.

As ondas na área são produzidas basicamente pela ação do vento. E ao se aproximarem da zona costeira, o fluxo de ondas tendem a apresentar a mesma direção dos ventos dominantes (Souto 2004). De acordo com alguns trabalhos, no litoral norte, as ondas medidas perto da costa de Guarani, durante o período de verão, têm uma altura média de 56 cm, com altura máxima de 123 cm mínima de 27 cm (Frazão 2005) e o período da onda média calculada para a área foi de

7,5 s; na zona de rebentação, a altura das ondas alcança um máximo de 80 cm e um mínimo de 22 cm. (Tabosa *et al.* 2001, Silveira 2002, Lima 2004, Chaves 2005). As ondas do litoral oriental, também medidas durante o período de verão, próximo a desembocadura do Rio Potengi, apresentam uma altura média de 91 cm, uma altura máxima de 122 cm e mínima de 50 cm; na zona de rebentação, a onda tem uma altura máxima de 90 cm e um mínimo de 30 cm (Chaves 2000, Souza 2004, Frazão 2003). Mafra (2005) apresentou dados analisados no setor setentrional para o período de inverno, onde a altura média das ondas foi de 35,4 cm, com altura máxima de 42 cm e mínima de 32 cm, com ciclicidade de 1'03'', assim sendo classificadas como mergulhantes.

2.3.5. Correntes marinhas

As correntes são produzidas principalmente pela ação das ondas podendo ser classificadas como correntes de deriva litorânea e correntes de retorno (*rips*). As correntes de deriva litorânea ocorrem quando as ondas atingem o litoral com um determinado ângulo (Christofolleti 1980). As correntes de retorno – ou *rips* – são caracterizadas por fluxos estreitos, posicionados normal ou obliquamente em relação à costa, que atravessam a zona de surfe em direção ao mar (Short 1985).

A plataforma continental brasileira adjacente ao Rio Grande do Norte é dominada basicamente pela Corrente Norte do Brasil (CBN) (Caldas 2002; Figura 2.9). As correntes marinhas são resultados da combinação entre a orientação preferencial dos ventos, a direção da linha de costa e o fluxo de ondas, acarretando assim uma importante corrente de deriva litorânea caracterizada pela orientação E-W com migração para W dos pontais arenosos (*spits*) e canais de maré (*inlets*); na costa oriental há influência na direção predominantemente NW para os bancos submarinos presentes (Viana *et al.* 1991).

As correntes superficiais apresentam velocidades que variam de acordo com a época do ano. No litoral setentrional, durante os meses de inverno, as velocidades variam de 0,11 a 0,59 m/s, enquanto nos meses de verão variam de 62 a 136 cm/s. Os ângulos de incidência dessas ondas foram medidos obtendo-se entre 7 a 20° (Mafra 2005). Segundo Vital (2009), correntes ao longo da costa apresentam sentido para N e para E, respectivamente, para os litorais oriental e setentrional, com velocidades variando entre 20 e 105 cm/s.

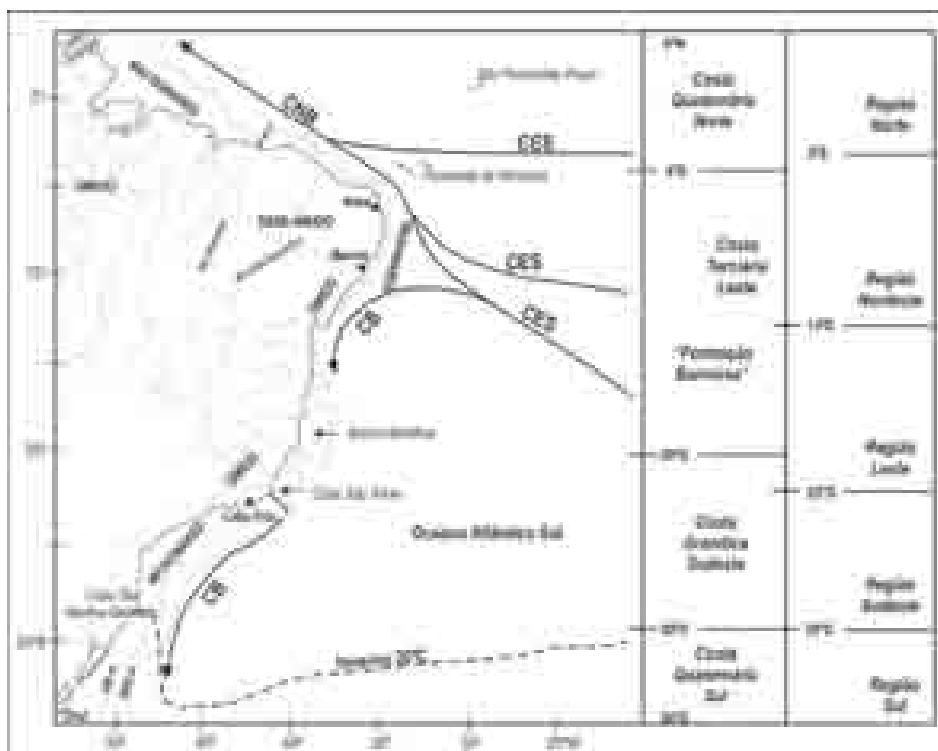


Figura 2.8. Sistema de correntes ao longo da costa brasileira. A costa do Rio Grande do Norte é influenciada basicamente pela Corrente Norte do Brasil (CNB). Abreviaturas utilizadas: CES – Corrente Equatorial Sul; CB – Corrente do Brasil (Caldas 2002).

3. BEACHROCKS: O Estado da Arte

Desde os primeiros trabalhos envolvendo o tema *beachrocks* (por ex., Chamisso 1821), inúmeras são as definições empregadas pelos diversos autores para definir estas rochas. Contudo, todas as definições convergem para um ponto em comum e, em geral, as definem como sendo uma “*rocha sedimentar, friável a bem cimentada, formada em zona litorânea (especialmente em região de intermarés) pela cimentação de sedimentos praiais por carbonato de cálcio (calcita magnesiana e/ou aragonita)*”. Apresentaremos, ao longo deste capítulo, uma síntese sobre as principais características presentes nos *beachrocks* a partir de informações de diversos trabalhos ao redor do mundo. Além disso, mostraremos ainda quais as principais zonas de ocorrência dessas rochas a nível global, seus processos de formação e seu significado paleoambiental. E, por fim, encerraremos por apresentar e discutir alguns dos principais trabalhos publicados especificamente sobre os *beachrocks* do Rio Grande do Norte.

3.1. Características Gerais

Morfologia

Com respeito à morfologia, os *beachrocks* tendem a apresentar forma semelhante à da linha de costa onde foram formados (Gischler 2007). Comumente, tais rochas apresentam forma tabular com dimensões bastante variadas, desde muito pequenas (com poucos metros de comprimento; p.ex. Figura 3.1A) até muito grandes, com dezenas de quilômetros de comprimento. Em regiões onde a dinâmica costeira atua de forma muito intensa a ponto de provocar constantes mudanças na morfologia praias, *beachrocks* podem ficar abandonados e formarem corpos isolados (Gischler 2007). Frequentemente, os afloramentos extensos não são contínuos, aparecendo fragmentados como blocos retangulares ou irregulares. Isso ocorre em virtude da exposição aos agentes intempéricos do ambiente costeiro (ventos, ondas, marés, etc.). A espessura dos *beachrocks* é também bastante variável e alcança no máximo poucos metros (frequentemente inferior a 5 m), tendendo a ser maior em áreas com maiores flutuações do nível do mar (Vousdoukas *et al.* 2007). A largura média observada dos afloramentos de *beachrocks* em geral é da ordem de poucos metros e são raros os casos em que eles ultrapassam 10 m de largura (p. ex., Cabral Neto 2010b).

Ao longo de seu perfil vertical, os *beachrocks* são formados por finas (no máximo poucos decímetros de espessura) camadas que muitas vezes preservam a estratificação original da zona

de praia onde a rocha foi formada (Figura 3.1B). Essas camadas apresentam na grande maioria das vezes mergulho suave (inferior a 10°) em direção ao mar e geralmente acompanham o talude de praia (Russell 1959, Davies & Kinsey 1973, Moore 1973, Badyukova & Svitoch 1986). Entretanto, camadas com inclinação diferente da praia também foram relatadas, a exemplo de Russell 1962, Russell & McIntire 1965, Beier 1985, Chowdhury *et al.* 1997. A inclinação diferenciada dessas camadas pode sugerir a atuação de eventos posteriores à litificação, capazes de alterar o mergulho original dos *foresets*.

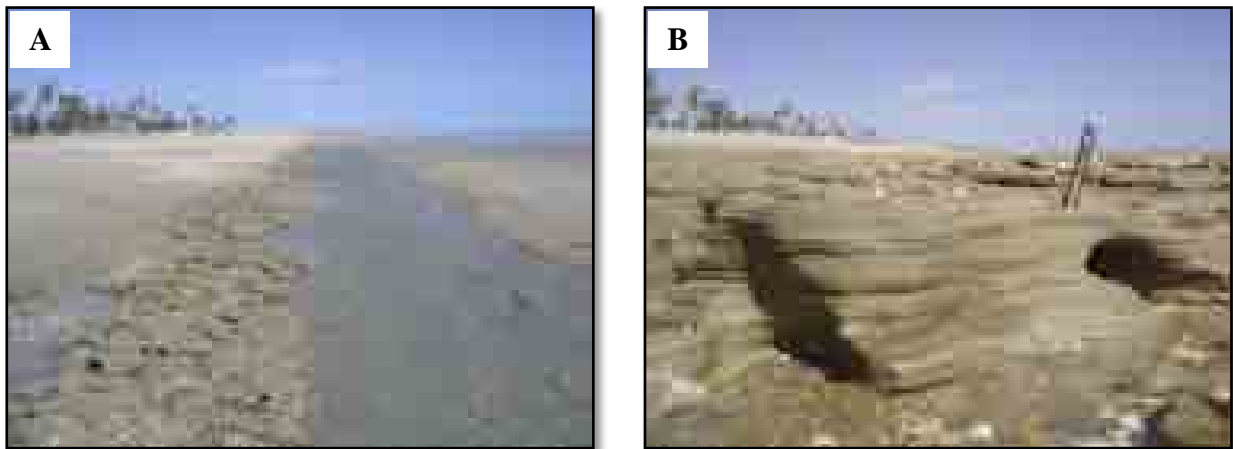


Figura 3.1. (A) Afloramento de *beachrock* de pequenas dimensões paralelo à linha de costa e formado em zona de intermarés. (B) Detalhe do mesmo afloramento, realçando a camada com estratificação plano-paralela com mergulho subhorizontal. Notar a pequena espessura da camada. Praia de Ponta do Mel, município de Porto do Mangue/RN.

Textura

O tamanho e a natureza dos grãos que compõem o arcabouço de um *beachrock* são bastante diversificados e dependem essencialmente dos sedimentos depositados na praia onde foram formados (Figura 3.2). Tais sedimentos podem variar desde areia muito fina até blocos, podendo se apresentar desde muito bem selecionados até muito pobremente selecionados. É importante ressaltar que *beachrocks* formados por sedimentos finos tendem a se apresentar mais bem cimentados que aqueles contendo grãos grossos (Ginsburg 1953a,b, Gischler & Lomando 1997). A natureza dos grãos encontrados nessas rochas é desde siliciclástica até carbonática (p. ex. Cabral Neto 2007, Cabral Neto *et al.* 2010a,b).

Dentre os siliciclastos mais comuns estão: quartzo, *chert*, feldspato, minerais pesados e fragmentos de rochas (ígneas, metamórficas ou sedimentares). Por outro lado, os mais comuns dentre os grãos carbonáticos ficam a cargo dos bioclastos, que são representados principalmente pelos

filos: *Mollusca* (classes bivalvia, gastrópoda e cefalópoda), *Brachiopoda*, *Echinodermata* (classes crinóidea e equinóidea), *Coelenterata*, *Arthropoda*, *Anellida*, *Cyanophyta*, *Rhodophyta* e *Chlorophyta*, e da ordem dos foraminíferos (subordens textulariína, fusuliína, milioliína e rotaliína) (Cabral Neto 2007, Cabral Neto *et al.* 2010a,b).

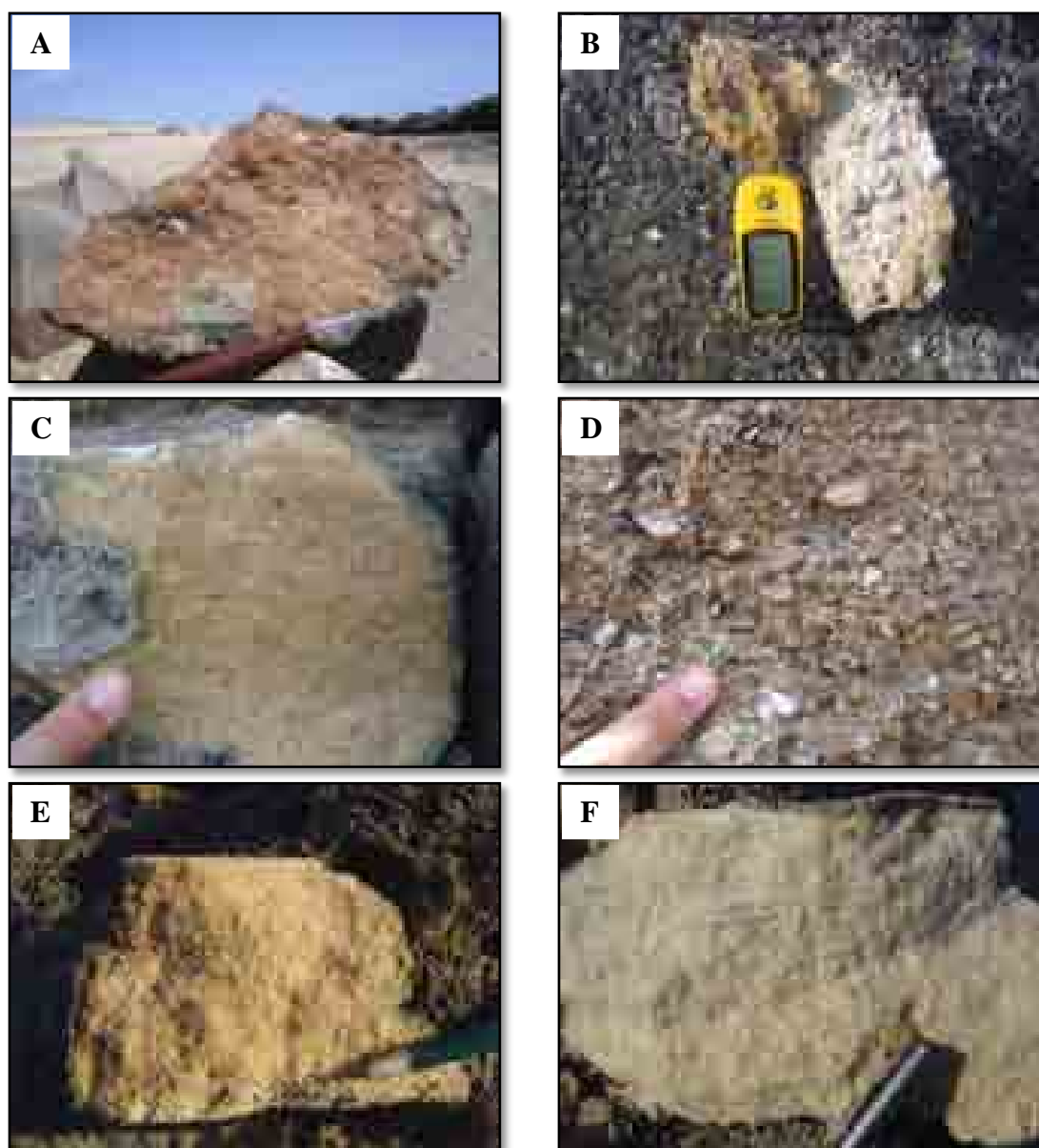


Figura 3.2. Exemplos dos vários aspectos texturais apresentados por *beachrocks*. (A) Grãos predominantemente siliciclásticos com tamanhos variando de areia média a cascalho médio. Praia de São Cristóvão, Areia Branca/RN. (B) *Beachrock* formado por arcabouço com predomínio de bioclastos, sobretudo fragmentos de bivalves. Salina Diamante Branco, Galinhos/RN. (C) Camada de *beachrock* constituída exclusivamente por siliciclastos, bem seleccionados. Praia de São Bento do Norte/RN. (D) Camada com quantidades variadas de siliciclastos e bioclastos, pobremente seleccionados. Praia de São Bento do Norte/RN. (E) *Beachrock* bem seleccionado, constituído principalmente por grãos de quartzo de granulometria fina a média. Praia de Pitanguí, Extremoz/RN. (F) Grãos siliciclásticos com predomínio de quartzo e raros fragmentos de rocha. Praia de Tourinhos, São Miguel do Gostoso/RN.

Intervalo de litificação

Em comparação a outras rochas sedimentares, o intervalo de litificação dos sedimentos praias que dão origem a *beachrocks* é bastante curto. A litificação completa pode ocorrer em até poucas dezenas de anos. Exemplos de *beachrocks* recentes podem ser encontrados de diversas partes do mundo, como, por exemplo, no Brasil: Rio Grande do Norte (Bezerra *et al.* 2003); na Austrália: “Great Barrier Reef” (Chivas *et al.* 1986), “Shark Bay” (Logan 1974; Neumeier 1998); na Grécia: Creta (Gionis *et al.* 2004, Neumeier 1998), *Myconos* (Desruelles *et al.* 2004); no Mar Vermelho (Neumeier 1998); no Tahiti (Neumeier 1998); entre outros lugares. Essa rápida litificação é responsável pela preservação de grande parte das estruturas sedimentares presentes nos *beachrocks* e, até mesmo, pela preservação de fragmentos de artefatos modernos, tais como: potes cerâmicos, garrafas de refrigerantes (Russell 1959, Frankel 1968, Kelletat 2006), utensílios militares da II Guerra Mundial (Bricker 1971) e até mesmo fragmentos de esqueleto humano (Bricker 1971, Lyell 1832).

Cimentação

O cimento dos *beachrocks* é predominantemente formado por carbonato de cálcio, o qual pode apresentar principalmente dois tipos de agentes cimentantes: calcita (rica ou pobre em Mg) ou aragonita (Bricker 1971). A ocorrência preferencial entre o tipo calcítico ou o aragonítico depende exclusivamente dos parâmetros físico-químicos (temperatura, salinidade, pH e abundância de Mg) do ambiente diagenético (Milliman 1974). Voudoukas *et al.* (2007) afirmaram que o tipo de agente cimentante pode ser usado para estudos de ambiente de sedimentação de carbonatos costeiros, uma vez que calcita pobre em Mg normalmente se precipita a partir de água doce enquanto que aragonita a partir de água marinha.

O processo de precipitação do carbonato de cálcio que forma o cimento de *beachrocks* ainda é motivo de muitas discussões na literatura especializada. Russell (1962), Boekschoten (1962), Russell (1963), Russell & McIntire (1965), Cooray (1968), Gavish & Friedman (1969) e Dermitzakis *et al.* (1993) afirmaram que o carbonato de cálcio seria proveniente de água subterrânea doce ao invés de água do mar, enquanto muitos outros autores (Ginsburg 1953^a, Alexandersson 1969, 1972a,b, Land 1970, Bricker 1971, Tietz & Muller 1971, Evamy 1973, Siesser 1974, Beier 1985, Holail & Rashed 1992, Neumeier 1998, Magaritz *et al.* 1979, Rey *et al.* 2004, Vieira & De Ros 2006) sugerem que a precipitação do carbonato de cálcio é originada a partir de água marinha. Além desses dois, existem ainda outros modelos sugeridos para explicar a precipitação do carbonato de cálcio em *beachrocks*, os quais correspondem à desgaseificação

de CO₂ (Pigott & Trumbly 1985, Meyers 1987, Kneale & Viles 2000, Calvet *et al.* 2003, Rey *et al.* 2004), precipitação a partir de processos biológicos (Moore 1977, Strasser *et al.* 1989, Neumeier 1998, Webb *et al.* 1999, Kneale & Viles 2000), interações entre fatores físico/químicos (Taylor & Illing 1969, Krumbein 1979, Strasser *et al.* 1989) ou a partir da mistura entre água doce e água do mar (Trichet 1965, Schmalz 1971, El-Sayed 1988, Holail & Rashed 1992, Bernier *et al.* 1997, Plomaritis 1999).

Podemos resumir, de maneira geral, a origem dos agentes cimentantes em dois caminhos principais: precipitação a partir de água marinha pura e participação com água doce. Os agentes provenientes de água marinha pura podem ser de dois tipos: calcita rica em Mg ou aragonita, enquanto que os agentes cimentantes originados a partir de água doce são dominados por calcita pobre em Mg. Apesar de não apresentar uma tendência de ocorrência em determinada área do globo (Vousdoukas *et al.* 2007), experimentos laboratoriais (Burton & Walter 1987, Neumeier 1998) demonstraram que cimento de aragonita são favorecidos em condições de águas mais quentes enquanto que cimento de calcita rica em Mg preferem condições mais frias.

Em relação à sua morfologia, os cimentos carbonáticos presentes em *beachrocks* podem apresentar inúmeras formas. Vieira & De Ros (2006) reconheceram sete morfologias distintas de cimento de calcita rica em Mg, são elas: (i) cutículas criptocristalinas (Figuras 3.3A), (ii) franjas prismáticas isópacas (Figuras 3.3B), (iii) espato equante (Figuras 3.4A e B), (iv) preenchimento de poros criptocristalino ou micrítico (Figuras 3.4C e D), (v) agregados pseudo-peloidais (Figuras 3.4E e F), (vi) agregados radiais (Figuras 3.4G e H) e (vii) agregados isolados e desorientados de cristais escalenoédricos (Figura 3.5A). Cimento de aragonita, por sua vez, tem sido identificado sob as forma de (i) envelopes micríticos (Whittle *et al.* 1993), (ii) nódulos (Figura 3.5B; Alexandersson 1972b, James & Ginsburg 1990), (iii) película de fibra isópaca (Taylor & Illing 1969, Bricker 1971, Scoffin & McLean 1978), (iv) fibras grossas (Whittle *et al.* 1993) e (v) botrioides (Aissaoui 1985, James & Ginsburg 1990). Cimentos compostos por calcita pobre em Mg apresentam principalmente formas típicas de zonas freática e vadosa meteórica, tais como: (i) meniscos ou (ii) calcita espática (Dunham 1971, Tucker & Bathurst 1990b).

A composição mineralógica e a morfologia de cada cimento presente em *beachrocks* podem refletir os diferentes estágios diagenéticos aos quais essas rochas foram submetidas, de forma que *beachrocks* bem cimentados são propícios a conter várias fases de cimentação com diferentes morfologias cada (Whittle *et al.* 1993).

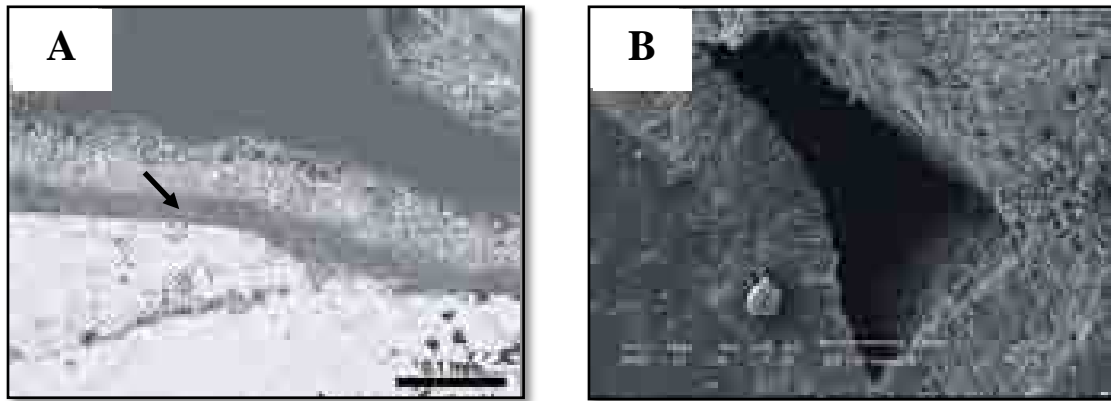


Figura 3.3. Morfologia de cimento de calcita rica em Mg. (A) Cutículas cripto-cristalinas precipitadas no espaço intergranular (indicadas pela seta). Nicóis paralelos. (B) Franja prismática isópaca vista em MEV (Vieira & De Ros 2006).

3.2. Ocorrência e Distribuição ao Redor do Mundo

Os primeiros trabalhos a relatarem *beachrocks* remontam ao século XIX (Chamisso 1821, Von Buch 1825, Moresby 1835, Darwin 1841, Dana 1849). A partir de então, vários afloramentos de *beachrocks* têm sido identificados ao redor do mundo; o quê repercute em inúmeros artigos publicados acerca de diversos aspectos envolvendo tais rochas. Russell (1962) expôs em seu trabalho que a ocorrência de *beachrocks* é certamente mais abundante, e possivelmente restrita, junto às regiões tropicais e subtropicais. No entanto, trabalhos mais recentes têm demonstrado que formação de *beachrocks* também é comum em regiões de clima temperado, típico de altas latitudes (Knox 1973, Binkley *et al.* 1980, Kneale & Viles 2000, Rey *et al.* 2004). Ocorrência de *beachrocks* em regiões polares não tem sido relatada até os dias atuais.

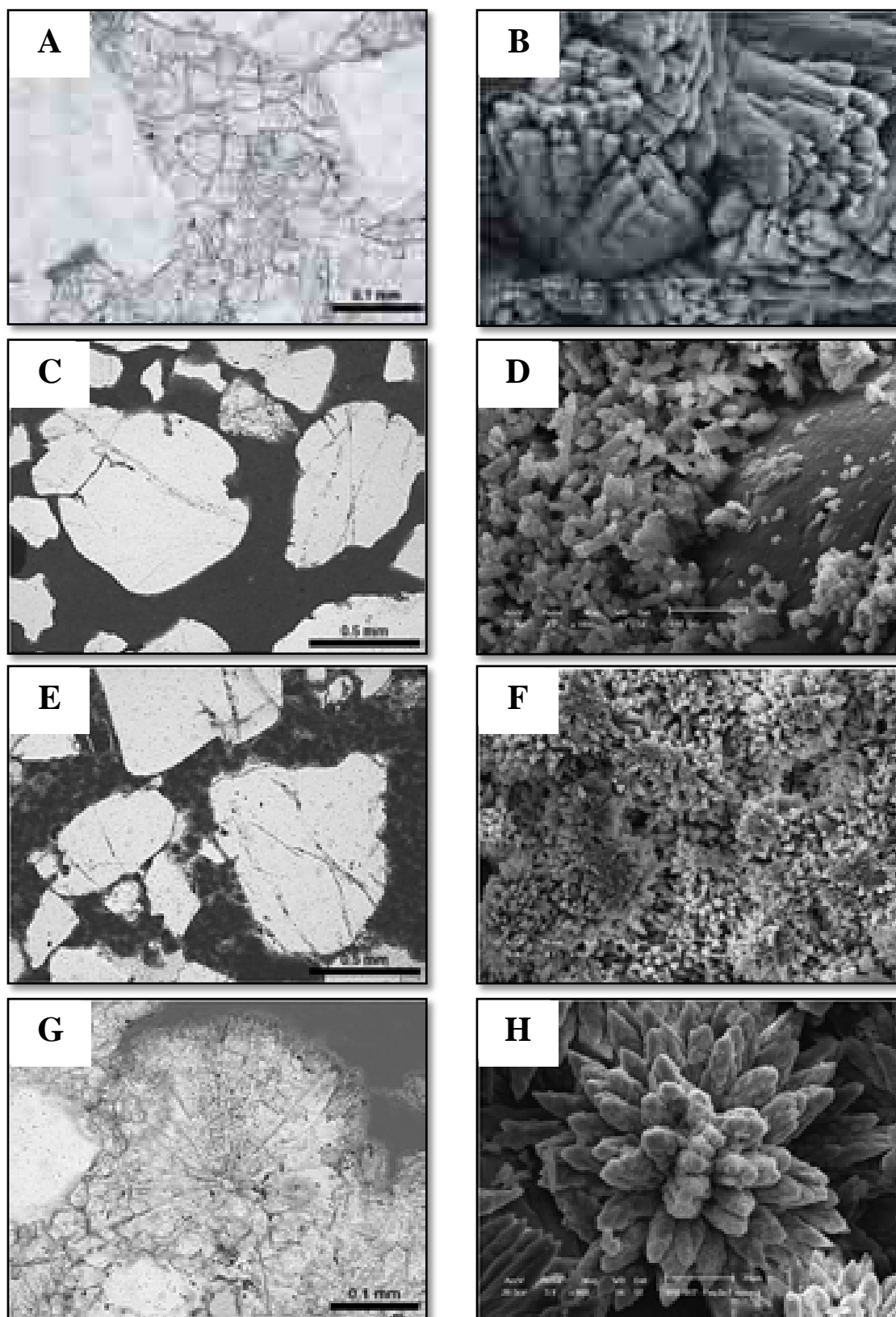


Figura 3.4. Morfologia de cimentos de calcita rica em Mg. (A) Cimento equante com mesocristais subédricos a anédricos de calcita. Nicóis paralelos. (B) Cimento equante de calcita rica em magnésio vista em MEV. (C) Preenchimento de poros criptocristalino ou micrítico, visto sob nicóis paralelos. (D) Preenchimento de poros criptocristalino ou micrítico visto em MEV. (E) Agregados pseudo-peloidais preenchendo espaço intergranular. Nicóis paralelos. (F) Agregados pseudo-peloidais visto em MEV. (G) Agregados radiais sob nicóis paralelos. (H) Agregados radiais vistos em MEV (Vieira & De Ros 2006).

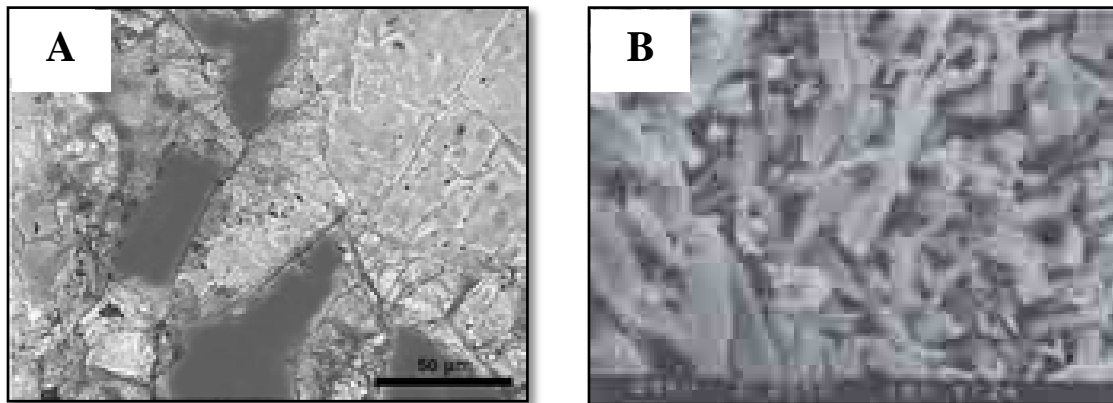


Figura 3.5. Morfologia de cimentos carbonáticos. (A) Agregados isolados e desorientados de cristais escalenoédricos de calcita rica em magnésio (Vieira & De Ros 2006). (B) Detalhe dos nódulos de aragonita vistos em MEV (Gischler 2007).

Vousdoukas *et al.* 2007 analisando diversos trabalhos acerca de *beachrocks* constataram que as principais regiões de ocorrências dessas rochas são os mares do Caribe e do Mediterrâneo, as costas tropicais a subtropicais do Atlântico, e os atóis dos oceanos Índico e Pacífico (Fig. 3.6). *Beachrock* também já foi relatado em costas de lagos de água doce, como é o caso de afloramentos encontrados na costa do Lago Michigan nos Estados Unidos (Binkley *et al.* 1980) e na costa do Lago Taupo, na Nova Zelândia, onde o cimento é formado por sílica amorfa oriunda de águas termais (Jones *et al.* 1997).

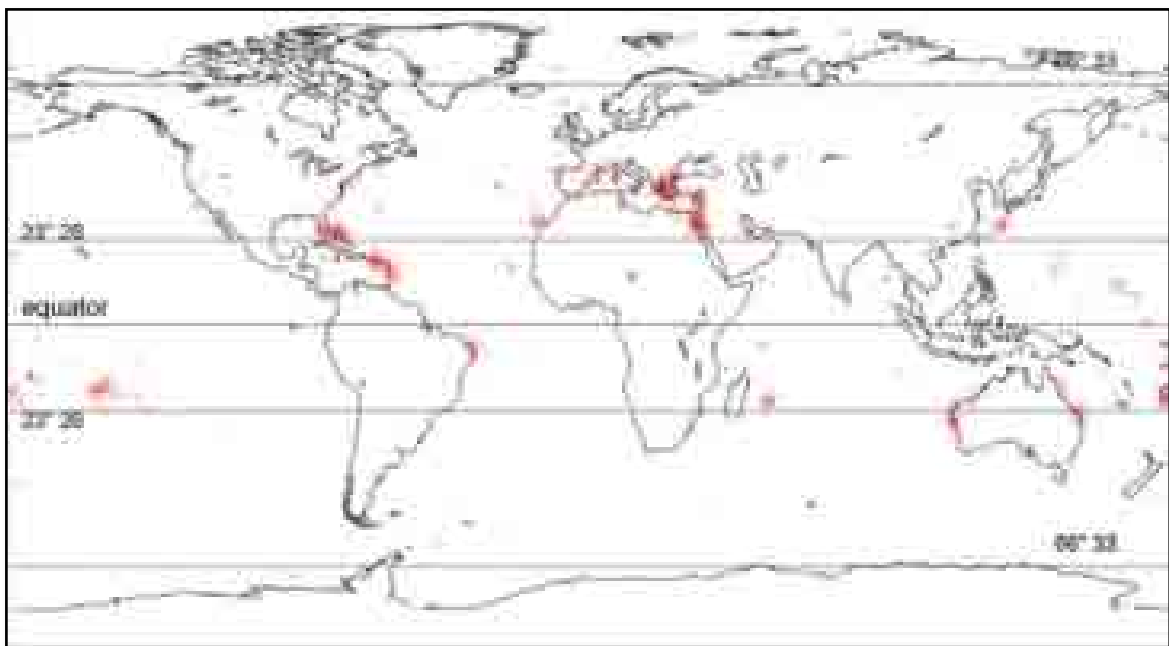


Figura 3.6. Mapa de ocorrências de *beachrocks* ao redor do mundo (Vousdoukas *et al.* 2007).

É importante ressaltar que a ocorrência de *beachrocks* é mais comum ao longo de costas que apresentam regime de micro- (maré inferior a 2 m) a mesomaré (range de maré entre 2 e 4 m), sugerindo assim que uma grande variação de maré pode inibir a precipitação e formação dessas rochas. Em relação à latitude, apesar de ocorrerem distribuídos em diversas regiões do globo, afloramentos de *beachrocks* tendem a se concentrar em regiões tropicais a subtropicais, entre as latitudes de 20° e 40°. Contudo, essa concentração pode representar que estudos em *beachrocks* foram mais desenvolvidos junto a essa região.

3.3. Origem e Química

Em seu clássico trabalho, Choquette & Pray (1970) reconheceram 03 estágios diagenéticos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. A formação de *beachrocks* ocorre durante o estágio de eodiagênese, onde os processos diagenéticos superficiais são os de maior influência na formação da rocha. Longman (1980) – estudando os efeitos do ambiente diagenético raso em rochas carbonáticas – subdividiu o ambiente eodiagenético de Choquette & Pray (1970) em quatro ‘zonas’ (Figura 3.7): *freática marinha*, *freática de água doce* (ou freática meteórica), *vadosa meteórica* e *de mistura* (águas meteórica e marinha). Cada uma dessas zonas apresenta sua particularidade com respeito à química do fluido, que reflete na formação de produtos diagenéticos distintos (Figura 3.8). Uma breve síntese sobre cada uma dessas zonas será apresentada logo abaixo, de acordo com as características apresentadas por Longman (1980).

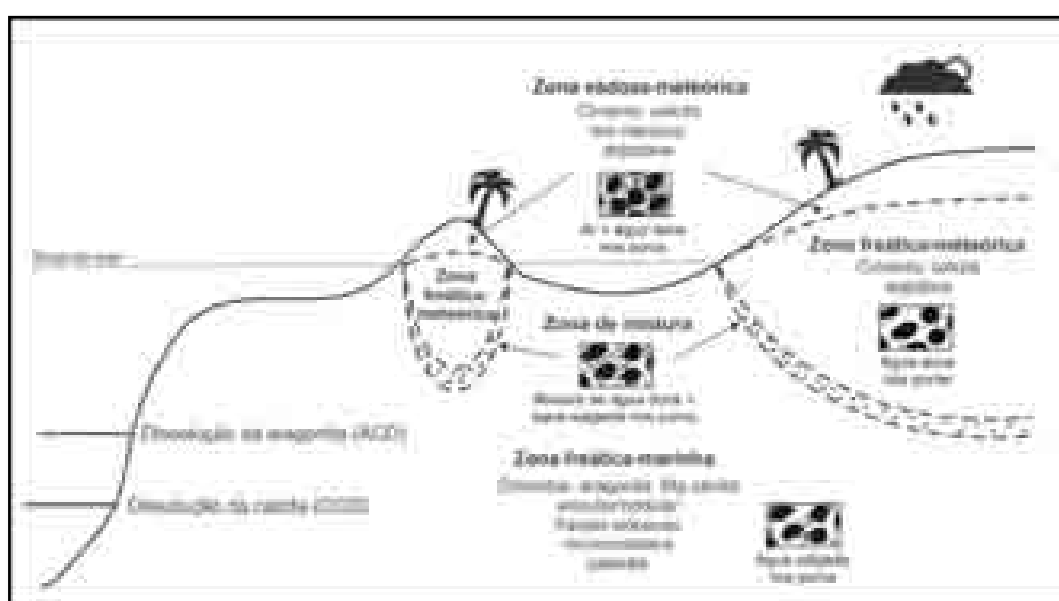


Figura 3.7. Perfil esquemático representando a distribuição e a relação entre as quatro maiores zonas eodiagenéticas de Longman (1980) (Gischler 2007).

Zona Freática Marinha

É definida como a zona onde todo o espaço poroso dos sedimentos ou da rocha é preenchido com água marinha. Essa zona pode ser dividida em duas ‘subzonas’: estagnada e ativa. A primeira é caracterizada por apresentar pequena circulação de água que, por sua vez, acarreta na formação incipiente de produtos diagenéticos. Micritização e cimentação intragranular são os principais produtos diagenéticos gerados na Zona Freática Marinha Estagnada. Por outro lado, a subzona Ativa corresponde à porção da Zona Freática Marinha onde ocorre uma boa circulação de água próximo à interface sedimento/água. Essa circulação de água favorece a precipitação de cimentos intergranular e de preenchimento. Aragonita fibrosa e calcita rica em Mg são os principais tipos de cimentos precipitados na Zona Freática Marinha Ativa.

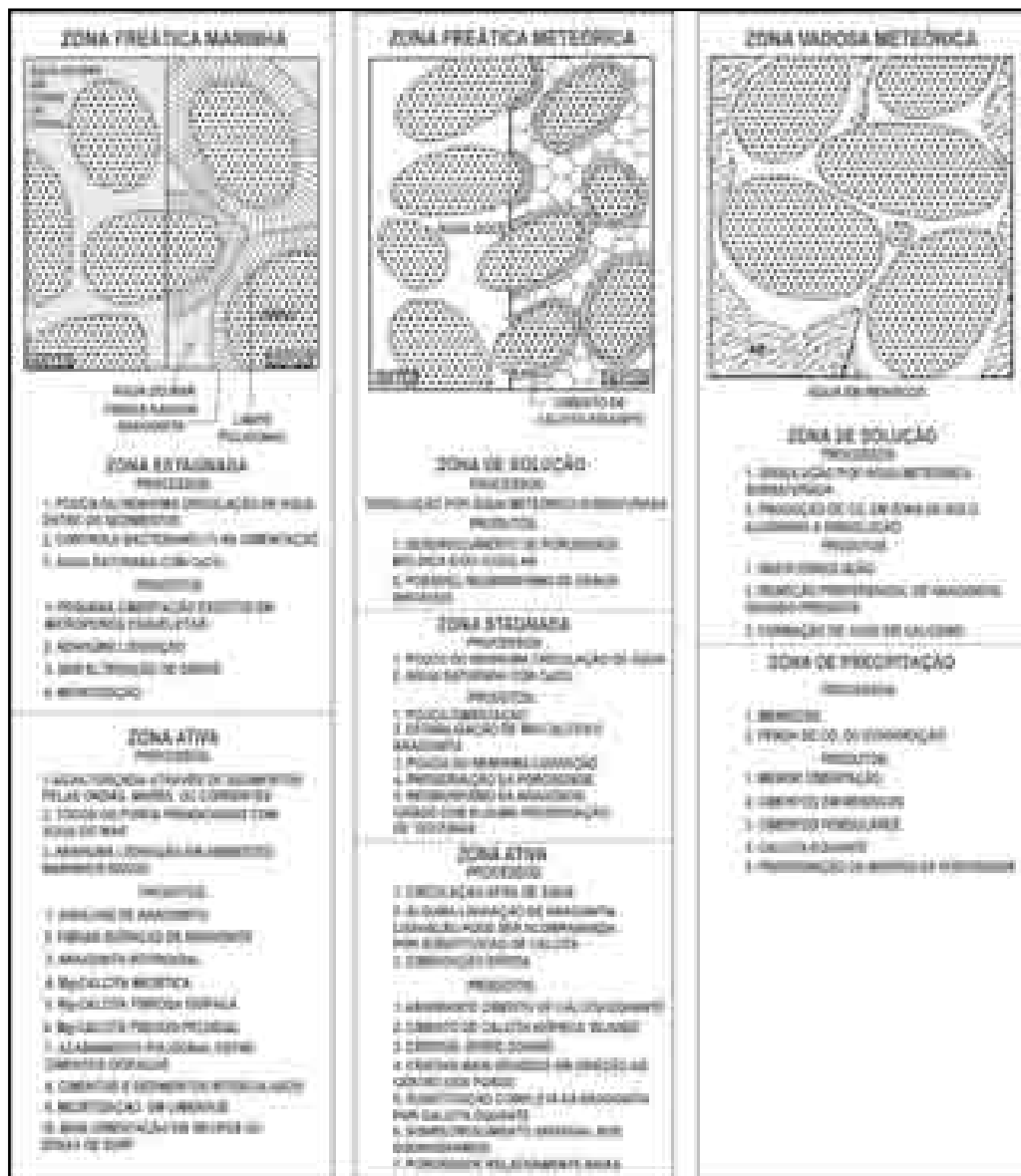


Figura 3.8. Processo e produtos característicos das zonas freática marinha, freática meteórica e vadosa meteórica, respectivamente, da esquerda para direita (Longman 1980).

Zona Vadosa Meteórica

Corresponde à zona subaérea situada acima do nível do lençol freático. Esta zona pode ser dividida em duas partes: zona de solução (ou zona de solo) e zona de precipitação (ou zona de franja capilar). A zona de solução está localizada no topo da Zona Vadosa e pode se estender a dezenas, ou até centenas, de metros de profundidade em que esta profundidade dependerá principalmente do nível do lençol freático. O principal produto diagenético na Zona Vadosa de Solução, como o próprio nome sugere, é a dissolução de carbonato de cálcio responsável pela formação de *vugs*, moldes e grãos alveolados. A Zona Vadosa de Precipitação está localizada logo abaixo da Zona de Solução, na porção inferior da Zona Vadosa, onde a água intersticial torna-se saturada em carbonato de cálcio. O principal processo diagenético é a precipitação de cimento de calcita equante de granulometria fina sob a forma de cimentos pendulares ou meniscos.

Zona Freática de Água Doce

Situa-se entre as zonas Vadosa e de Mistura, e corresponde à zona onde todo o espaço poroso nos sedimentos ou rocha é preenchido com água meteórica contendo quantidades variáveis de carbonato dissolvido. A Zona Freática de Água Doce – que tem sua geometria controlada pela topografia, precipitação pluvial e distribuição da porosidade e permeabilidade nas rochas – pode ser separada em três domínios distintos: zona de solução, zona saturada ativa e zona saturada estagnada. Na primeira, ocorre intensa dissolução em decorrência da subsaturação da água em carbonato de cálcio. Os principais produtos diagenéticos gerados na Zona de Solução são: porosidades vugular e/ou móldica (semelhantes às que ocorrem na Zona Vadosa) e possíveis neomorfismos de grãos instáveis. A Zona Saturada Ativa é caracterizada por: boa circulação de água por entre os poros, lixiviação de aragonita (que pode, ou não, ser acompanhada de substituição por calcita) e rápida cimentação. Os principais produtos diagenéticos desta zona correspondem à extensa cimentação calcítica intergranular e, conseqüente, diminuição de porosidade. A Zona Saturada Estagnada caracteriza-se pela baixa ou nenhuma circulação de água, porém, saturada com respeito a carbonato de cálcio. O principal produto diagenético remete a neomorfismo de aragonita com muito pouca (ou nenhuma) cimentação.

Zona de Mistura

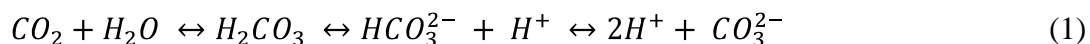
Corresponde à zona de transição entre as zonas Freática Marinha e Freática de Água Doce, e é caracterizada pela presença de água salobra decorrente da mistura entre águas

meteóricas e marinhas. Nessa zona, o processo diagenético mais interessante (embora talvez não seja o mais importante) é a dolomitização. Outros processos incluem: leve cimentação de calcita ‘*bladed*’ a micrítica, neomorfismo de aragonita para calcita, e neomorfismo de calcita rica em magnésio para calcita pobre em magnésio.

3.3.1. Química

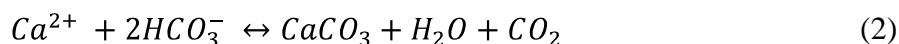
Como já vimos anteriormente, os principais compostos químicos relacionados à cimentação de *beachrocks* são aqueles formados pelo íon carbonato (CO_3^{2-}). Esse íon pode se associar a Ca^{2+} ou Mg^{2+} e formar principalmente dois minerais: calcita ou aragonita. Compostos que contêm uma mistura entre os íons Ca^{2+} e Mg^{2+} também são possíveis de ocorrer e originarão o cimento de calcita rica em magnésio (polimorfo de CaCO_3 que contém mais que 4 mol% MgCO_3 ; Alexandersson 1969, 1972a,b, Milliman 1974, Alexandersson & Milliman 1981, Gischler 2007). Para que ocorra precipitação de determinado tipo de cimento, seja ele de natureza calcítica ou aragonítica, é necessário que a solução esteja saturada em carbonato de cálcio.

O íon carbonato (CO_3^{2-}) contido nos oceanos é formado a partir da dissolução de dióxido de carbono (CO_2) absorvido da atmosfera pela água do mar. A reação (1), que comprova esta teoria, se dá da seguinte maneira: o dióxido de carbono (CO_2) presente na atmosfera é dissolvido na água do mar e formará ácido carbônico (H_2CO_3). Esse, por sua vez, se dissocia nos íons bicarbonato (HCO_3^{2-}) e carbonato (CO_3^{2-}), respectivamente (Gischler 2007).



Na água do mar, existem pouco mais de 70 elementos dissolvidos, mas apenas seis desses constituem mais de 90% dos sais dissolvidos. Dentre eles estão o cálcio e o magnésio. Em condições normais, o cálcio pode reagir com bicarbonato para formar carbonato de cálcio (2) e, a partir daí, precipitar aragonita e calcita rica em magnésio (Gischler 2007). A precipitação de carbonato de cálcio será realçada pela remoção de dióxido de carbono, como por exemplo, na reação de fotossíntese (Gischler 2007). Cabe ressaltar que a precipitação de carbonato de cálcio também será favorecida pelo aumento nos parâmetros de temperatura, salinidade e pH. Por outro lado, a dissolução ocorrerá mais facilmente quando houver aumento de pressão. A saturação da água dos mares com respeito a CaCO_3 aumenta das regiões polares em direção ao Equador, em

virtude do aumento da temperatura. Isso é visto claramente nas concentrações de ocorrências de *beachrocks* em todo o globo.



Por outro lado, a quantidade de íons dissolvidos nos rios é muito baixa se comparada com águas marinhas. Isso faz com que a diagênese em ambiente meteórico seja muito mais lenta que em ambiente marinho (Gischler 2007). Como fluidos meteóricos são geralmente subsaturados em carbonato de cálcio, dissolução é um fenômeno comum. Aragonita e calcita rica em magnésio são mais solúveis, e com a dissolução continuada desses minerais, o fluido pode ficar saturado em carbonato de cálcio e vir a precipitar calcita pobre em magnésio (menos solúvel).

3.4. Significado Paleoambiental

O mais importante significado paleoambiental que pode ser extraído a partir de estudos em *beachrocks* remete, sem dúvida alguma, ao seu uso como indicadores relativos do nível do mar. Russel (1962), tendo por base principalmente a zona de ocorrência e a rápida formação, sugeriu que depósitos de *beachrocks* podem ser indicadores particularmente sensíveis das variações do nível do mar. Entretanto, para esse fim específico, o uso de tais rochas deve ser empregado com bastante cautela. Hopley (1986) chama a atenção para três possíveis problemas: (i) A ocorrência de *beachrock* não é rigorosamente restrita à zona intermarés, uma vez que pode ser formado na zona de “*spray*” marinho de supamaré ou na zona de inframaré rasa; (ii) A posição do nível do mar obtida de *beachrocks* em regiões de macromarés (mesmo que a ocorrência de tais rochas seja rara nessas regiões) pode não ser muito precisa; e, (iii) *Beachrocks* podem ser confundidos com outros depósitos formados próximos ou nas regiões costeiras. Existem atualmente inúmeros trabalhos disponíveis na literatura que se utilizam de biomarcadores presentes em *beachrocks* (e em outros depósitos costeiros) para reconstruírem as curvas de variações do nível do mar, principalmente para o Holoceno (McLean *et al.* 1978, Kindler & Bain 1993, Dickinson 2001, Bezerra *et al.* 2003, Caldas *et al.* 2006). Caldas *et al.* (2006) afirmaram que depósitos de *beachrocks* estão entre os mais amplamente utilizados para estudo da variação do nível do mar, principalmente em regiões que apresentam regime de micro- e mesomaré. A descrição cuidadosa do emprego de biomarcadores presentes em *beachrocks* (e em outros depósitos costeiros) para datação e indicação relativa da posição do nível do mar pode ser vista no trabalho de Bezerra *et al.* (2000).

3.4.1. Impactos na dinâmica costeira

A presença de *beachrocks* em ambientes costeiros afeta largamente a dinâmica atuante, seja ela de caráter destrutivo, construtivo ou conservativo (quando há equilíbrio entre ambos os processos). Embora o estudo dessas rochas seja fundamentalmente importante para entender grande parte dos produtos gerados pelos processos modeladores da morfologia costeira, pouca atenção tem sido dada a esse enfoque. Cooper (1991) – que foi um dos pioneiros a estudar *beachrocks* focando a evolução costeira – mencionou três impactos diretos causados pela presença dessas rochas em ambientes costeiros: (i) Redução no volume de sedimento no litoral, causada pela litificação direta na formação das rochas; (ii) Mudança na morfologia costeira, através da atenuação ou amplificação dos processos erosivos por meio da presença de *beachrock*; e (iii) Mudança no potencial de preservação de fácies de linha de costa, uma vez que podem servir de proteção.

Vousdoukas *et al.* (2007) reuniram importantes informações acerca de *beachrocks* e conseguiram atribuir cinco impactos diretos que essas rochas exercem sobre o ambiente costeiro; são eles: (i) Efeito de mitigação da erosão de praia; (ii) Estabilização do perfil de praia; (iii) Alteração dos processos hidrodinâmicos próximos à costa; (iv) Mudanças no suprimento sedimentar; e, (v) Mudanças no caráter poroso do assoalho oceânico. Breves comentários sobre os possíveis impactos levantados por esses autores serão feitos logo abaixo.

Efeito de mitigação da erosão de praia

Se perguntado a qualquer pessoa, mesmo que esta não seja especialista no assunto, sobre qual impacto que um corpo rochoso disposto de forma paralela à linha de costa causaria à praia adjacente, ela possivelmente responderia que seria a proteção contra os efeitos destrutivos das ondas. Pois bem, essa seria uma resposta correta. A formação de *beachrocks* (no caso da pergunta, o “corpo rochoso disposto de forma paralela à linha de costa”) atua, em grande parte dos casos, como uma barreira natural que irá atenuar os efeitos causados pelas ondas sobre a zona costeira. Isso ocorre porque essa barreira natural formada pelos *beachrocks* tem o poder de dissipar ou até mesmo quebrar as ondas (Figura 3.9), e dessa maneira reduzem a energia trazida por elas. É importante ressaltar que a presença de *beachrocks* pode inclusive atenuar efeitos causados por ondas gigantes, como os *tsunamis*.



Figura 3.9. Exemplo de *beachrocks* atuando como proteção natural à zona costeira. Notar o efeito de atenuação da energia das ondas causado pela linha de *beachrocks*. Rabat, Marrocos (Foto: I. Cabral Neto).

Em praias desprovidas de *beachrocks* onde a dinâmica costeira atua de forma intensamente destrutiva, uma das alternativas adotadas (e que muitas vezes são empregadas erroneamente) para mitigar a erosão é a construção de barreiras artificiais (denominadas “espigões”; p.ex. Figura 3.10) para tentar reduzir os efeitos desastrosos causados pelas ondas, simulando, em certa parte, a presença de *beachrocks*. Isso pode ser claramente visto em várias praias ao redor do mundo, inclusive no Município de Natal/RN, na Praia de Areia Preta. Entretanto, o efeito de “proteção” causado pode ter caráter reverso, gerando implicações indesejáveis que são frequentemente observadas, em especial, nas praias onde foram feitas construções artificiais. Esse caráter reverso acarretará outros impactos que serão discutidos logo adiante.

Estabilização do perfil de praia

O termo “praia” pode ser definido como uma região capaz de dissipar e absorver a energia da onda, atuando dessa forma como defesa natural do ambiente costeiro (Bird 2000). Tanto a forma quanto o perfil vertical da praia se ajustam continuamente a fim de melhor se adequar à proteção da zona costeira contra os processos dinâmicos atuantes. Dessa forma, a modificação do perfil de praia gera feições sedimentares particulares, tais como barras costa-afora e bermas de praia (Komar 1998). O perfil de praia oscilará em torno de um “perfil de

equilíbrio”, que é controlado principalmente pelas condições hidrodinâmicas e sedimentares (Vousdouskas *et al.* 2007). Estes mesmos autores afirmaram que praias que contém *beachrocks* (aflorados ou, até mesmo, soterrados) tendem a exibir perfis característicos de baixa dinâmica. Assim sendo, a presença de *beachrocks* poderá atuar como controladores de perfil de praia.



Figura 3.10. Barreira artificial construída com intuito de diminuir o efeito da erosão costeira, Praia de Areia Preta, Natal/RN (Foto: I. Cabral Neto).

Alteração dos processos hidrodinâmicos próximos à costa

A presença de *beachrocks* (soterrados ou aflorantes) pode causar alterações significativas tanto na rugosidade do assoalho oceânico quanto na energia da onda incidente na praia. A rugosidade do assoalho oceânico afeta diretamente os processos hidrodinâmicos que atuam próximos à costa, tais como: produção de fluxo turbulento no assoalho oceânico, geração de contracorrente submarina e outros fluxos nas zonas de surfe e de espriamento. Adicionalmente, grande parte dos processos hidrodinâmicos próximos à costa dependem essencialmente das ondas incidentes. E, uma vez que estas têm sua energia alterada, elas têm o poder de modificar os processos hidrodinâmicos atuantes.

Mudanças no suprimento sedimentar

Cooper (1991) já alertava para mudanças no volume de sedimentos de praias com *beachrocks*. Para esse autor, o processo de formação dessas rochas provoca a diminuição no suprimento sedimentar de uma praia. Tal redução ocorreria devido ao aprisionamento dos sedimentos que estavam expostos à dinâmica costeira pela cimentação e conseqüente formação de *beachrocks*. Com isso, os sedimentos tornam-se grãos do arcabouço do *beachrock*. A partir de então, tais sedimentos serão reintroduzidos ao ciclo sedimentar somente após ação de agentes intempéricos (ondas, ventos, ação de microorganismos, etc.). No entanto, o processo erosivo ocorre a taxas bastante inferiores se comparado ao processo de formação de *beachrocks*. Tal diferença seria suficiente para provocar um desequilíbrio no ciclo sedimentar e gerar um déficit de sedimentos no ambiente costeiro (Cooper 1991). Além disso, a morfologia típica em forma de canteiros (“*patches*”) faz com que afloramentos de *beachrocks* atuem como barreiras naturais para aprisionar sedimentos próximos à região costeira.

Mudança no caráter poroso do assoalho oceânico

A porosidade do assoalho oceânico em regiões próximas à costa pode exercer função de absorver parte da energia transportada pelas ondas. A absorção da energia pode ser causada por forças de atrito, percolação de água através dos poros, distribuições de pressão, etc. Sendo assim, essa porosidade pode ser considerada um importante controle atuante na morfodinâmica de praia. Porém, esse controle pode ser completamente modificado pela presença de placas de *beachrocks* impermeáveis (Figura 3.11). A presença dessas rochas pode modificar o processo de infiltração e aumentar o volume de sedimentos em suspensão na zona de espraiamento (*swash zone*), deixando-os mais propícios à erosão (Vousdoukas *et al.* 2007).



Figura 3.11. Extensa formação de *beachrocks* provocando alteração no caráter poroso do assoalho oceânico e/ou da praia. Rabat, Marrocos (Foto: I. Cabral Neto).

3.5. *Beachrocks* do Rio Grande do Norte: Panorama Atual

No Brasil, as maiores ocorrências de depósitos de *beachrocks* se concentram na região Nordeste. Darwin (1841) e Branner (1904) foram um dos primeiros a estudarem esses depósitos nessa região. Este último estudou de maneira bastante abrangente grande parte dos *beachrocks* presentes entre o Ceará e a Bahia, voltando sua atenção principalmente para: geometria, disposição e mapeamento dos corpos aflorantes próximos à linha de costa. A partir desses autores, uma nova porta foi aberta às pesquisas científicas na região costeira do Brasil e, sobretudo, na costa do Rio Grande do Norte.

Em seu trabalho, Branner (1904) mapeou as ocorrências de *beachrocks* – por ele denominado de “*stone reef*” – do litoral oriental potiguar no trecho entre Natal e Canguaretama. Com isso, ele conseguiu identificar duas linhas de *beachrocks* paralelas à linha de costa. A primeira – que está posicionada mais próxima ao continente – é menos contínua e mais curta que a segunda – que fica mais distante do continente e que se apresenta de forma mais contínua e extensa (Fig. 3.12). Mesmo desprovido do aparato tecnológico disponível nos dias de hoje, Branner (1904) sugeriu ainda que a formação dessas rochas poderia estar relacionada à percolação de águas pluviais saturadas em carbonato de cálcio provindas do continente. Segundo ele, essas águas se tornariam ricas em carbonato após passar por regiões calcárias. E, essa água saturada com respeito a carbonato de cálcio, ao entrar em contato com água marinha, precipitaria o carbonato de cálcio em forma de cimento, dando origem aos *beachrocks*.

Cabe aqui abrir um parêntese e levantar uma breve discussão a partir das descrições realizadas por Branner (1904). Esse pesquisador relatou e descreveu inúmeros corpos de *beachrocks* que ocorriam desde a costa do Ceará até Porto Seguro/BA. Entretanto, nenhuma ocorrência de *beachrocks* na costa setentrional do Rio Grande do Norte foi mencionada por ele. Duas possibilidades são prováveis de ter ocorrido: (i) Em sua jornada, Branner não contemplou o litoral setentrional do Rio Grande do Norte; ou, (ii) Os *beachrocks*, que hoje afloram em grande parte do litoral setentrional do Rio Grande do Norte, estavam cobertos pelos sedimentos costeiros à época de sua jornada. Supondo ter ocorrido a segunda possibilidade, a dinâmica costeira atuante, as possíveis flutuações locais no nível do mar ou, até mesmo, a interação entre ambos os processos podem ter sido responsável pelo soterramento dos *beachrocks*.

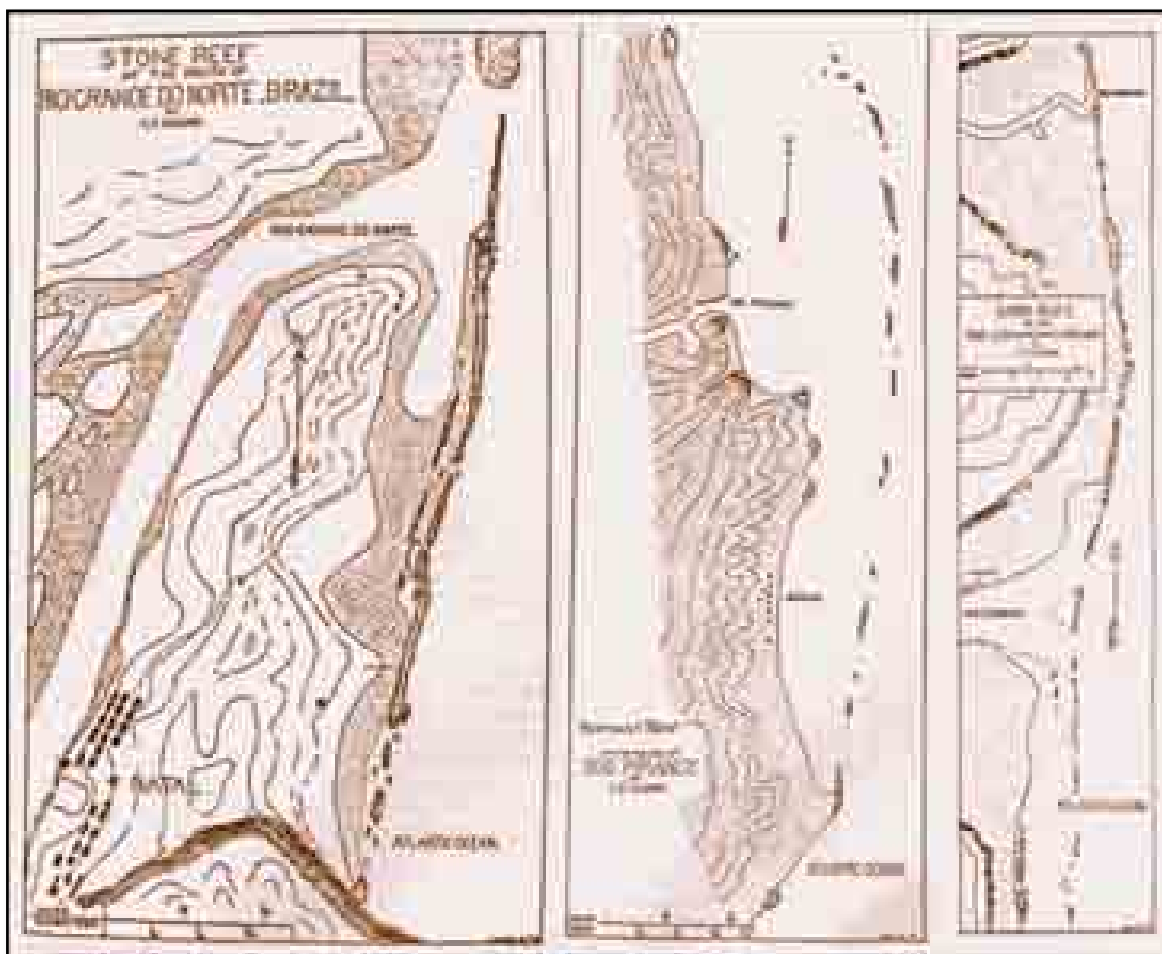


Figura 3.12. Registro histórico de alguns dos primeiros mapas de ocorrências de *beachrocks* do litoral oriental do Rio Grande do Norte, nas proximidades de Natal, Pirangi e Cunhaú (respectivamente da esquerda para direita). Notar a presença de duas linhas de rochas: uma mais extensa e contínua (mais distante do continente) e outra mais curta e menos contínua próxima ao continente (Branner 1904).

Após Branner (1904), um longo tempo se passou sem que fossem realizados trabalhos com maior detalhe nos *beachrocks*, exceto aqueles que abordaram o conteúdo fossilífero de tais depósitos (Maury 1934, Campos e Silva *et al.* 1964, Mendonça 1966). Só em meados da década de 70, nova atenção é voltada aos *beachrocks* do Rio Grande do Norte com o trabalho de Bigarella (1975). Esse autor aborda aspectos genéticos, sedimentológicos e petrográficos dos corpos de *beachrocks* aflorantes no litoral de Natal/RN. Segundo ele, o termo “*beachrock*” deveria ser substituído pelo termo “arenito de recife” (ou, em inglês, *reef sandstone*), pois o primeiro implicaria conotação de ambiente de praia que, em muitos casos, não é possível identificar a partir das estruturas nas rochas que comprovem o ambiente onde elas foram formadas. Esse autor compara os *beachrocks* do Nordeste brasileiro aos depósitos de restinga das regiões sul e sudeste. Para ele, as estruturas presentes em ambos os depósitos – sobretudo estratificações paralela e cruzada – são bastante semelhantes. Após Bigarella (1975), outro

intervalo de tempo ocorre sem publicação de trabalhos enfocando os *beachrocks* do Rio Grande do Norte.

À medida que o tempo passa, novas técnicas e equipamentos são desenvolvidos e incorporados às pesquisas científicas. A partir do início da década de 90 houve um reaquecimento na publicação de artigos científicos cuja temática abordava *beachrocks*. Um dos bons trabalhos realizados nesse período refere-se a Oliveira *et al.* (1990). Nesse trabalho, os autores estudaram não apenas os aspectos morfológicos, sedimentológicos e diagenéticos (já abordados em trabalhos anteriores), mas também obtiveram a idade de deposição dos sedimentos que deram origem aos *beachrocks* do litoral oriental do Rio Grande do Norte, no trecho compreendido entre as praias do Forte (Natal) e Barra de Cunhaú (Canguaretama). Assim, como já relatado por Branner (1904), esses autores (Oliveira *et al.* 1990) reconheceram as duas linhas de *beachrocks* que margeiam o litoral oriental norterio-grandense e, através de datação pelo método ^{14}C , propuseram idade média de 6250 anos A.P. para o *beachrock* mais próximo do continente, e de 4700 anos A.P. para o mais afastado do continente. Para eles, a zona de estirâncio seria o local mais provável para a formação dessas rochas.

Prosseguindo na ordem cronológica de publicação dos trabalhos, entraremos numa etapa de pesquisas em região costa-afora. Até então, os únicos relatos de que se tinham se referiam a ocorrências da região costeira. Não existia conhecimento suficiente acerca da plataforma brasileira para conseguir identificar ocorrências de *beachrocks* nessa região. Porém, novos trabalhos foram sendo desenvolvidos – sobretudo àqueles voltados à geologia e geofísica marinha e ao sensoriamento remoto orbital – e proporcionaram a descoberta de novos corpos de *beachrocks* no Rio Grande do Norte, dessa vez em região costa-afora. Entretanto, os primeiros trabalhos com esse enfoque não classificavam ou associavam esses corpos a *beachrocks*, pois eles não tinham como foco específico o estudo dessas rochas. Dessa forma, estas rochas foram classificadas como “antigas linhas de costa” (Viana *et al.* 1991) ou “sedimentos litificados” (Testa & Bosence 1999).

Motivados também pela disponibilidade tecnológica mais avançada à época, trabalhos de maior detalhe foram posteriormente realizados. Esses utilizaram ferramentas tais como: sensores remotos orbitais, microscopia ótica, microscopia eletrônica de varredura (MEV), difratometria de raios-X (DRX) e datação de radiocarbono (convencional ou AMS), para aprofundar os estudos acerca de tais depósitos. Exemplos do emprego dessas ferramentas em depósitos de *beachrocks* no Rio Grande do Norte podem ser conferidos nos trabalhos de Oliveira *et al.* (1990), Viana *et al.* (1991), Testa & Bosence (1999), Bezerra *et al.* (2003), Vieira (2005), Vieira & De Ros

(2006), Caldas *et al.* (2006), Cabral Neto *et al.* (2006), Santos *et al.* (2007), Cabral Neto (2007), Vieira *et al.* (2007). Uma síntese dos trabalhos relativamente mais importantes – à temática em estudo – realizados na última década será apresentada logo abaixo.

Bezerra *et al.* (2003) utilizaram biomarcadores presentes em *beachrocks*, e em outros depósitos litorâneos recentes, para estabelecer uma curva envelope de variação do nível do mar relativo holocênico no Rio Grande do Norte (Figura 3.13A). Baseando-se em tal curva, esses autores afirmaram que entre ~7100-5800 anos cal. AP e ~5000 anos cal. AP ocorreu uma subida relativamente rápida do nível do mar, quando o mesmo alcançou 2,5 a 4,0 m acima do nível do mar médio atual. Isso causou um grande avanço na linha de costa. Após esse período, o nível do mar relativo voltou a cair e só retomou nova subida entre ~2100-1100 anos cal. AP, quando resultou em novo avanço da linha de costa. Comparando-se essa curva envelope com outras curvas-modelos (Bittencourt *et al.* 1979, Suguio *et al.* 1985, Peltier 1998) para previsões de variações do nível do mar relativo, esses autores notaram pequenas diferenças entre as mesmas. E, atribuíram essas diferenças a eventos locais, os quais exerceram importante papel no avanço e recuo da linha de costa.

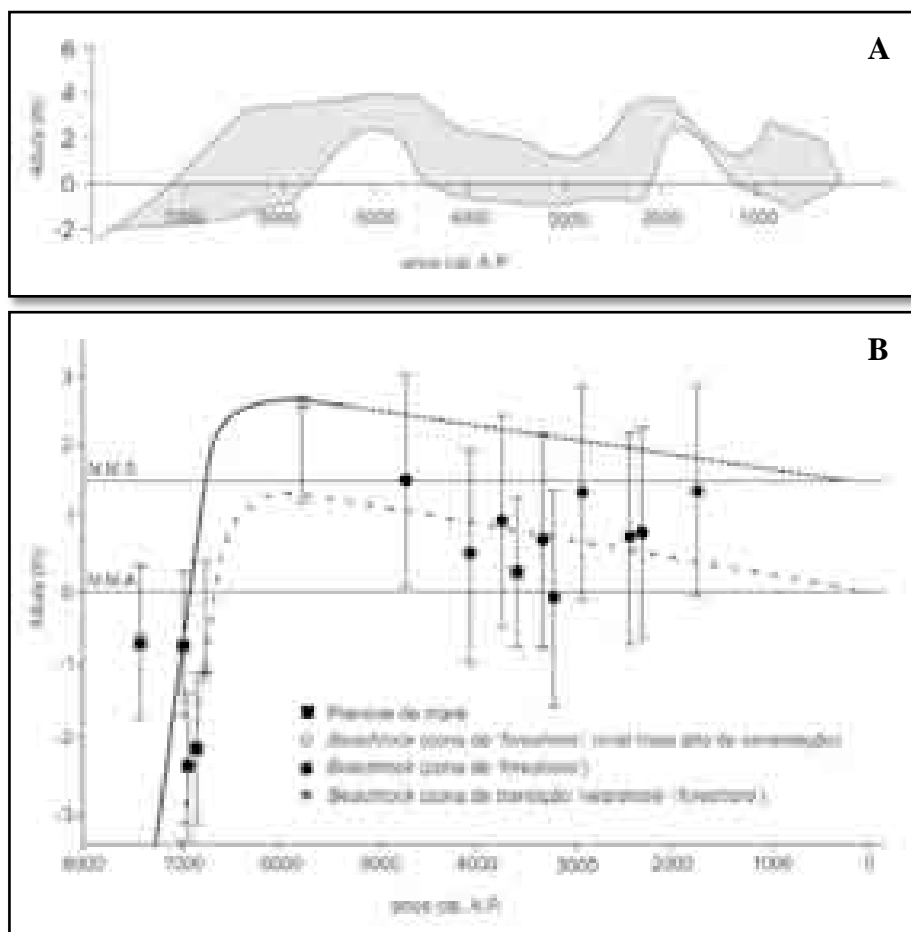


Figura 3.13. Curvas de variação do nível do mar relativo durante o Holoceno para o Rio Grande do Norte segundo (A) Bezerra *et al.* (2003) e (B) Caldas *et al.* (2006).

Caldas *et al.* (2006) construíram nova curva de variação do nível do mar relativo holocênico para parte do litoral norte do Rio Grande do Norte (Figura 3.13B). Eles se basearam em relações estratigráficas e em datação de biomarcadores por radiocarbono AMS (do inglês, *Accelerator Mass Spectrometer*) de *beachrocks* e outros depósitos recentes (com idades inferiores a 126 mil anos). De acordo com esses autores, o nível do mar relativo começou a transgredir em ~7000 anos cal. AP, e alcançou posição semelhante ao nível médio atual em ~6700 anos cal. AP. A transgressão atingiu seu máximo em ~5900-6000 anos cal. AP com 2,4 m acima do recente nível médio do mar. Após esse período, o nível do mar relativo tem caído gradativamente até alcançar o nível médio atual. Diferentemente de Bezerra *et al.* (2003), esses autores afirmaram que oscilações secundárias não puderam ser identificadas durante a queda do nível do mar relativo.

Vieira *et al.* (2007), levando em consideração aspectos texturais e estruturas sedimentares, identificaram 05 litofácies nos *beachrocks* do litoral do Rio Grande do Norte (Figura 3.14); são elas: (1) Conglomerados maciços a pobremente estratificados, (2) Conglomerados e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, (3) Arenitos com estratificações cruzada acanalada e tabular de médio porte, (4) Arenitos conglomeráticos com *skolithos*, e (5) Arenitos maciços.

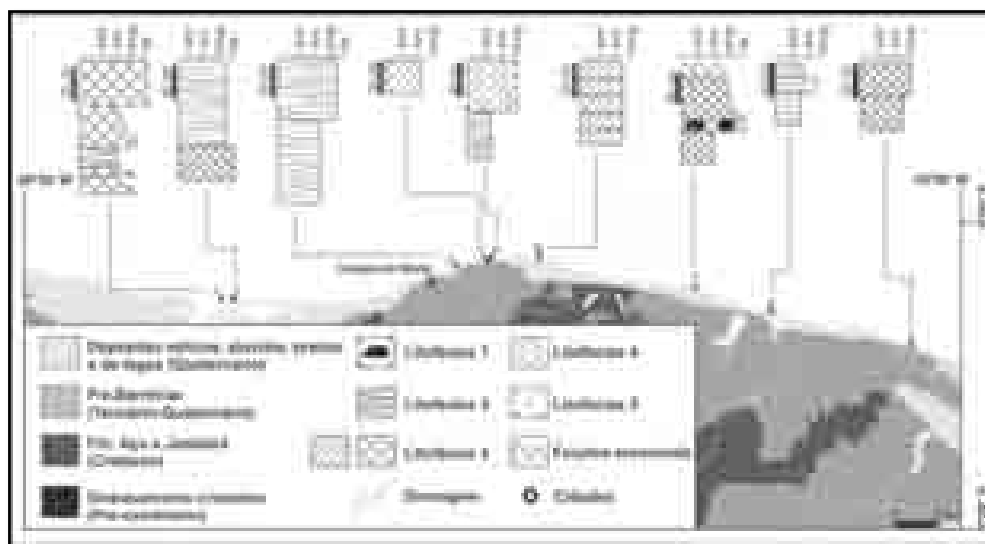


Figura 3.14. Mapa de litofácies dos *beachrocks* da região norte do Rio Grande do Norte (Vieira *et al.* 2007).

Eles interpretaram que a litofácies 1 é composta por sedimentos retrabalhados de falésias adjacentes e depositados em zona de estirâncio; a litofácies 2 foi depositada em zona de estirâncio superior e inferior, onde dominavam processos de alta energia; as litofácies 3 e 4 foram depositadas em zona de face litorânea superior; e a litofácies 5 é resultado de um intenso

processo de alteração, o qual teria destruído possíveis estruturas sedimentares previamente formadas. Esses mesmos autores combinaram as litofácies identificadas à curva de variação do nível do mar relativo de Bezerra *et al.* (2003) e teceram uma interpretação paleoambiental para a deposição dos sedimentos. Segundo eles, os sedimentos praias da região norte do Estado foram depositados entre ~4140-2190 anos cal. AP, quando o nível do mar estava em queda e durante o nível do mar relativo baixo. E, os sedimentos praias da região leste foram depositados entre ~7460-4240 anos cal. AP, durante rápida subida do nível do mar e nível do mar relativo alto.

Cabral Neto (2007), baseando-se em parâmetros micropetrográficos, reconheceu os depósitos rochosos presentes na zona costa-afora entre São Bento do Norte e Macau-RN (Figura 3.15) como sendo *beachrocks*. Tendo por base o teor de bioclastos nas amostras, ele identificou três intervalos bem marcantes: 0 a 2,9%; 3,0 a 9,9%; e >10%. Tais intervalos correspondem, respectivamente, às microfácies: Quartzarenítica, Quartzarenítica Bioclástica e Bioquartzarenítica. Essas microfácies são distribuídas de modo peculiar ao longo do corpo de *beachrock*. A microfácies Quartzarenítica concentra-se predominantemente próximo ao cânion submarino do Rio Açu, na região denominada de Urca do Tubarão. A microfácies Bioquartzarenítica ocorre principalmente na porção central da área, na região de Urca do Minhoto. A microfácies Quartzarenítica Bioclástica está disseminada ao longo de todo corpo de rocha. Dessa maneira, foi sugerido que as microfácies com altas concentrações de siliciclastos teriam sido, provavelmente, influenciadas pela paleocanal do Rio Açu, enquanto que as fácies com grandes percentuais de bioclastos estariam restritas a regiões, ao longo do depósito, onde seria mais propício o acúmulo de organismos.

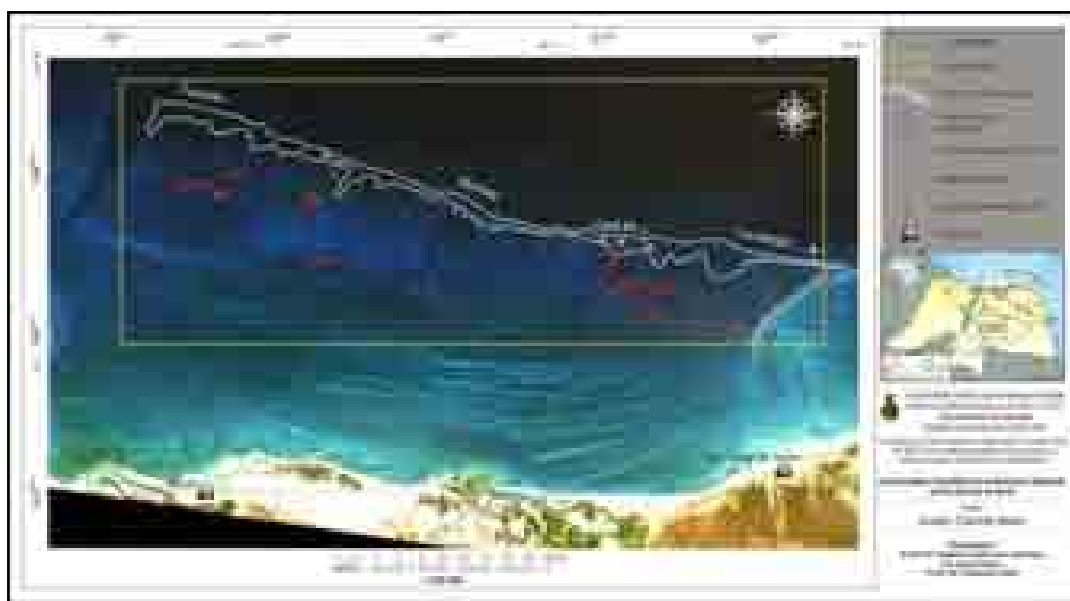


Figura 3.15. Carta imagem da plataforma setentrional adjacente ao Rio Grande do Norte. *Beachrocks* correspondem aos corpos delimitados pelas linhas branca e vermelha (Cabral Neto 2007).

4. PETROGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA E IDADE DOS *BEACHROCKS* DO RIO GRANDE DO NORTE

Utilizando-se como critério a análise micropetrográfica, à semelhança do que foi apresentado em Cabral Neto (2007) e Cabral Neto *et al.* (2010b), associado com petrografia macroscópica e análise sedimentológica de afloramentos foi possível caracterizar depósitos de *beachrocks* presentes em toda a área de estudo. Amostras de *beachrocks* de zonas litorânea e costa-afora foram coletadas e analisadas. Em amostras de ambas as zonas, foi possível reconhecer as três microfácies propostas em Cabral Neto (2007) e Cabral Neto *et al.* (2010b), sendo elas: *Quartzarenítica (QZ)*, *Quartzarenítica Bioclástica (QB)* e *Bio-quartzarenítica (BQ)*. Essas microfácies foram aqui subdivididas, tendo-se por base a nomenclatura das amostras segundo classificação de McBride (1963), nas três submicrofácies: *quartzarenito*, *subarcósio* e *sublitoarenito*. Dessa forma, as amostras aqui analisadas foram classificadas segundo modelo de microfácies e submicrofácies apresentado na Tabela 4.1.

Tabela 4.1. Nomenclaturas de microfácies e submicrofácies empregadas neste trabalho.

MICROFÁCIES (Cabral Neto 2007)	SUBMICROFÁCIES (McBride 1963)	ABREVIACÃO UTILIZADA
Quartzarenítica (QZ)	Quartzarenito (q)	QZq
	Subarcósio (a)	QZa
	Sublitoarenito (l)	QZl
Quartzarenítica Bioclástica (QB)	Quartzarenito (q)	QBq
	Subarcósio (a)	QBa
	Sublitoarenito (l)	QB l
Bio-quartzarenítica (BQ)	Quartzarenito (q)	BQq
	Subarcósio (a)	BQa
	Sublitoarenito (l)	BQl

Em termos proporcionais, todas as microfácies apresentam quantidades semelhantes, onde, de um total de 50 lâminas analisadas, 18 (que representa 36% do total) são da microfácies QZ, 16 (equivalente a 32% do total) da QB e 16 da BQ. Com respeito à distribuição em relação às zonas de ocorrências (costeira e costa-afora), das 50 lâminas analisadas, 28 foram provenientes de afloramentos costeiros e 22 de afloramentos de zona costa-afora. Em relação às lâminas dos *beachrocks* costeiros, 11 são da microfácies QZ (que equivale a 39,5%), 08 são da QB (representando 28,5%) e 09 são da BQ (equivalente a 32%). Ao passo que, em relação às lâminas descritas para os afloramentos de zona costa-afora, 07 são da microfácies QZ (que representa 32%), 08 da microfácies QB (que equivale a 36%) e 07 são da microfácies BQ. A síntese da descrição micropetrográfica de todas as amostras analisadas é exibida na Tabela 4.2.

Tabela 4.2. Síntese da descrição micropetrográfica das amostras analisadas. As lâminas provenientes de *beachrocks* de zona costa-afora estão em cinza, enquanto que as provenientes daqueles de zona costeira estão em branco.

Nº	MICROFÁCIES (Cabral Neto 2007)	SUBMICROFÁCIES	LÂMINA	NOME DA ROCHA (McBride 1963)	CONSTITUINTES (%)					GRANULOMETRIA (Wentworth 1922)	GRAU DE SELEÇÃO (Folk 1974)	ESFERICIDADE (Powers 1953)	ARREDONDAMENTO (Powers 1953)
					Qz	Bio	Feld	FRX	Acessórios				
1	QUARTZARENÍTICA	QZq	IG-UT-002.2	quartzarenito	98,0	1,0	1,0	0,0	0,0	am - ag	bs - mbs	m	subarr - arr
2			IG-UT-002.1	quartzarenito	98,0	0,5	1,0	0,5	0,0	am - ag	bs	m - a	subarr - arr
3			IG-UT-002.3	quartzarenito	98,0	0,5	1,0	0,5	0,0	af - amg	ps	m - b	subarr - subang
4			IG-UT-001.1	quartzarenito	96,0	1,0	1,5	0,5	1,0	amf	mbs	m - b	subang - ang
5			IG-UM-005.1	quartzarenito	96,0	0,0	2,0	1,0	1,0	amf - amg	mps	m - a	subarr - arr
6			IM-UP-041	quartzarenito	96,0	0,3	0,4	2,6	0,7	af - am	ms	m	subarr
7			IM-MI-026	quartzarenito	95,5	2,0	1,0	1,0	0,5	amf	bs	m - a	subarr
8			IG-UM-009.3	quartzarenito	93,5	2,0	3,0	1,0	0,5	af - am	ms - bs	m - b	subang
9			IM-RZ-003	quartzarenito	92,7	0,0	3,4	3,4	0,5	af - amg	ms - ps	m - b	ang
10		IM-PM-020B	quartzarenito	90,0	1,7	3,8	1,4	2,7	amf - amg	bs	m	subang - ang	
11		QZa	IG-UM-003.1	subarcósio	92,0	1,0	5,0	1,0	1,0	amf - ag	ps - ms	m - a	subarr - subang
12			IM-SB-021A	subarcósio	88,3	1,3	6,1	3,2	1,1	af - amg	ms	m	subarr - arr
13			IM-RZ-002	subarcósio	88,0	1,9	5,6	4,5	-	af - am	mbs	m - a	subang - ang
14		QZI	IM-PB-010A	sublitoarenito	91,0	1,0	1,0	6,0	1,0	am - ag	ps	m	subarr
15			IM-RD-018A	sublitoarenito	89,5	2,0	1,0	7,0	0,5	ag - amg	ps - mps	m	subarr
16			IM-SB-021B	sublitoarenito	87,2	1,0	4,6	6,5	0,7	af - amg	ms	m	subarr - subang
17			IM-SC-035	sublitoarenito	79,0	1,0	0,0	19,7	0,3	ag	ps	m	subarr - subang
18			IM-RZ-001	sublitoarenito	77,5	0,0	2,0	20,5	-	am - amg	bs	m	arr
19	QUARTZARENÍTICA BIOCLÁSTICA	QBq	IG-UC-010.2	quartzarenito	93,0	3,0	3,0	1,0	< 0,5	af - am	ms - bs	m - a	subarr
20			IM-CR-015A	quartzarenito	93,0	3,5	1,0	0,5	2,0	amf	bs - mbs	m - b	subang
21			IG-UM-008.3	quartzarenito	91,5	4,0	3,0	1,0	0,5	af	bs - mbs	m	subang - subarr
22			IG-UM-008.2	quartzarenito	91,0	5,0	2,0	1,0	1,0	af - am	ms	m	subarr
23			IG-UM-008.4	quartzarenito	91,0	3,0	1,0	5,0	< 0,5	af - amg	ps - mps	m - a	ang
24			IG-UC-010.1	quartzarenito	90,5	4,0	3,0	2,0	0,5	af - am	ms	m	ang
25			IM-GL-024A	quartzarenito	90,2	6,5	0,9	2,4	-	af - ag	ms - ps	m - b	subang - subarr
26			IG-UT-001.2	quartzarenito	90,0	5,0	2,0	1,0	2,0	af - amg	mps	b	ang
27			IG-UT-001.3	quartzarenito	89,5	7,0	2,0	0,5	1,0	amf - am	ms	m - b	subarr - arr
28			IM-UM-007	quartzarenito	88,5	5,1	3,4	2,6	< 0,5	amf - gr	mps	m - b	subarr - mbarr
29		IM-GL-024B	quartzarenito	88,4	3,8	4,2	3,1	< 0,5	af - am	ms	m	subang - ang	
30		IM-SB-022A	quartzarenito	86,6	6,6	2,7	3,3	0,6	af - gr	ps - mps	b	arr - barr	
31		QBa	IM-SB-022B	subarcósio	80,8	6,5	6,2	5,2	1,3	af - sx	ps - mps	m	subarr - arr
32			IM-PI-009B	subarcósio	79,0	4,0	6,5	6,0	4,5	af - amf	bs	m - b	ang
33	QBI	IG-UM-009.2	sublitoarenito	82,0	8,0	4,0	5,0	1,0	am - ag	ms - ps	m - b	ang	
34		IM-PM-020A	sublitoarenito	74,0	5,5	2,3	16,5	1,7	af - sx	mps	b	subarr - subang	

35		IG-UT-001.5	quartzarenito	86	10,0	3,0	0,5	0,5	amf - am	ms - ps	m - b	subang - subarr	
36		IG-UM-007.1	quartzarenito	85,0	10,0	3,0	1,0	1,0	amf - ag	ms - ps	m - a	subarr - arr	
37		IM-DR-030	quartzarenito	84,0	11,5	2,5	1,5	0,5	am - ag	ps - ms	m - a	subarr	
38		IG-UC-011.1	quartzarenito	82,0	12,0	1,0	4,0	1,0	af - ag	ms - ps	m - b	subarr - arr	
39		IG-UM-008.1	quartzarenito	79,0	17,0	1,0	2,0	1,0	am - ag	ms - ps	m	subarr	
40		IG-UM-004.1	quartzarenito	76,0	20,0	3,0	1,0	< 0,5	af - ag	ms - ps	m - a	subarr - subang	
41		IG-UM-009.1	quartzarenito	74,5	20,0	2,0	3,0	0,5	am - ag	bs	m	subarr	
42	BIO-	IG-UM-006.1	quartzarenito	71	25,0	2,0	1,0	1,0	amf - amg	mps	m - a	arr - subarr	
43	QUARTZARENÍTICA	IM-SB-023B	quartzarenito	68,2	26,9	1,0	3,9	-	gr	ps - mps	b	subarr - arr	
44		BQa	IM-RZ-005	subarcósio	53,0	40,0	4,0	2,5	0,5	af - ag	ps	m	subarr
45			IM-UM-008	sublitoarenito	66,0	17,0	0,5	16,0	0,5	sx	mbs	b	barr
46			IM-UM-006	sublitoarenito	63,8	11,7	3,5	20,5	0,5	amf - gr	mps	m	subang - subarr
47		BQl	IM-TOU-19A	sublitoarenito	57,0	25,0	5,5	11,5	1,0	ag - gr	ms	m - b	barr
48			IM-TOU-19B	sublitoarenito	55,0	25,4	2,6	17,0	-	ag - sx	ms	b	arr
49			IM-TO-013A	sublitoarenito	55,0	30,0	1,0	13,0	1,0	amg	mps	b	subang
50			IM-CR-012A	sublitoarenito	50,0	38,0	1,0	10,0	1,0	amg	mps	b	subang

Abreviação utilizada: Qz - quartzo; Bio - bioclasto; Feld - feldspato; FRX - fragmento de rocha; amf - areia muito fina; af - areia fina; am - areia média; ag - areia grossa; amg - areia muito grossa; gr - grânulo; sx - seixo; mbs - muito bem selecionado; bs - bem selecionado; ms - moderadamente selecionado; ps - pobremente selecionado; mps - muito pobremente selecionado; b - baixo; m - moderado; a - alto; ang - anguloso; subang - subanguloso; subarr - subarredondado; arr - arredondado; barr - bem arredondado; mbar - muito bem arredondado.

Ao longo deste capítulo serão apresentados os resultados das descrições micropetrográficas das amostras analisadas, bem como da análise sedimentológica das seções colunares levantadas em afloramentos costeiros durante a corrente Dissertação de Mestrado e em trabalhos anteriores realizados por outros autores na área de estudo. Com base nesses resultados foi possível correlacionar os *beachrocks* que afloram em zona costeira àqueles de zona costa-afora. Por fim, algumas discussões serão levantadas com respeito à deposição dos sedimentos que deram origem a estas rochas levando em consideração temas tais como idades ^{14}C , variação do nível do mar e conceitos fundamentais de estratigrafia de sequências.

4.1. Microfácies

Quartzarenítica

A microfácies Quartzarenítica é caracterizada, nas amostras aqui analisadas, por uma baixa razão bioclasto/siliciclasto, em que o teor máximo de bioclastos é de 2,0% (média de 1,0%). Os principais bioclastos presentes são representados por algas vermelhas (Figura 4.1A) e foraminíferos bentônicos. Em oposição à quantidade de bioclastos, o teor de siliciclastos é sempre muito elevado nesta microfácies, onde pode alcançar o máximo de 98% (com média de 91,5%) dos constituintes do arcabouço (Figura 4.1B). Com respeito às amostras provenientes de *beachrocks* de zona costeira, os maiores teores de siliciclastos foram observados em amostras das localidades de Minhoto (próximo a Diogo Lopes) e Upanema, as quais correspondem respectivamente às regiões centro e oeste da área em estudo. As maiores quantidades de siliciclastos são encontradas em amostras oriundas de *beachrocks* de zona costa-afora, e seus principais representantes são quartzo mono e policristalino (Figura 4.1C). Os fragmentos de rochas (média 4,5%, máx. 20,5%) são constituídos principalmente por paraderivados, os quais incluem fragmentos da própria rocha (*beachrocks*) e de arenito ferruginoso da Formação Barreiras (Figura 4.1D). Feldspatos (média 3,1%, máx. 6,1%; principalmente rico em potássio) e acessórios (média 0,8%, máx. 2,7%) são os constituintes do arcabouço menos expressivos.

Quanto aos aspectos texturais, a microfácies Quartzarenítica apresenta moda granulométrica variando de areia fina a média, selecionamento moderado a alto (bem selecionado), em que os siliciclastos são, em geral, subarredondados e apresentam esfericidade moderada. O principal evento diagenético reconhecido nesta microfácies é a precipitação de

cimento carbonático sob morfologia de franjas prismáticas isópacas e será descrito em maior detalhe no capítulo seguinte.

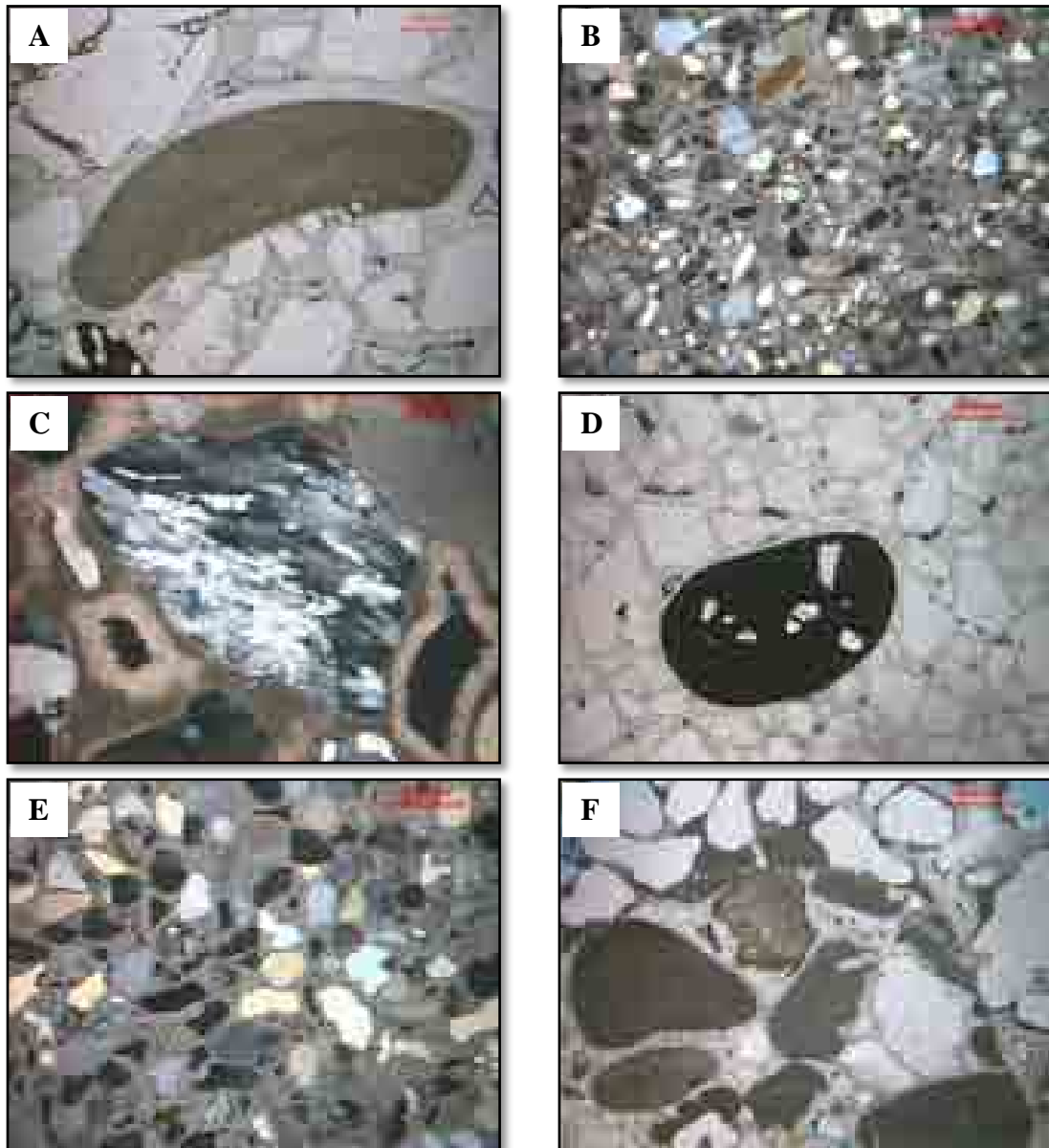


Figura 4.1. Fotomicrografias de amostras da microfácies Quartzarenítica. (A) Fragmento de alga vermelha da família *Corallinaceae*. Este é o bioclasto mais comum presente nesta microfácies (lâmina IM-SB-021B, nicóis paralelos). (B) Visão geral típica de *beachrock* da submicrofácies quartzarenito (QZq). Observar o predomínio de siliciclastos com destaque para grande quantidade de quartzo (lâmina IM-PM-020B, nicóis cruzados). (C) Quartzo policristalino com textura alongada, típica de derivação metamórfica (lâmina IM-RZ-001, nicóis cruzados). (D) Fragmento de rocha paraderivado muito comum nesta microfácies. Trata-se de fragmento retrabalhado de arenito ferruginoso da Formação Barreiras (lâmina IM-SB-021A, nicóis paralelos). (E) Seção característica da submicrofácies subarcósio, a qual apresenta quantidade relativamente elevada de feldspatos (lâmina IM-RZ-002, nicóis cruzados). (F) Exemplo de seção da submicrofácies subarcósio (QZa) onde ocorre aumento relativo na quantidade de fragmentos de rocha. Ver grande fragmento que sozinho representa cerca de 60% da foto (lâmina IM-RZ-001, nicóis paralelos).

Esta microfácies, de acordo com litotipo predominante (Tabela 4.1), pode ser subdividida em três submicrofácies: quartzarenito (Figura 4.1B), subarcósio (Figura 4.1E) e sublitoarenito (Figura 4.1F). Considerando todas as amostras analisadas (incluindo as de zona costeira e as de zona costa-afora), há um predomínio da submicrofácies quartzarenito, com 55%, enquanto a submicrofácies sublitoarenito representa 28% e a subarcósio corresponde 17% da totalidade para a microfácies Quartzarenítica.

Quartzarenítica Bioclástica

As amostras classificadas dentro desta microfácies são marcadas por um aumento significativo – quando comparada à microfácies Quartzarenítica – na razão bioclasto/siliciclasto. Tal aumento é reflexo da quantidade de bioclastos presentes, que pode alcançar o valor máximo de 8% (média de 5,0%). As amostras de *beachrocks* provindas de zona costa-afora apresentam os maiores teores de bioclastos dentre todas analisadas nesta microfácies. Algas vermelhas e foraminíferos bentônicos (Figuras 4.2A e 4.2B) são os principais representantes do arcabouço carbonático. Os siliciclastos são compostos por quartzo (máx. 93%, média 87,4%), fragmentos de rochas (máx. 16,5%, média 3,5%), feldspatos (máx. 6,2%, média 2,8%) e acessórios (máx. 2%, média 1,1%). Grãos de quartzo são de natureza mono- e policristalina. Fragmentos de rochas são derivados predominantemente de ígneas e metamórficas, apesar de também ocorrer fragmentos de origem sedimentar (paraderivados). Os feldspatos são representados essencialmente pela microclina (Figura 4.2C) e os acessórios são constituídos por opacos, titanita, zircão e biotita.

A moda granulométrica para esta microfácies varia de areia média a areia grossa. Porém, ainda contém em menores proporções grãos de tamanhos areia muito fina e seixo. A grande variação no tamanho dos grãos resulta num grau de seleção muito baixo, o qual pode variar de pobremente a muito pobremente selecionado. A esfericidade, em geral, varia de moderada a baixa e o arredondamento é marcado por grãos subangulosos a arredondados. Cimento de calcita microcristalina representa o evento diagenético mais importante registrado nesta microfácies. Assim como a microfácies Quartzarenítica, pode ser dividida nas submicrofácies: Quartzarenito (75%; Figura 4.2D), Subarcósio (12,5%; Figura 4.2E) e Sublitoarenito (12,5%; Figura 4.2F), de acordo com litotipo predominante (Tabela 4.1).

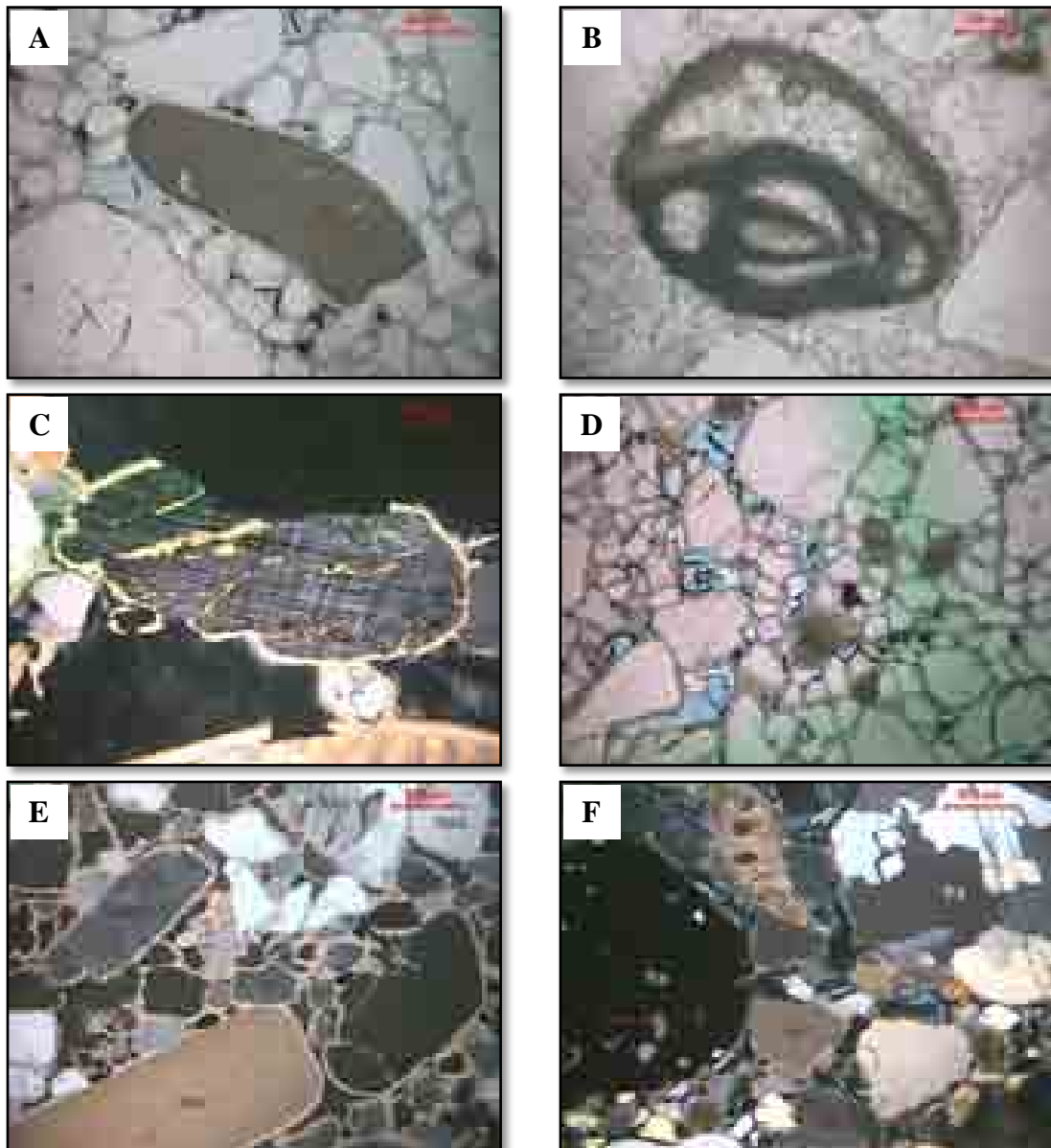


Figura 4.2. Fotomicrografias da microfácies Quartzarenítica Bioclástica (QB). (A) Alga calcária vermelha da família *Corallinaceae*. Juntamente com os foraminíferos bentônicos, são os bioclastos mais abundantes nesta microfácies (lâmina IM-SB-022A, nicóis paralelos). (B) Foraminífero bentônico da subordem *miliolinina*, bastante comum na microfácies QB (lâmina IM-RZ-002, nicóis paralelos). (C) Microclina com seu padrão característico de geminação tipo xadrez e alteração interna para flocos de ilita (microcristais amarelos de alta reflectância). Microclina representa o feldspato mais comum presente na microfácies QB (lâmina IM-SB-023b, nicóis cruzados). (D) Submicrofácies quartzarenito (QBq). Os grãos do arcabouço são compostos predominantemente por siliciclastos e bioclastos. Notar a quantidade relativamente elevada de bioclastos nesta microfácies, se comparada à QZq (lâmina IM-GL-024A, nicóis paralelos). (E) Submicrofácies subarcósio (QBa): marcada pela quantidade elevada de feldspatos (lâmina IM-SB-022B, nicóis cruzados). (F) Submicrofácies sublitoarenito (QB1) caracterizada pela grande quantidade de fragmentos de rocha (lâmina IM-PM-020A, nicóis cruzados). Abreviação utilizada: Bio – bioclasto, feld – feldspato, qz – quartzo, frx – fragmento de rocha.

Bio-quartzarenítica

Esta microfácies é marcada por uma alta razão bioclasto/siliciclasto, a qual chega a valores de até 1:4 (que corresponde 01 bioclasto para cada 04 siliciclastos). O teor máximo de bioclastos é de 40%, com média de 20%, em que os maiores valores se concentram em amostras de zonas costa-afora. Os bioclastos presentes são típicos de águas rasas, representados principalmente por algas calcárias vermelhas da família *Corallinaceae* (Figura 4.3A), bivalvíos (Figura 4.3B), gastrópodes (Figura 4.3C) e foraminíferos bentônicos (Figura 4.3D). Como consequência aos altos teores de bioclastos presentes nesta microfácies, valores de siliciclastos são relativamente mais baixos que nas demais microfácies. Os teores máximos apresentados para estes constituintes do arcabouço são: quartzo 86% (média 71,5%; Figuras 4.3A e 4.3B), fragmentos de rochas 20,5% (média 6,0%; Figura 4.3A), feldspatos 5,5% (média 2,5%) e acessórios 1% (média 0,7%).

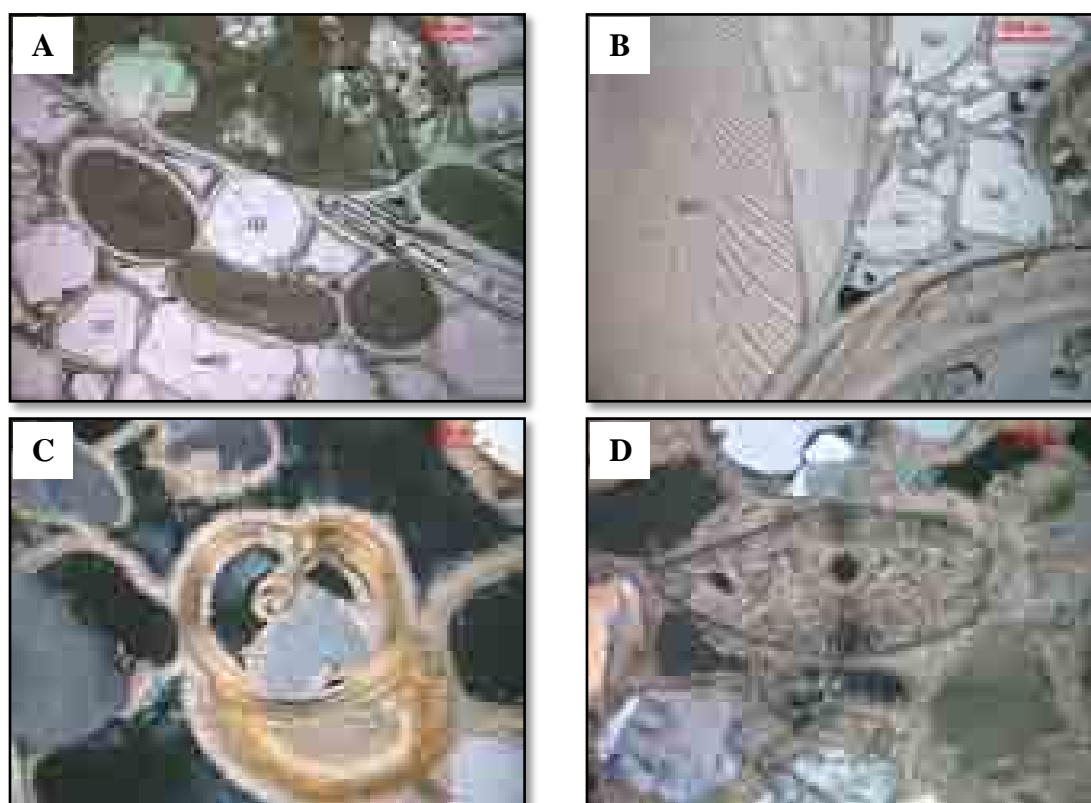


Figura 4.3. Fotomicrografias da microfácies Bio-quartzarenítica (BQ). (A) Submicrofácies subarcósio (BQa): apresenta quantidades relativamente elevadas de bioclastos e fragmentos de rocha, particularmente de paraderivados. Notar o fragmento de rocha (frx) derivado de *beachrock*, o qual é composto por bioclastos e siliciclastos (lâmina IM-TOU-019B, nicóis paralelos). (B) Fragmentos de bivalvíos com estrutura interna bem preservada presentes na submicrofácies quartzarenito (BQq). O bom estado de preservação se deve a composição de suas carapaças, sendo elas de calcita rica ou pobre em Mg (lâmina IM-SB-023B, nicóis paralelos). (C) Seção basal de gastrópode, raro exemplar presente nesta microfácies. Apesar de ocorrerem em diversos ambientes aquáticos, tais bioclastos são mais comuns em águas com salinidade normal (lâmina IM-SB-023B, nicóis cruzados). (D) Foraminífero bentônico da subordem *Rotaliacea*, os quais são encontrados principalmente na zona fótica. A excelente preservação sugere composição predominantemente calcítica para carapaça deste microorganismo (lâmina IM-RZ-002, nicóis cruzados).

Em geral, a microfácies Bio-quartzarenítica apresenta moda granulométrica variando de areia muito grossa a grânulo, o que também é reflexo da grande quantidade de bioclastos. Esse amplo range granulométrico acarreta em mau selecionamento dos grãos, que podem variar de pobremente a muito pobremente selecionado. A esfericidade varia de moderada a baixa com grãos predominantemente subarredondados a arredondados. A diagênese desta microfácies é marcada pela precipitação de cimentos carbonáticos em morfologia de calcita espática microcristalina e franjas prismáticas isópacas. Cimento de calcita espática-equante também ocorre de forma comum.

Assim como as demais microfácies, pode ser dividida em Quartzarenito (56,5%), Subarcósio (6%) e Sublitoarenito (37,7%), de acordo com litotipo predominante.

4.2. Seções colunares e afloramento modelo de São Bento do Norte

Ao longo dos mais de 260 km de litoral contidos na área em estudo é possível observar um grande número de afloramentos de *beachrocks*. Grande parte destes apresenta-se em forma de lajedo, sem expressividade em perfil vertical. Entretanto, alguns desses afloramentos apresentam-se levemente escarpados, com espessuras que pode alcançar até vários decímetros. Em geral, os *beachrocks* são formados por diferentes camadas, as quais podem ser facilmente diferenciadas através de aspectos texturais e composicionais presentes, bem como pelas estruturas sedimentares contidas em cada uma delas. O estudo em detalhe de cada uma dessas camadas pode fornecer importantes informações acerca das características intrínsecas à deposição dos sedimentos que deram origem a essas rochas.

Durante as etapas de campo, seções colunares foram levantadas nos afloramentos de *beachrocks* de maior expressividade presentes na área em estudo. Tais afloramentos foram encontrados nas regiões de São Bento do Norte e nas praias de São Cristóvão, Baixa Grande e Upanema, no município de Areia Branca. Em cada um desses afloramentos, amostras foram coletadas de forma representativa nas diferentes camadas. Curiosamente, todas as seções colunares levantadas durante o presente projeto são oriundas de afloramentos localizados na costa norte do estado. Como a dinâmica costeira é bastante ativa ao longo de períodos diferentes do ano, é possível que durante o período de visita a campo a costa leste do estado estivesse sofrendo processo de acumulação de sedimentos, o que refletiu no soterramento parcial ou total de grande parte dos *beachrocks* presentes nessa região. E, em contrapartida, a costa norte poderia

estar sofrendo processo erosivo capaz de expor espessuras relativamente grandes dos afloramentos de *beachrocks*.

Além das descrições petrográficas e sedimentológicas efetuadas durante etapas de campo do corrente trabalho de pesquisa, outros trabalhos disponíveis na literatura sobre a área e a temática em questão foram consultados. Algumas descrições de perfis de *beachrocks* desses trabalhos foram aqui reanalisadas (sob mesma sistemática) e utilizadas a fim de complementar a lacuna existente por falta de afloramentos disponíveis. O resultado das descrições de seções colunares dos afloramentos mais importantes presentes na área estudada (Figura 4.4) será apresentado logo abaixo seguindo ordem de distribuição espacial em direção N-NW a partir de Natal.

Beachrock de Pitangui

A região que compreende a Praia de Pitangui, no Município de Extremoz/RN, corresponde à primeira ocorrência de afloramentos de *beachrocks* em zona costeira após Natal, no sentido litoral norte. Essa região é marcada por vasta exposição de *beachrocks*, dispostos ao longo da zona de estirâncio, com morfologia típica de lajedo (Figura 4.5A). No período de visita a campo, os *beachrocks* desta região apresentavam espessuras aflorantes insignificantes, com máximo de 20 cm. Entretanto, maiores espessuras aflorantes dessas rochas podem ser observadas em diferentes períodos, a depender das condições morfodinâmicas atuantes na região. Vieira *et al.* (2007), por exemplo, conseguiram descrever afloramentos nessa região com pouco mais de 1 m de espessura aflorante e propuseram que esses *beachrocks* são formados por camadas de até 30 cm de espessura que se alternam ora com textura muito grossa (predomínio de grãos com tamanho grânulo e seixo) ora com textura ligeiramente mais fina (onde predominam grãos com tamanho areia média a areia grossa) (Figura 4.4; seções colunares 1 e 2). A passagem de uma camada para outra pode ser de maneira gradativa ou brusca, porém aquelas que apresentam textura mais grossa (com grânulos e seixos) estão sempre na base de um possível ciclo deposicional com afinamento textural para o topo. É comum em quase todas as camadas a presença da estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (Figura 4.5B). Entretanto, estratificação cruzada de baixo ângulo foi observada em uma única seção (Figura 4.4; seção 1). Em relação a seus aspectos composicionais, esses *beachrocks* são formados por grãos predominantemente siliciclásticos, representados por quartzo e fragmentos de rochas. Bioclastos são raros ou, até mesmo, inexistentes. De acordo com as análises micropetrográficas realizadas durante o corrente estudo, as rochas desse afloramento são classificadas como microfácies Quartzarenítica Bioclástica.

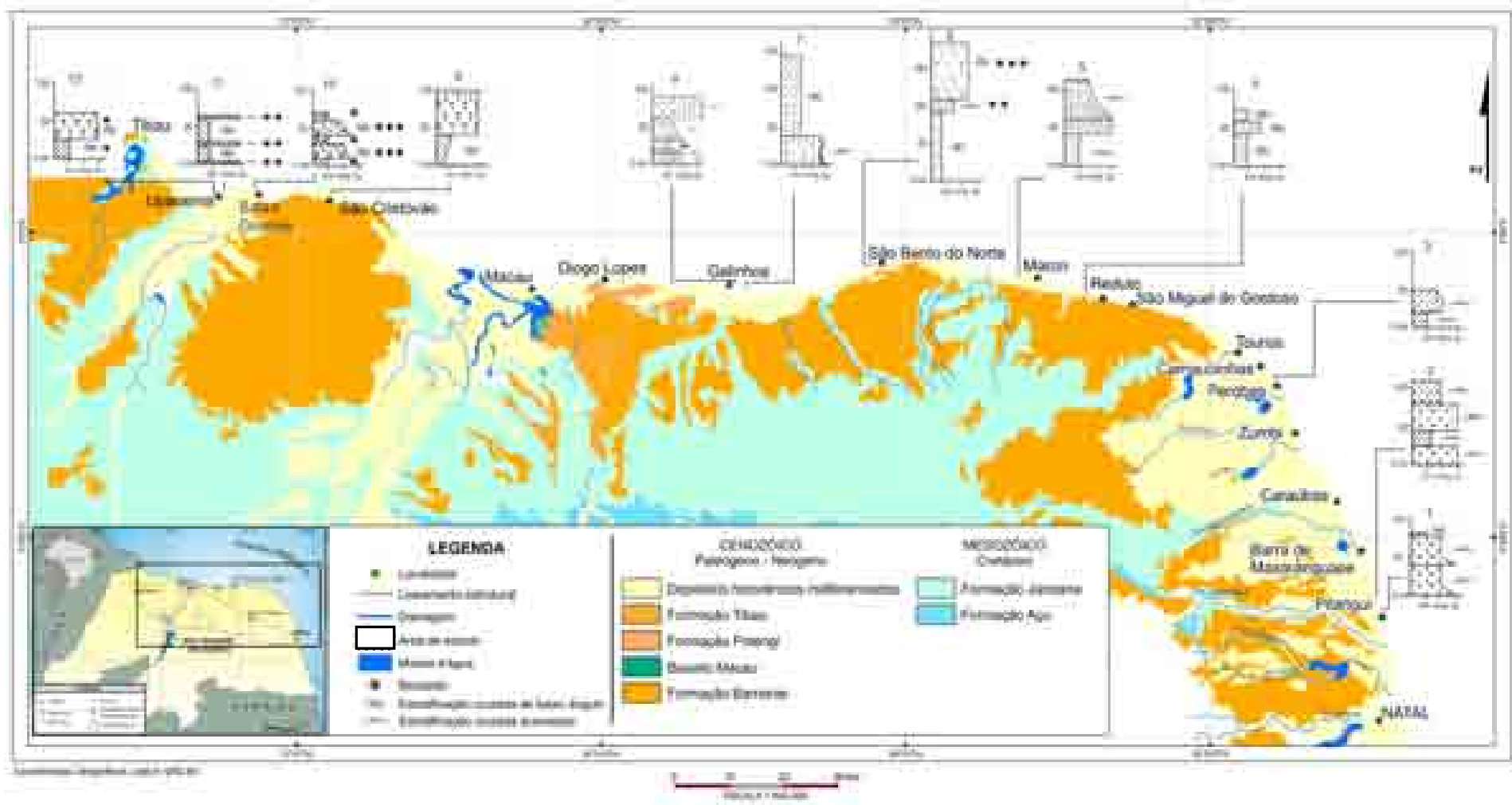


Figura 4.4. Seções colunares dos principais afloramentos de *beachrocks* ao longo do litoral do Rio Grande do Norte. Seções 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8 extraídas de Vieira *et al.* (2007).

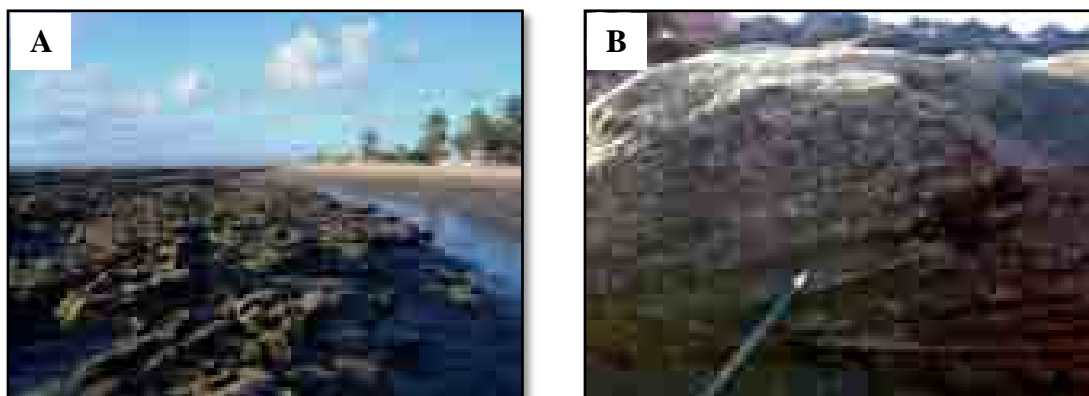


Figura 4.5. Vasta exposição de *beachrocks* na Praia de Pitangui, Município de Extremoz/RN, com destaque para (A) morfologia típica em forma de lajedo, com pouca representatividade em perfil vertical, e (B) estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.

Beachrock de Perobas

Após a Praia de Pitangui, rumo a norte, um trecho de aproximadamente 40 km de costa ocorre sem afloramentos de *beachrocks*. Só então, na Praia de Perobas, Município de Touros/RN, nova exposição dessas rochas é observada (Figura 4.6). Assim como no de Pitangui, o afloramento de *beachrocks* da Praia de Perobas ocorre em forma de lajedo, sem expressividade de espessura aflorante, e apresenta pequenas dimensões (no máximo poucas dezenas de metros de comprimento). A espessura média aflorante medida durante período de visitação a campo foi inferior a 20 cm. O afloramento encontra-se disposto na zona de estirâncio.

Esse afloramento é caracterizado por apresentar grãos com tamanhos variando de areia fina a m dia, com grânulos esparsos, constituídos principalmente por siliciclastos (predominantemente grãos de quartzo) e bioclastos (fragmentos de bivalv ios). Vieira *et al.* (2007) descreveram nessa região um afloramento com pouco mais de 40 cm de espessura, o qual é formado por duas camadas (Figura 4.4; se o 3): uma inferior basal com 20 cm de espessura, apresentando grãos predominantemente de tamanho areia média, seguida no topo por contato abrupto com camada de pouco mais de 20 cm, com grãos mais grossos na base (de tamanho areia muito grossa) passando gradativamente para grãos ligeiramente mais finos (tamanho areia média a grossa), revelando, dessa forma, um afinamento textural para o topo. Ambas as camadas apresentam predominantemente estratifica o cruzada acanalada de pequeno porte.

Análises micropetrográficas realizadas em amostras desse afloramento durante o corrente estudo indicaram a predominância da microfácies Quartzarenítica.

Beachrock de Touros

Localizada no extremo nordeste do Brasil, essa praia apresenta boas exposições de *beachrocks*, os quais estão atualmente dispostos em zona de pós-praia – que não necessariamente representa a zona onde essas rochas foram formadas – constituindo pequenas falésias.



Figura 4.6. Afloramento de *beachrock* em zona intermarés da Praia de Perobas, Touros/RN. Apresenta exposição em forma de lajedo com dimensões relativamente pequenas.

Os *beachrocks* presentes na praia de Touros estão estratigraficamente sobrepostos aos arenitos fluviais da Formação Barreiras. Tais *beachrocks* apresentam textura grossa – com granulometria variando de areia média a grossa e grânulos esparsos –, grande quantidade de bioclastos (principalmente representado por fragmentos de bivalvíos) e estratificação cruzada de baixo-ângulo. Uma particularidade identificada nessas rochas remete ao padrão impresso por agentes erosivos, que formam nelas uma superfície irregular pontiaguda composta por pequenas ‘pirâmides’ envolta a diminutas crateras (Figura 4.7A e B). Feições semelhantes a estas foram descritas em *beachrocks* da África do Sul (Miller & Mason 1994), sendo denominadas de *spitzkarren*.

Micropetrograficamente, este *beachrock* é classificado dentro da microfácies Bio-quartzarenítica.

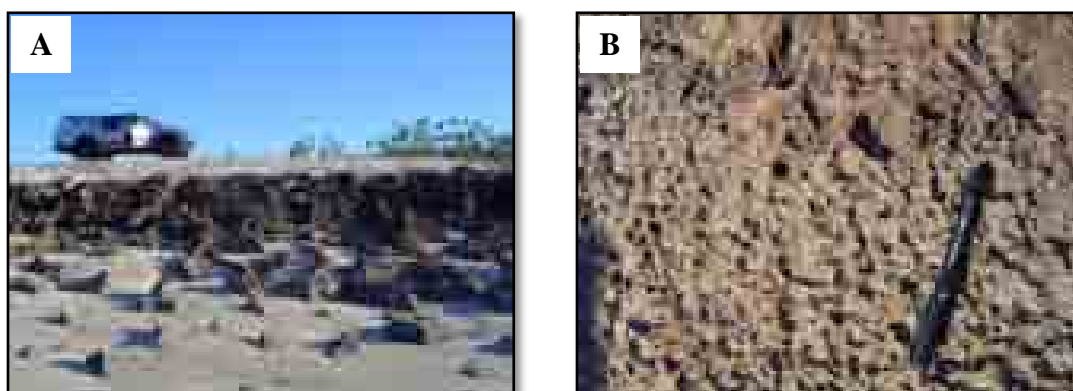


Figura 4.7. Afloramento de *beachrock* com feição erosional “*spitzkarren*”. Em (A) temos uma visão geral do afloramento, com morfologia resultante do intenso processo erosivo atuante e, em (B), um detalhe da feição erosiva “*spitzkarren*”. Notar as pequenas crateras que são formadas pela dissolução da rocha.

Beachrock de Reduto

Partindo de Natal rumo à costa norte do estado, a Praia de Reduto, no município de São Miguel do Gostoso/RN, é considerada como a primeira do setor setentrional onde afloram *beachrocks*.

Todos os afloramentos de *beachrock* dessa localidade estão atualmente dispostos na zona de intermarés, e, assim como grande parte dos *beachrocks* anteriormente descritos, apresentam morfologia em lajedo. Durante visita a campo, as espessuras aflorantes desses *beachrocks* se apresentavam insignificantes para levantamento de seções colunares. Entretanto, Vieira *et al.* (2007) descreveram afloramento nessa região com 80 cm de espessura, o qual é formado por três camadas (Figura 4.4; seção colunar 4): uma basal, com aproximadamente 40 cm de espessura, constituída de arenito fino a médio; uma intermediária, composta de arenito grosso a muito grosso, com cerca de 20 cm de espessura; e, a do topo com 20 cm de espessura, que é formada por arenito médio. Todas as camadas apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo e são classificadas micropetrograficamente como pertencentes à microfácies Quartzarenítica, de acordo com análises realizadas no corrente estudo.

Beachrock de Marco

É caracterizado por três camadas bastante distintas (Vieira *et al.* 2007; Figura 4.4, seção colunar 5): camada basal, com aproximadamente 40 cm de espessura, formada por arenito médio, com estratificação cruzada acanalada; camada intermediária, com aproximadamente 10 a 15 cm de espessura, constituída de conglomerado maciço a pobremente estratificado onde ocorre com frequência a presença de fragmentos de arenitos ferruginosos provenientes da Formação

Barreiras; por último, no topo ocorre a camada mais espessa, com aproximadamente 50 cm de espessura, apresentando granodecrescência ascendente onde passa de conglomerado maciço na base para arenito grosso a muito grosso com estratificação cruzada acanalada no topo. Feição erosional marcante ocorre na superfície do afloramento.

Análises micropetrográficas realizadas no corrente estudo apontaram predomínio da microfácies Quartzarenítica Bioclástica para as rochas desse afloramento.

Beachrock de São Bento do Norte – Afloramento modelo

Localiza-se na zona de estirâncio do Município de São Bento do Norte, 300 m a NW do farol. Esse foi aqui considerado como modelo pelo fato de apresentar a maior exposição de rocha em seção vertical (espessura aflorante de 1,9 m) dentre todos os outros encontrados na área em estudo. É constituído, da base ao topo, por três camadas bem definidas (Figura 4.4, seção colunar 6; Figura 4.8):

- Base (0-90 cm): arenito fino a médio, bege, bem selecionado, com estratificação cruzada de baixo ângulo e teor insignificante de bioclastos (média 1%). Enquadra-se dentro da microfácies Quartzarenítica;
- Meio (90-120 cm): arenito grosso a muito grosso, bege, com seixos dispersos, pobremente a muito pobremente selecionado, com estratificação cruzada acanalada apresentando *foresets* de alto ângulo, e teor relativamente elevado de bioclastos (média 6,5%), o que o classifica como microfácies Quartzarenítica Bioclástica;
- Topo (120-190 cm): conglomerado arenoso, rico em bioclastos (média 27%) apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo. De acordo com micropetrografia é classificado como microfácies Bio-quartzarenítica.

Caldas *et al.* (2006), estudando esse afloramento, descreveram-no como sendo formado predominantemente por grãos de quartzo de tamanho areia média a grossa, frequentemente com bioclastos, e apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo. Segundo estes autores, os grãos que compõem as diferentes camadas deste *beachrock* teriam sido depositados em uma única zona: estirâncio.

Vieira *et al.* (2007) descreveram esse afloramento como sendo composto por duas únicas camadas: uma basal, com espessura aproximada de 60 cm, constituída por grãos de tamanho areia grossa e apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo; e, uma camada no topo

formada por grãos de tamanho grânulo e que também apresenta estratificação cruzada de baixo ângulo. Quantidade relativa de bioclastos presentes nas diferentes camadas desse afloramento não foi discutida por estes autores.



Figura 4.8. Afloramento modelo do *beachrock* de São Bento do Norte. A seção colunar evidencia as características texturais, as estruturas sedimentares e a quantidade relativa de bioclastos presentes em cada camada. A sequência de fotos à direita retrata a aparência típica de cada camada.

Beachrock de Galinhos

Os *beachrocks* presentes na região de Galinhos/RN representam uma das exposições de maiores extensão e continuidade da costa norte do estado. Os corpos aparecem desde a região de Galos – localidade intermediária entre Caiçara do Norte e Galinhos – até a extremidade do pontal arenoso de Galinhos num trecho com aproximadamente 10 km de extensão. Os corpos mais próximos a Galinhos são os de maiores extensões, os quais podem alcançar um máximo de 2,5 km de comprimento.

Os *beachrocks* de Galinhos ocorrem em zona de intermarés e estão dispostos em forma de lajedo. Apresentam, em geral, superposições de camadas com ciclos de afinamento textural para o topo (Figura 4.4, seção colunar 8). Tais camadas apresentam espessura máxima de 1,0 m, com estratificação cruzada acanalada – presente na base das camadas, com textura mais grossa – e estratificação cruzada de baixo ângulo nas camadas com grãos relativamente mais finos (representados por grãos tamanho areia média a grossa). A passagem de uma camada para outra

é marcada por contato abrupto. Bioclastos e fragmentos de rocha – sobretudo derivados de arenitos ferruginosos da Formação Barreiras – ocorrem dispersos nas camadas. Micropetrograficamente são classificados como a microfácies Quartzarenítica Bioclástica.

Beachrock de São Cristóvão

Está localizado no Município de Ponta do Mel. Apesar da disposição geral do afloramento ser em forma de lajedo, poucos pontos formam pequenas escarpas, a partir dos quais é possível ter uma boa idéia das suas espessura e estratigrafia. Esses *beachrocks* estão dispostos em zonas de intermarés, precisamente no sopé do talude de praia – local este propício à acumulação de água salgada durante regime de maré baixa (Figura 4.9).

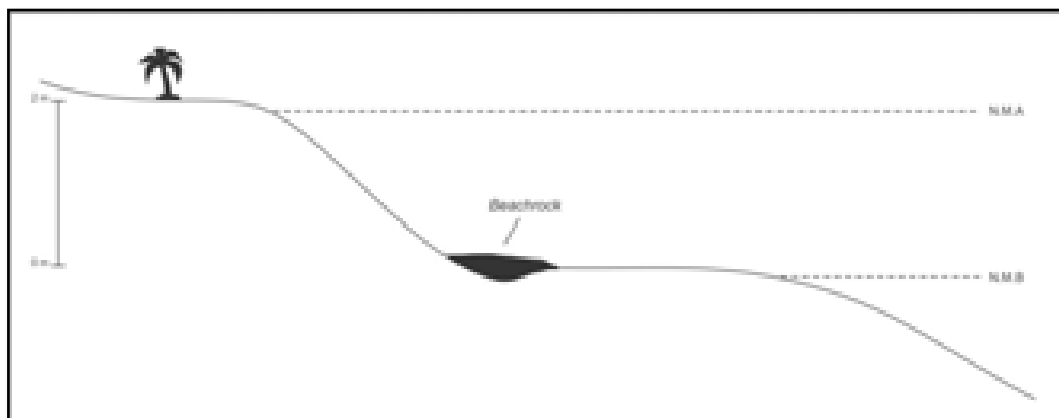


Figura 4.9. Perfil esquemático da Praia de São Cristóvão com indicação do local de formação de *beachrock*. Água salgada fica acumulada nesse mesmo local durante baixa-mar e pode favorecer a precipitação de cimento carbonático.

Este afloramento apresenta duas camadas (Figura 4.4, seção colunar 9): uma basal, com 40 cm de espessura média, formada predominantemente por siliciclastos de tamanho areia fina a média, moderadamente selecionado, maciço a pobremente estratificado (estratificação cruzada de baixo ângulo), e apresentando engrossamento textural para o topo; o contato com a camada do topo é marcado por superfície erosiva caracterizada por dissoluções, que formam feições típicas de “marmitas de gigante”. Tal feição sugere que essa camada basal sofreu exposição subaérea anteriormente à deposição da camada do topo. A camada do topo é composta por arenito conglomerático, rico em quartzo, com grânulos dispersos de bioclastos e fragmentos de rocha (arenito ferruginoso da Formação Barreiras). Análises micropetrográficas sugerem que as rochas de ambas as camadas se enquadram na microfácies Quartzarenítica.

Beachrock de Baixa Grande

O *beachrock* da praia de Baixa Grande, no Município de Areia Branca/RN, está disposto na zona superior de intermarés, muito próximo à zona de pós-praia. Forma uma linha extensa e contínua que serve de proteção à costa (Figura 4.10). Este afloramento é formado por intercalação de ciclos deposicionais cada qual formado por duas camadas (Figura 4.4, seção colunar 10). A base de cada ciclo apresenta camada de 20 cm de espessura de arenito conglomerático, rico em bioclastos, com estratificação cruzada de baixo ângulo e padrão de granodecrescência ascendente, classificado como microfácies Bio-quartzarenítica. Um contato abrupto marca a passagem para a camada do topo do ciclo, que é caracterizada por arenito fino a médio, bem selecionado e com estratificação cruzada de baixo ângulo, pertencente à microfácies Quartzarenítica.



Figura 4.10. Afloramento de *beachrock* da Praia de Baixa Grande, Areia Branca/RN. A morfologia e disposição em zona superior de pós-praia deste *beachrock* favorecem a proteção natural à zona costeira.

Beachrock de Upanema 1

O afloramento de Upanema 1, localizado em Areia Branca/RN, ocorre como continuidade ao *beachrock* de Baixa Grande, e também é caracterizado por apresentar intercalações de ciclos (Figura 4.4, seção colunar 11). Os ciclos do *beachrock* de Upanema 1 apresentam na sua porção basal uma fina camada (5 cm de espessura média) de arenito conglomerático, pobremente selecionado, maciço a estratificado (estratificação cruzada acanalada), com bioclastos, sendo caracterizado como microfácies Quartzarenítica Bioclástica. O topo de cada ciclo é marcado por camada de até 30 cm de espessura formada por arenito fino a

médio, com seixos dispersos, moderadamente a pobremente selecionado, apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo de pequeno porte, pobre em bioclastos, classificado como microfácies Quartzarenítica.

Beachrock de Upanema 2

Esse ponto corresponde ao final do lado oeste de um corpo de *beachrock* que começa a aflorar na praia de Baixa Grande. Tal corpo pode apresentar aproximadamente 6 km de comprimento, aflorando de forma contínua desde praia de Baixa Grande até a praia de Upanema, Município de Areia Branca/RN. Neste ponto, correspondente ao afloramento de *beachrock* de Upanema 2, a rocha apresenta 60 cm de espessura aflorante, sendo claramente compartimentada em duas camadas (Figura 4.4, seção 12). A camada basal, medindo 25 cm de espessura, é constituída por arenito médio, bem selecionado e com estratificação cruzada de baixo ângulo. A passagem para camada do topo é marcada por contato texturalmente abrupto, porém sem vestígios de erosão. A camada do topo é pouco mais espessa, com média de 35 cm, sendo caracterizada por arenito conglomerático, pobremente selecionado e maciço a pobremente estratificado. Bioclastos são extremamente raros em ambas as camadas (Figura 4.11). De acordo com análises micropetrográficas, as rochas de ambas as camadas são enquadradas dentro da microfáceis Quartzarenítica.



Figura 4.11. Afloramento de *beachrock* da Praia de Upanema 2, Areia Branca/RN. Notar a camada basal texturalmente mais fina e camada superior mais grossa, com estratificação cruzada acanalada. Bioclastos são raros em ambas as camadas.

4.3. Idades ^{14}C dos *beachrocks* costeiros do Rio Grande do Norte

Estudos anteriores a este (Bezerra *et al.* 1998, Bezerra *et al.* 2003, Stattegger *et al.* 2004, Caldas *et al.* 2006) utilizaram-se de assembléias mortas de bivalvíos presentes nos *beachrocks* costeiros do Rio Grande do Norte para sugerirem a evolução do nível do mar relativo holocênico local. A partir desses estudos foi possível conhecer a idade de deposição dos sedimentos costeiros que deram origem a estas rochas. A Tabela 4.3 apresenta as idades extraídas desses trabalhos para os afloramentos analisados no corrente projeto de pesquisa. Os afloramentos de Baixa Grande e Upanema não apresentam datação.

Tabela 4.3. Idades ^{14}C de bivalvíos presentes em *beachrocks* da área estudada.

Amostra	Localidade	Altura (m ANMM)	Indicador de nível do mar	Idade Calibrada (anos AP em 2σ)
JC ¹	Pitangui	1	amb	5600-4840
C14-11 ²	Pitangui	0.5	amb	4540-4240
PB ¹	Perobas	0.1	amb	4990-4350
C14-20 ²	Reduto	2.1	amb	2960-2720
C14-21 ²	Marco	2.1	amb	4140-3760
FSA-1 ¹	São Bento do Norte	-0.5	amb	6900-6080
KIA 12336 ³	São Bento do Norte	-2.5	amb	6850-6740
C14-22 ²	Galinhos	1.2	amb	2850-2550
KIA 12338 ³	Galinhos	-0.8	amb	3350-3300
C14-25 ²	São Cristóvão	1	amb	870-610
PG ¹	São Cristóvão	0.6	amb	2680-2190

Fontes: ¹Bezerra *et al.* (1998); ²Bezerra *et al.* (2003); ³Caldas *et al.* (2006). Abreviação: ANMM – acima do nível médio do mar; amb – assembléia morta de bivalvíos.

4.4. Integração dos dados e discussões preliminares

Microfaciologia e análises sedimentológicas de seções colunares

A partir de análises micropetrográficas foi possível reconhecer as três microfácies propostas em Cabral Neto (2007) e Cabral Neto *et al.* (2010b) nos *beachrocks* da zona litorânea entre Pitangui e Tibau, no Rio Grande do Norte. Tais microfácies, denominadas de Quartzarenítica (QZ), Quartzarenítica Bioclástica (QB) e Bio-quartzarenítica (BQ), refletem respectivamente, em ordem crescente, o teor de bioclastos presentes na rocha. A descrição dos diferentes níveis verticais dos *beachrocks* permitiu reconhecer as estruturas sedimentares características de cada uma das microfácies. O conhecimento dessas estruturas permitiu associar cada uma das microfácies a uma porção fisiográfica específica do sistema deposicional praiial.

O afloramento de São Bento do Norte, com 1,9 m de espessura aflorante, representa a maior exposição de *beachrock* na área estudada. Esse mesmo afloramento apresenta uma

sucessão vertical das microfácies QZ (base), QB (meio) e BQ (topo) (Figura 4.12). Sua base (0-90 cm) é caracterizada por arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo, que, nesta ambiência deposicional, indica deposição em zona de *estirâncio*. A camada intermediária (90-120 cm), além de apresentar uma textura mais grossa (areia muito grossa) que a camada basal, é distinguida pela estratificação cruzada acanalada bem marcada, que sugere uma deposição em zona de *face litorânea superior*. A camada mais superior (topo; 120-190 cm) é caracterizada por conglomerado rico em bioclastos com estratificação cruzada de baixo ângulo, indicativa de deposição em zona de *estirâncio* com predomínio de processos de alta energia.

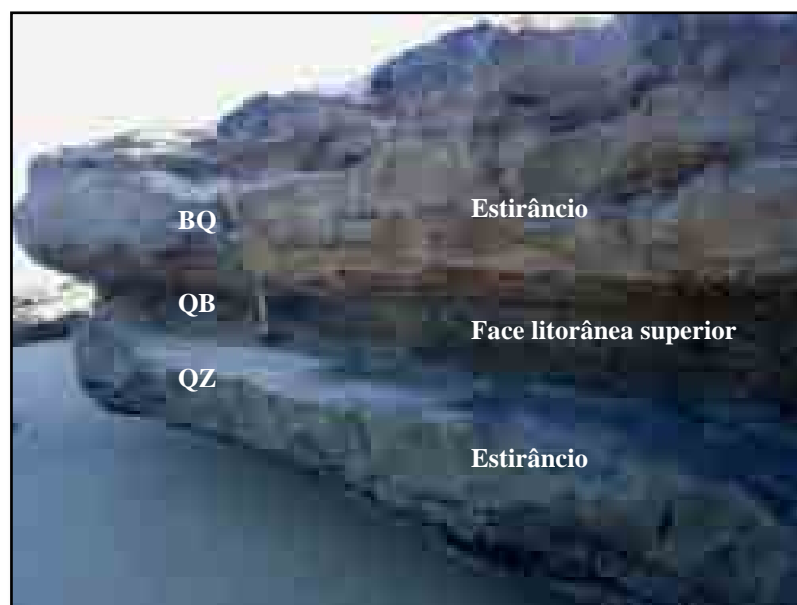


Figura 4.12. Afloramento modelo de São Bento do Norte com indicação das microfácies e suas respectivas zonas de deposição, segundo interpretação desenvolvida no corrente estudo. Abreviações utilizadas: BQ – microfácies Bio-quartzarenítica; QB – microfácies Quartzarenítica Bioclástica; QZ – microfácies Quartzarenítica.

Vieira *et al.* (2007) identificaram 05 litofácies para beachrocks litorâneos do Rio Grande do Norte. São elas: (1) Conglomerados maciços a pobremente estratificados depositados em zona de *estirâncio*; (2) Conglomerados e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, depositados em zonas de *estirâncio* superior e inferior; (3) Arenitos com estratificação cruzada acanalada e cruzada tabular de médio porte, de *face litorânea superior*; (4) Arenitos conglomeráticos com *Skolithos*, também, de *face litorânea superior*; e (5) Arenitos maciços, resultados de intensos processos de alterações. Dessas 05 litofácies, foi possível reconhecer duas no afloramento modelo de São Bento do Norte, sendo elas: a litofácies 2 (presente nas camadas da base e do topo desse afloramento) e a litofácies 3 (presente na porção intermediária).

O reconhecimento destas duas litofácies em afloramento, bem caracterizadas em termos de litologia e estruturas sedimentares e, portanto, com a interpretação de seu significado deposicional, permite, de forma tentativa, associar as microfácies Quartzarenítica e Bioquartzarenítica, definida neste trabalho, a uma fácies que tenha se depositado em zona de *estirâncio*, e a fácies Quartzarenítica bioclástica a uma fácies gerada em zona de *face litorânea superior*. Ressalta-se, no entanto, que para esta inferência, se faz necessário que as estruturas sedimentares e a típica sucessão de fácies estejam presentes nos demais afloramentos investigados. Sendo assim, essa hipótese foi testada nos demais afloramentos de *beachrocks*, fazendo-se confrontar as descrições micropetrográficas/microfaciológicas com descrições sedimentológicas de seções colunares. Todas as camadas de *beachrocks* analisadas que foram classificadas como microfácies Quartzarenítica Bioclástica apresentaram estratificação cruzada acanalada e as demais camadas classificadas como microfácies Quartzarenítica e Bioquartzarenítica apresentaram estratificação cruzada de baixo ângulo. Sendo assim, a hipótese levantada no afloramento modelo de São Bento do Norte foi comprovada com o estudo dos demais afloramentos.

Associação com a moderna estratigrafia de sequências e variações do nível do mar relativo

A moderna estratigrafia de sequências se baseia nos registros sedimentares ocasionados por variações no nível do mar relativo. Essas mudanças são responsáveis por imprimirem um padrão característico de sucessão vertical de fácies sedimentares. Inversamente, o estudo de fácies sedimentares, sobretudo em sistemas parálicos, permite identificar as variações do nível do mar relativo ocorridas em tempos pretéritos. Walker & Plint (1992) propuseram um modelo de perfil plataforma-praia composto por três zonas principais (Figura 4.13A): costa-afora, *estirâncio* e *face litorânea*. De acordo com esse modelo, uma seção completa que registra raseamento para o topo seria formada, respectivamente da base para o topo, pela seguinte sucessão de fácies (Figura 4.13B): plataforma (caracterizada por apresentar siltito arenoso bioturbado), transição plataforma interna/face litorânea inferior (marcada por estratificação cruzada *hummocky*), face litorânea médio a inferior (com estratificação cruzada *swaly*), face litorânea superior (contendo estratificação cruzada acanalada), *estirâncio* (laminação plano-paralela e estratificação cruzada de baixo ângulo) e planície costeira (com depósitos de carvão e “pântanos” de sal). Essa sucessão vertical de fácies seria resultado de um ciclo completo de regressão, onde fácies proximais estariam sobrepostas à fácies distais. Por outro lado, o registro de fácies distais sobrepondo fácies proximais indica ciclo transgressivo.

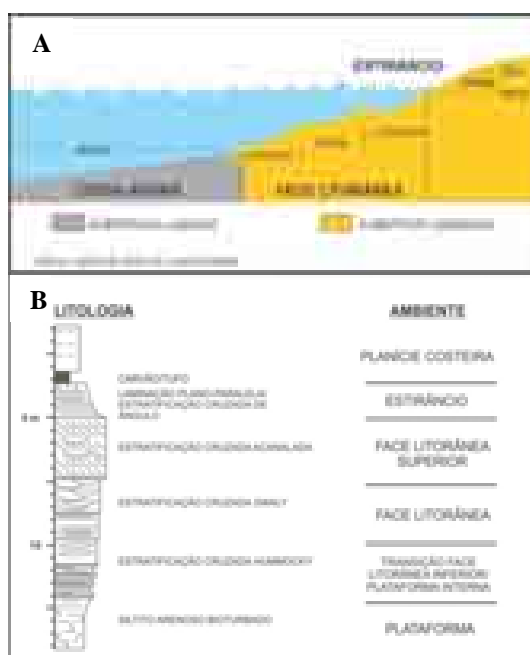


Figura 4.13. (A) Modelo de perfil das zonas de praia a costa-afora. (B) Modelo de sucessão vertical de fácies com raseamento para o topo (Walker & Plint 1992).

A interpretação feita para o afloramento de São Bento do Norte, de que os estratos da base e do topo sejam compostos pela microfácies Quartzarenítica e Bio-quartzarenítica apresentando estratificações cruzadas de baixo ângulo, e o estrato do meio seja formado pela microfácies Quartzarenítica bioclástica com estratificações cruzadas acanaladas, implica dizer que esse afloramento representa deposição de sedimentos em diferentes ciclos de variação do nível do mar relativo. E, uma vez que se tem uma sucessão vertical com fácies de face litorânea limitadas no topo e na base por fácies de estirâncio, pode-se sugerir que houve pelo menos um ciclo de transgressão-regressão. Essa hipótese é corroborada pelos modelos de variações do nível do mar holocênico para o Rio Grande do Norte (Bezerra *et al.* 2003, Caldas *et al.* 2006).

A análise das seções colunares nos demais afloramentos de *beachrocks* sugere que houve mais de um ciclo de transgressão-regressão. Tais ciclos seriam responsáveis pela alternância de camadas de zona de *face litorânea* superior (a qual é marcada por estratificação cruzada acanalada) e de *estirâncio* (caracterizada por estratificação cruzada de baixo-ângulo) observadas nos afloramentos, sobretudo nos de São Bento do Norte, Galinhos, Baixa Grande e Upanema.

Microfácies dos beachrocks de zona costa afora

As amostras de *beachrocks* de zona costa-afora estudadas neste trabalho foram provenientes de regiões adjacentes ao litoral norte e ao litoral leste do Rio Grande do Norte

(Figura 1.1). As amostras provenientes da costa norte foram coletadas no corpo de rocha denominado localmente de urcas de Tubarão, Conceição e Minhoto, nas adjacências do Município de Galinhos (Figura 1.1). Por outro lado, as amostras provenientes da plataforma leste foram coletadas no corpo de rocha da Risca do Zumbi (Cabral Neto *et al.* 2009), nas imediações do Município de Zumbi (Figura 1.1).

Amostras foram micropetrograficamente analisadas sob mesma sistemática adotada para amostras de *beachrocks* costeiros. A distribuição espacial das microfácies encontradas nas amostras de zona costa-afora apresenta certa peculiaridade, de modo que na região norte do estado a microfácies Quartzarenítica concentra-se predominantemente na porção oeste da área, junto à Urca do Tubarão; a Bio-quartzarenítica está disposta na porção central da área, na Urca do Minhoto; e, a microfácies Quartzarenítica Bioclástica está disseminada ao longo de toda a faixa de rocha (Cabral Neto *et al.* 2010b). Por outro lado, nas amostras da zona costa-afora da região leste do estado só foram encontradas duas microfáceis: Quartzarenítica (predominante) e Bio-quartzarenítica.

Sendo assim, a zona costa-afora adjacente ao litoral do Rio Grande do Norte contém *beachrocks* que registram em suas camadas variações do nível do mar relativo local. Tais registros são marcados pela presença de microfácies associadas a zonas de deposição distintas: estirâncio e face litorânea superior. Dessa maneira, a zona de estirâncio é registrada nos *beachrocks* das regiões das urcas de Tubarão e Minhoto (plataforma setentrional) e Zumbi (plataforma oriental). Enquanto que, registros da zona de face litorânea superior são observados apenas em amostras de *beachrocks* costa-afora adjacente ao litoral norte do estado. Inferências sobre ciclos transgressivos-regressivos não puderam ser levantadas pelo fato destes afloramentos de zona costa-afora não apresentarem seções colunares conhecidas devido às dificuldades de acesso (*beachrocks* submersos).

Análise de bioclastos

Em todas as microfáceis estudadas, há predominância de dois grupos de bioclastos, sendo eles: algas calcárias (do filo *Rhodophyta*, ou algas vermelhas) e foraminíferos (principalmente do tipo bentônico).

Algas vermelhas são organismos fotossintetizantes que podem ser encontrados em profundidades de até 125 m (Scholle & Ulmer-Scholle 2003). Seu período de ocorrência vai do Cambriano ao Recente. Entretanto, a distribuição ao longo desse período ocorre de maneira

peculiar de acordo com a família de algas a que pertence: *Corallinaceae* (Jurássico ao Holoceno), *Solenoporaceae* (Cambriano ao Paleoceno), *Squamariaceae* (Pensylvaniano ao Holoceno) ou *Gymnocodiaceae* (Permiano ao Cretáceo; Scholle & Ulmer-Scholle 2003). As algas mais comuns nos *beachrocks* estudados pertencem à família *Corallinaceae*. De modo geral, as algas vermelhas são organismos predominantemente marinhos (apenas 2% vivem em água doce), e a maioria vive em água com salinidade variando entre 33-44 ppt (Scholle & Ulmer-Scholle 2003). A forma ramificada (mais comumente encontrada nos *beachrocks* analisados) é encontrada em áreas com moderada energia de onda. Algas vermelhas da família *Corallinaceae* são compostas por calcita rica em Mg (Scholle & Ulmer-Scholle 2003).

Foraminíferos é um complexo grupo de organismos, que pode ser subdividido em 12 subordens com cerca de 60 a 80 mil espécies reconhecidas em estratos do Fanerozóico (Loeblich & Tappan 1968). O período de ocorrência dos foraminíferos bentônicos vai do Cambriano ao Recente (Scholle & Ulmer-Scholle 2003). Foraminíferos modernos são organismos completamente marinhos a marinho-marginais, estendendo da zona de intermarés a profundidades oceânicas abissais e de ambientes tropical quente a água fria polar (Scholle & Ulmer-Scholle 2003). Vivem principalmente na zona fótica, porém não são dependentes de luz. Isso pode ser explicado pela razão principal do suprimento de comida. Muitos dos plantônicos vivem em coluna de água superior a 300 m. Foraminíferos podem ser os maiores elementos formadores de rocha em plataforma aberta ou restrita bem como depósitos marinhos mais profundos. Em alguns casos, a abundância em foraminíferos pode alcançar dezenas de milhares de indivíduos por m³ de sedimento. A testa dos bentônicos são formadas predominantemente por calcita rica e pobre em Mg (Scholle & Ulmer-Scholle 2003).

Baseando-se nas informações extraídas a partir da análise dos bioclastos presentes nos *beachrocks* estudados, pode-se concluir que o arcabouço carbonático dessas rochas é derivado de organismos de ambiente marinho raso a transicional com salinidade provável da água de 33-44 g/l – a salinidade normal da água do mar atual é da ordem de 35 g/l (Wikipédia 2011) –, os quais viviam preferencialmente na zona fótica. As carapaças desses organismos são fonte de calcita rica em Mg, as quais podem ter sofrido processo de dissolução e, dessa forma, favorecido a precipitação do cimento carbonático presente nos *beachrocks*.

5. DIAGÊNESE

Trabalhos desenvolvidos em *beachrocks* da zona costa-afora adjacentes à costa norte do Rio Grande do Norte (Cabral Neto 2007, Cabral Neto *et al.* 2010a, Cabral Neto *et al.* 2010b) tornaram possível compreender que as rochas que formam tais edificações foram afetadas por quatro processos diagenéticos principais, a saber: compactação, cimentação, dissolução e oxidação. O processo de compactação é representado exclusivamente pela fase mecânica, tendo se mostrado bastante incipiente. A cimentação, por sua vez, é bem caracterizada pela precipitação de cimentos carbonáticos, os quais ocorrem sob cinco morfologias principais: cutículas criptocristalinas, franjas prismáticas isópacas, calcita espática microcristalina, agregados pseudo-peloidais e calcita espática equante – classificadas de acordo com a proposta de Vieira & De Ros (2006). O processo de dissolução é registrado tanto em grãos do arcabouço quanto em cimentos, nos quais representa um dos principais agentes responsáveis pela geração de porosidade secundária. Por último, tem-se o processo de oxidação, o qual é observado de forma disseminada, ocorrendo principalmente associada ao cimento carbonático.

Em se tratando dos *beachrocks* da zona costeira norte-rio-grandense, Vieira & De Ros (2006) reconheceram que tais rochas foram submetidas tanto a processos diagenéticos físicos quanto químicos. Estes estão representados pela presença de infiltração mecânica de sedimentos carbonáticos e híbridos (siliciclastos/carbonatos), e pela precipitação de cimentos carbonáticos com um amplo range de morfologias (*vide* item “Cimento e cimentação” no capítulo 3 da presente dissertação). Grande parte das morfologias de cimentos identificadas nos *beachrocks* costeiros foi também reconhecida nos de zona costa-afora (Cabral Neto 2007).

Ao longo deste capítulo, serão abordados os principais processos diagenéticos identificados nos *beachrocks* das zonas costa-afora e costeira da área em estudo (Tabela 5.1). Para isso, além das observações e descrições realizadas durante o presente trabalho, os resultados contidos em trabalhos anteriores foram levados em consideração. As descrições de tais processos serão apresentadas seguindo a provável ordem cronológica de acontecimento que, por sua vez, foi proposta tendo por base as descrições microscópicas realizadas e os trabalhos consultados.

A evolução diagenética aqui contemplada admite que os *beachrocks* estudados iniciem sua diagênese com os processos de compactação e cimentação, os quais provavelmente atuaram quase que concomitantemente, assim que os grãos foram depositados e submetidos ao soterramento. A partir daí, ocorreu o processo de dissolução culminando com o de oxidação.

Tabela 5.1. Síntese dos processos e produtos diagenéticos identificados nos *beachrocks* estudados. As lâminas provenientes de *beachrocks* de zona costa-afora estão em cinza, enquanto que as provenientes daqueles de zona costeira estão em branco.

Nº	MICROFÁCIES (Cabral Neto 2007)	SUB- MICROFÁCIES	LÂMINA	NOME DA ROCHA (McBride 1963)	GRÃOS DO ARCABOUÇO (%)	CIMENTO (%)	MATRIZ (%)	POROSIDADE Tipo (%)	EVENTOS DIAGENÉTICOS				
									1º	2º	3º	4º	
1	QUARTZARENÍTICA	QZq	IG-UT-002.2	quartzarenito	90	5	0	5	PPintra/PSinter	CMc			
2			IG-UT-002.1	quartzarenito	85	10	0	5	PPintra/PSinter	FPI			
3			IG-UT-002.3	quartzarenito	90	7	0	3	PPintra	CMc			
4			IG-UT-001.1	quartzarenito	83	15	0	2	PPintra/PSinter	CMc			
5			IG-UM-005.1	quartzarenito	80	13	2	5	PPintra/PSinter	FPI			
6			IM-UP-041	quartzarenito	80	12,5	0	7,5	PPintra/PSinter	CMc			
7			IM-MI-026	quartzarenito	60	5	0	35	PPintra	CCc	CMc	APp	
8			IG-UM-009.3	quartzarenito	75	20	1	4	PPintra/PSinter/PSintra	CMc			
9			IM-RZ-003	quartzarenito	75	20	3	2	PPintra/PSinter	FPI	CMc	CEe	
10		IM-PM-020B	quartzarenito	55	40	0	5	PPintra/PSinter	CMc				
11		QZa	IG-UM-003.1	subarcósio	72	20	3	5	PPintra/PSinter	CMc			
12			IM-SB-021A	subarcósio	63	35	0	2	PPintra/PSinter	FPI	CMc		
13			IM-RZ-002	subarcósio	71	27	0	2	PPintra/PSinter	FPI	CEe	CMc	
14		QZI	IM-PB-010A	sublitoarenito	83,5	15	0	1,5	PPintra	FPI	CMc		
15			IM-RD-018A	sublitoarenito	60	5	0	35	PPintra/PSinter	FPI	CMc		
16			IM-SB-021B	sublitoarenito	61	36,5	0	2,5	PPintra/PSinter	FPI	CMc		
17			IM-SC-035	sublitoarenito	85	5	0	10	PPintra/PSinter	FPI	CCc	CMc	
18			IM-RZ-001	sublitoarenito	75	23	0	2	PPintra/PSinter/PSintra	FPI	CMc	CCc	
19	QUARTZARENÍTICA BIOCLÁSTICA		QBq	IG-UC-010.2	quartzarenito	81	10	4	5	PPintra/PSinter	CMc		
20		IM-CR-015A		quartzarenito	80	10	0	10	PPintra	CMc			
21		IG-UM-008.3		quartzarenito	85	10	0	5	PPintra	FPI			
22		IG-UM-008.2		quartzarenito	83	12	0	5	PPintra	CMc			
23		IG-UM-008.4		quartzarenito	90	8	0	2	PPintra/PSinter	CMc			
24		IG-UC-010.1		quartzarenito	77	15	5	3	PPintra	FPI			
25		IM-GL-024A		quartzarenito	61	16	0	23	PPintra/PSinter	Ppintra	FPI	CMc	
26		IG-UT-001.2		quartzarenito	60	20	17	3	PPintra/PSinter	CCc			
27		IG-UT-001.3		quartzarenito	55	25	15	5	PPintra/PSinter	CMc			
28		IM-UM-007	quartzarenito	85	12	0	3	PPintra/PSinter	CMc				
29		IM-GL-024B	quartzarenito	58	27	1	14	PPintra/PSinter	FPI	CMc			
30		IM-SB-022A	quartzarenito	73	12	0	15	PPintra/PSinter	CMc				
31		QBa	IM-SB-022B	subarcósio	71	12	0	17	PPintra/PSinter	CMc			
32			IM-PI-009B	subarcósio	81	8	0	11	PPintra	CMc			
33		QBI	IG-UM-009.2	sublitoarenito	82	15	0	3	PPintra/PSinter	CCc	POx		
34			IM-PM-020A	sublitoarenito	74	11	2	13	PPintra/PSinter	CMc	CEe	APp	

35		IG-UT-001.5	quartzarenito	65	15	18	2	PPintra/PSinter	CMc			
36		IG-UM-007.1	quartzarenito	84	5	3	8	PPintra/PSinter	CMc			
37		IM-DR-030	quartzarenito	62	5,5	0	32,5	PPintra/PSinter	CCc	CMc		
38		IG-UC-011.1	quartzarenito	85	12	0	3	PPintra/PSinter	CMc			
39	BQq	IG-UM-008.1	quartzarenito	80	15	0	5	PPintra/PSinter	CMc			
40		IG-UM-004.1	quartzarenito	75	15	5	5		CMc	POx		
41		IG-UM-009.1	quartzarenito	88	10	0	2	PPintra/PSinter	CMc	POx		
42	BIO-	IG-UM-006.1	quartzarenito	84	10	1	5	PPintra/PSinter	CCc	POx		
43	QUARTZARENÍTICA	IM-SB-023B	quartzarenito	67	14,5	0	18,5	PPintra/PSinter	Ppintra	Fpi	CMc	
44	BQa	IM-RZ-005	subarcósio	56	14	23	7	PPintra/PSinter/PSintra	Fpi	CMc	CEe	
45		IM-UM-008	sublitoarenito	53,5	16,5	28	2	PPintra/PSinter/PSintra	CMc	CEe		
46		IM-UM-006	sublitoarenito	72	19,5	0	8,5	PPintra/PSinter/PSintra	CMc			
47	BQl	IM-TOU-019A	sublitoarenito	67	24,5	0	8,5	PPintra/PSinter/PSintra	Fpi	CMc	CCc	CEe
48		IM-TOU-019B	sublitoarenito	58	35	0	7	PPintra/PSinter/PSintra	Fpi	CMc	CCc	CEe
49		IM-TO-013A	sublitoarenito	75,5	13	1	10,5	PPintra/PSinter	Fpi	CMc	POx	
50		IM-CR-012A	sublitoarenito	69	11	0	20	PPintra/PSinter	Fpi	CMc	CEe	APp

Abreviações utilizadas: PPinter – porosidade primária interpartícula; PPintra – porosidade primária intrapartícula; PSinter – porosidade secundária interpartícula; PSintra – porosidade secundária intrapartícula; CCc – cutículas criptocristalinas; Fpi – franjas prismáticas isópacas; CMc – calcita espática microcristalina; CEe – calcita espática equante; APp – agregados pseudo-peloidais; POx – processo oxidação.

5.1. Compactação

A compactação tem seu início logo após a deposição dos sedimentos e faz com que os grãos se rearranjam da melhor maneira possível para suportar a pressão atuante – seja ela hidro e/ou litostática. Os grãos mais frágeis e flexíveis estão sujeitos a quebras e dobramentos a fim de se moldarem em resposta à sobrecarga exercida pelos sedimentos e/ou água, ao passo que os grãos mais dúcteis são esmagados e dão origem à pseudomatriz. A compactação física age inicialmente no estágio de eodiagênese (*vide* item “3.3. Origem e química” da corrente dissertação) e, dessa forma, esse tipo de compactação é tido como o primeiro e um dos principais processos diagenéticos atuantes neste estágio (De Ros & Moraes 1988). Com a evolução do soterramento, a compactação física cede lugar à compactação química ou dissolução por pressão, a qual é reconhecida petrograficamente pela presença de contatos interpenetrativos entre grãos e estilolitos. Este evento, no entanto, ocorre em fase de soterramento mais efetivo, sendo considerado um processo de mesodiagênese.

Texturalmente, as rochas que compõem os *beachrocks* analisados caracterizam-se, em grande parte, por exibirem grãos flutuantes e/ou contatos pontuais, o que resulta em geral num empacotamento frouxo da rocha. Mesmo em amostras que apresentam grande dispersão granulométrica – como, por exemplo, na lâmina IM-SB-022A, em que os grãos variam de areia fina a grânulo –, onde os grãos menores tendem a se rearranjarem entre os maiores para preencher todo o espaço poroso, grãos flutuantes e contatos pontuais continuaram a predominar. Observa-se ainda, em todas as lâminas analisadas, a presença de porosidade primária interpartícula (Figura 5.1A) – a qual, em grande parte, constitui o tipo principal de porosidade observado – e, porosidade primária intrapartícula (Figura 5.1B). Além disso, não é observada a geração de pseudomatriz, formada pelo esmagamento de grãos menos estáveis. Todos estes aspectos comprovam que embora ocorra o soterramento e, portanto, a atuação da compactação física, tal processo se mostrou de pouca expressividade. O objetivo final do processo diagenético de compactação é reduzir a quantidade de espaço poroso nos sedimentos de forma a deixá-los mais compacto possível. Dessa forma, a compactação química seria responsável pelo fechamento total – ou, pelo menos, de grande parte deles – dos poros presentes num determinado sedimento ou rocha.

Com tudo isso, pode-se sugerir que os sedimentos que deram origem aos *beachrocks* do Rio Grande do Norte foram cimentados em estágio de eodiagênese rasa, onde apenas a compactação física atuou nos sedimentos. Essa, por sua vez, o fez de forma incipiente, uma vez que o empacotamento das rochas é caracterizado pelo tipo frouxo.

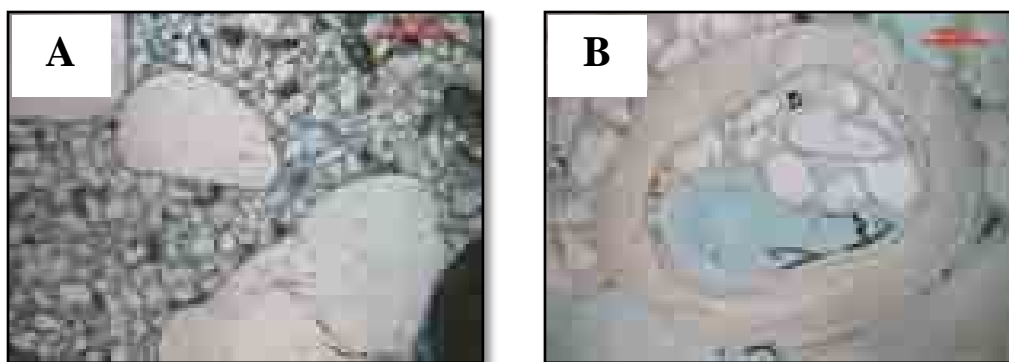


Figura 5.1. Tipos de porosidade primária observados, evidenciados pela tonalidade azulada. (A) Porosidade primária interpartícula (lâmina IM-UM-006, nicóis paralelos). (B) Porosidade primária intrapartícula contida principalmente em bioclastos (lâmina IM-SB-023b, nicóis paralelos).

5.2. Cimentação

Assim como mencionado no item “Cimentação” do capítulo 3 desta dissertação, *beachrocks* são formados exclusivamente por cimentos de carbonatos de cálcio, os quais podem ser dos tipos calcíticos ou aragoníticos. Tal afirmação pode ser constatada nos inúmeros trabalhos desenvolvidos sobre *beachrocks* de várias partes do planeta (para maiores detalhes, *vide* Voudoukas *et al.* 2007), inclusive em trabalhos sobre os *beachrocks* do Rio Grande do Norte (p.ex. Caldas 2002, Vieira & De Ros 2006, Cabral Neto *et al.* 2006, Cabral Neto 2007, Cabral Neto *et al.* 2009, Cabral Neto *et al.* 2010a, Cabral Neto *et al.* 2010b). Apesar do cimento presente nessas rochas ser exclusivamente formado por carbonato de cálcio rico em Mg^{2+} , ele pode assumir diferentes morfologias, dependendo das condições físico-químicas dos fluidos intersticiais e do ambiente onde ocorreu a precipitação. Diversos estudos foram responsáveis por identificar as várias formas de cristalização dos cimentos carbonáticos presentes em *beachrocks* (*vide* item “Cimentação” no capítulo 3 desta dissertação), as quais apresentam particularidades de acordo com o tipo de agente cimentante: calcita (rica ou pobre em Mg) ou aragonita. Com o estudo sistemático e detalhado das morfologias apresentadas pelos cimentos carbonáticos é possível inferir os estágios diagenéticos os quais os *beachrocks* percorreram.

Estudos aqui desenvolvidos confirmaram a predominância do cimento de calcita rica em Mg presente sob cinco morfologias, nos *beachrocks* da área estudada, as quais são as seguintes: (i) franja prismática isópaca, (ii) calcita espática microcristalina, (iii) cutículas criptocristalinas, (iv) calcita espato-equante e (v) agregados pseudo-peloidais. Essas morfologias serão apresentadas de acordo com a ordem de precipitação proposta, que, por sua vez, representa a evolução dos estágios diagenéticos a que esses *beachrocks* foram submetidos.

Cutículas criptocristalinas

O cimento de calcita rica em Mg precipitado sob a forma de cutículas criptocristalinas ocorre como uma película de cor marrom escuro, composta de cristais muito finos (μm ; 5 Figuras 5.2A e B), que crescem predominantemente ao redor dos grãos do arcabouço e, em raros casos, no centro dos poros. Apesar de ocorrer tanto ao redor de siliciclastos quanto de bioclastos, são nestes últimos que as cutículas criptocristalinas se desenvolvem com maior expressividade. Esse tipo de morfologia de cimento ocorre frequentemente como uma das primeiras a se precipitar nas amostras analisadas. Entretanto, não estão presentes em todas as amostras. Em alguns casos, cutículas criptocristalinas aparecem como segunda ou terceira morfologia de cimento, ocorrendo após (ou simultaneamente) à precipitação de franjas prismáticas isópacas e/ou de calcita espática microcristalina. Salienta-se que essa morfologia só ocorre como segunda ou terceira a se precipitar em amostras da submicrofácies Sublitoarenito.

Em termos de distribuição, o cimento carbonático sob a forma de cutículas criptocristalinas é observado em todas as microfácies analisadas, sem predomínio em uma microfácies específica. Esta morfologia está presente tanto em *beachrocks* costeiros quanto naqueles de zona costa-afora, representando uma pequena fração do total de cimento precipitado nas amostras analisadas. Este tipo de cimento não foi reconhecido em amostras da submicrofácies Subarcósio. De acordo com Longman (1980), o cimento de calcita rica em Mg sob morfologia de cutículas criptocristalinas – também denominado de calcítica micrítica – é formado na zona freática marinha ativa do ambiente de eodiagênese.

Franjas prismáticas isópacas

Cimento de franjas prismáticas isópacas é formado por cristais fibrosos a prismáticos que crescem perpendicularmente às bordas dos grãos (Figura 5.2C). Assim como as cutículas criptocristalinas, franjas prismáticas isópacas ocorrem tanto ao redor de siliciclastos quanto de bioclastos, porém é mais bem desenvolvido ao redor destes últimos (Figura 5.2D). Entretanto, podem formar espessas franjas ao redor de siliciclastos (Figura 5.2E). Este tipo de cimento é um dos primeiros a se precipitar, por vezes antecede inclusive o de cutículas criptocristalinas. Em poucas amostras é possível observar alternância de precipitação entre estes dois tipos morfológicos: cutículas criptocristalinas e franjas prismáticas isópacas. Porém, em nenhuma amostra, observou-se o preenchimento por completo do espaço poroso por cimento carbonático sob a morfologia de franjas prismáticas isópacas.

Este tipo de cimento é muito comum em todas as microfácies, ocorrendo tanto em *beachrocks* costeiros quanto naqueles de zona costa-afora. Há, porém, algumas amostras que não apresentam franjas prismáticas isópacas (Tabela 5.1). Apesar deste tipo de cimento se precipitar preferencialmente nas bordas dos grãos, é possível observar em algumas amostras a formação de franjas no interior de bioclastos, preenchendo cavidades internas. Frequentemente, franjas prismáticas isópacas ocorrem associadas ao de calcita microcristalina, em que estes últimos precipitam preferencialmente no interior dos poros como continuidade às franjas prismáticas isópacas que se desenvolvem na bordas dos grãos. Em termos proporcionais este cimento representa o segundo tipo mais comum nas amostras analisadas, perdendo apenas para o cimento de calcita microcristalina. Pode-se observar em alguns casos (Figura 5.2F) a ocorrência de múltiplas fases de cimentação sob morfologia de franjas prismáticas isópacas. Baseando-se na proposta de Longman (1980) para precipitação de cimentos carbonáticos, o tipo morfológico de franjas prismáticas isópacas é formado em zona freática marinha ativa, onde a franja formada apresenta cristais fibrosos, e em zona freática meteórica, onde os cristais da franja são predominantemente prismáticos.

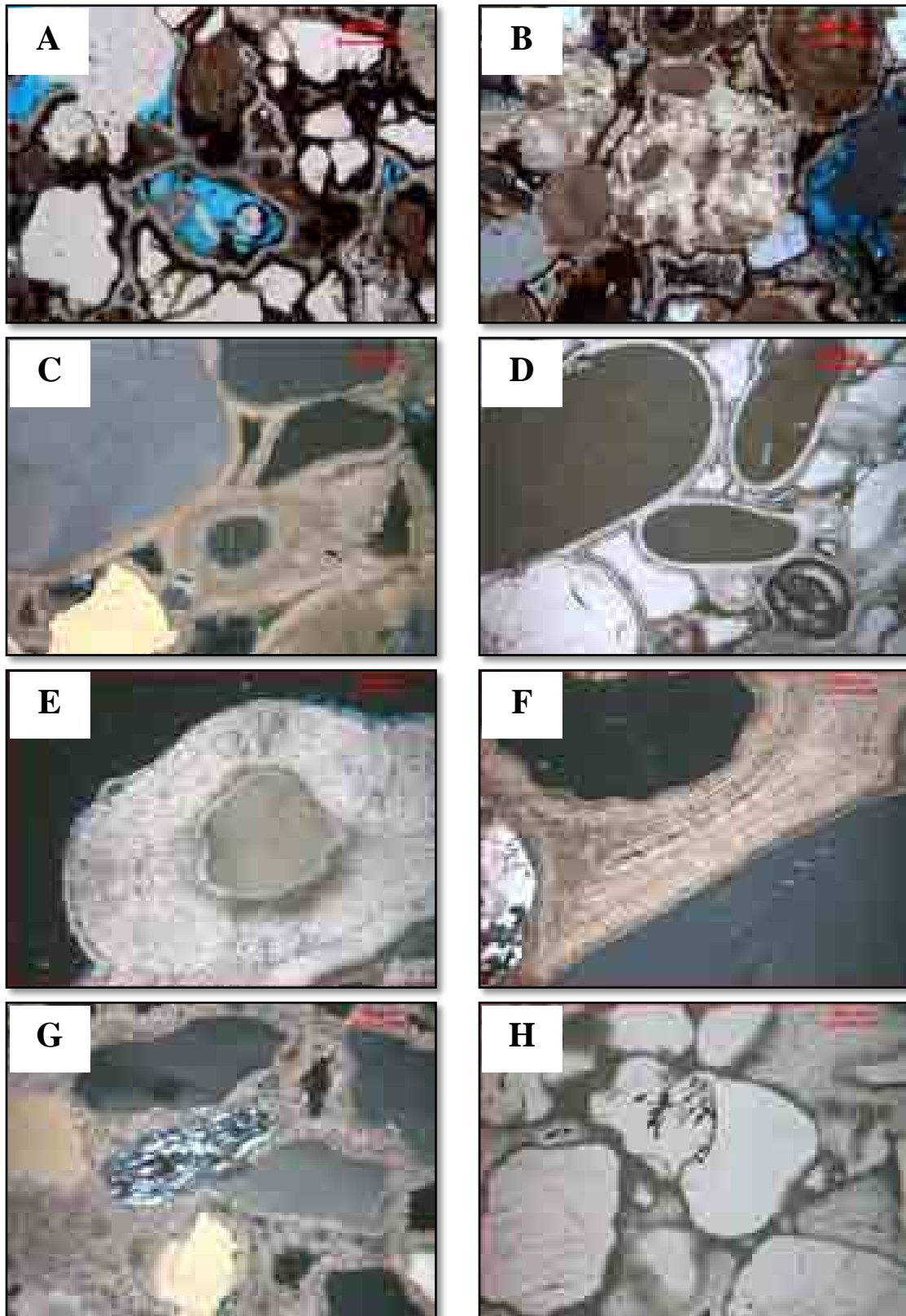


Figura 5.2. (A) Cutículas criptocristalinas, ocorrem como “massa” amarronzada ao redor dos grãos do arcabouço (lâmina IG-UC-011.1, NP). (B) Cutículas criptocristalinas como primeira morfologia de cimento precipitada (lâmina IG-UC-011.1, NX). (C) Franja prismática isópaca ao redor de siliciclastos (lâmina IM-SB-023b, NX). (D) Franjas prismáticas isópacas bem desenvolvidas ao redor de bioclastos (lâmina IM-TOU-019b, NP). (E) Espessa franja prismática isópaca ao redor de siliciclasto (lâmina IM-RZ-001, NX). (F) Registro de múltiplas fases de precipitação de franjas prismáticas isópacas (lâmina IM-RZ-001, NX). (G) Calcita espática microcristalina precipitada no centro dos poros e sobre franjas prismáticas isópacas (lâmina IM-RZ-002, NX). (H) Calcita espática microcristalina preenchendo completamente espaço poroso (lâmina IG-UM-008, NP). Abreviações utilizadas: NP – nicóis paralelos; NX – nicóis cruzados.

Calcita espática microcristalina

Calcita espática microcristalina corresponde a uma morfologia de cimento carbonático formado por pequenos cristais ($< 0,01$ mm) de calcita, os quais são precipitados preferencialmente como preenchimento de poros (“*pore-filling*”).

Este tipo de cimento cresce na borda dos grãos e com frequência se estende para o centro do poro. Em geral, ele ocorre associado ao cimento de franjas prismáticas isópacas no espaço intergranular, sendo uma continuidade deste para o interior do poro. Apesar de se apresentar bem desenvolvido na borda dos grãos e no centro dos poros, o cimento de calcita microcristalina pode se precipitar no interior de grãos, ocorrendo, dessa forma, no espaço intragranular. A precipitação nesse local ocorre com maior frequência em bioclastos, nos quais é mais comum a presença de porosidade intrapartícula (sejam elas primárias ou secundárias). Em amostras que apresentam um amplo leque de processos e produtos diagenéticos é possível determinar a ordem de precipitação dos vários tipos de morfologia de cimentos carbonáticos. Nessas amostras, o cimento de calcita microcristalina é visto com maior frequência como sendo o terceiro tipo a se precipitar, sendo posterior à formação de cutículas criptocristalinas e franjas prismáticas isópacas.

Calcita microcristalina é o cimento mais comum encontrado nos *beachrocks* estudados, estando presente em todas as microfácies analisadas, e por muitas vezes sendo o principal tipo encontrado. Este é um tipo de cimento característico da zona freática marinha ativa do ambiente eodiagnético de Longman (1980).

Calcita espática equante

Consiste de cristais, com tamanho relativamente grande (em média 0,03 mm), equigranulares, euédricos a subédricos, de calcita que se precipitam preferencialmente no interior dos poros (Figuras 5.3A, B e C). Além desse local, cimento de calcita espática equante pode se formar, com menor frequência, na borda ou no interior dos grãos (sobretudo em bioclastos). Cimento de calcita espática equante ocorre geralmente associado ao de calcita espática microcristalina, estando este último precipitado na borda dos grãos e aquele primeiro mais bem desenvolvido no centro do poro, onde o tamanho dos cristais tende a ser maior. Entretanto, curiosamente em amostras de *beachrocks* de zona costa-afora, o cimento de calcita espática equante não ocorre na presença de calcita espática microcristalina; sendo o inverso também verdadeiro. Cimento de calcita espática equante é pouco comum e pouco expressivo nos

beachrocks estudados. Apesar de ser encontrado em todas as microfácies, é na microfácies Bio-quartzarenítica que o cimento de calcita espática equante é mais comum de ocorrer e mais bem desenvolvido (Figura 5.3B). Em alguns casos, este cimento ocorre como recristalização de bioclastos.

A partir do estudo das relações entre as diferentes morfologias de cimentos observadas nas seções delgadas analisadas, acredita-se que calcita espática equante ocorre como uma fase diageneticamente mais evoluída em relação aos cimentos carbonáticos mencionados anteriormente, sendo ela (calcita espática equante) uma fase tardia de precipitação. Essa idéia é corroborada pelo local de precipitação (geralmente no centro dos poros) deste cimento e pela sua presença em apenas poucas amostras analisadas. Cimento de calcita espática equante é precipitado na zona freática meteórica ativa do estágio de eodiagênese de Longman (1980).

Agregados pseudo-peloidais

O cimento carbonático do tipo agregados pseudo-peloidais é caracterizado por apresentar uma massa amarronzada composta de partículas subesféricas a elipsoidais, de tamanho silte fino (< 0,016 mm), bastante semelhantes a pelóides – daí o nome “pseudo-peloidal” (Figuras 5.3D, E e F). Esse tipo de cimento ocorre de maneira bastante localizada e em poucas amostras analisadas. Predominantemente, ocorre preenchendo o espaço intergranular, não sendo observado preenchendo porosidade intrapartícula, exceto em porosidade secundária (Figura 5.3F). Em alguns casos, pode ser confundido com lama carbonática infiltrada; entretanto, este cimento não apresenta fragmentos de bioclastos como tal lama contém. Representa menos de 5% do total de cimento observado nos *beachrocks* estudados, tendo maior destaque na submicrofácies Sublitoarenito e, em geral, em amostras onde a porosidade é elevada. Precipitação de cimento de calcita pseudo-peloidal ocorre em zona freática marinha ativa do ambiente eodiagenético de Longman (1980).

5.3. Dissolução e geração de porosidade secundária

Produtos gerados através do processo de dissolução são comuns de serem observados nos *beachrocks* estudados. O processo de dissolução é o principal responsável pela geração de porosidade secundária (Figuras 5.3G e H) nessas rochas. Tanto naqueles de ambientes costeiros quanto em *beachrocks* de zona costa-afora, a presença de porosidade secundária é bastante expressiva, independentemente da microfácies analisada. Verificou-se, ainda, que esse tipo de porosidade é o principal tipo presente em algumas amostras de *beachrocks*.

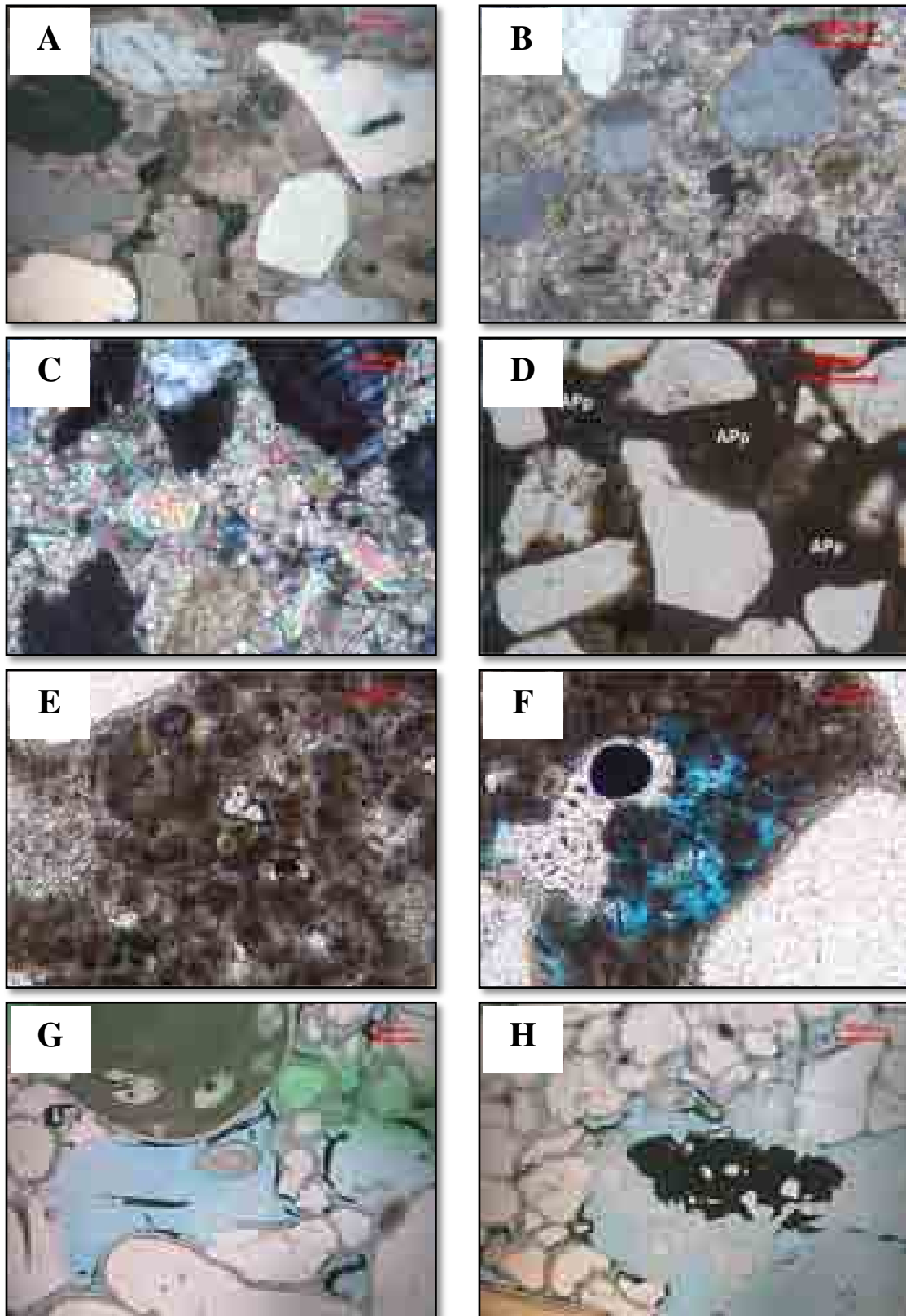


Figura 5.3. (A) Calcita espática equante com mesocristais euédricos a subédricos (lâmina IM-RZ-002, NX). (B) Calcita espática equante precipitada no espaço intergranular de amostra da microfácies BQ (lâmina IG-UC-11.1, NX). (C) Cristais de calcita espática equante bem desenvolvidos no interior dos poros (lâmina IG-UM-9.3, NX). (D) Agregado pseudo-peloidal precipitado no interior dos poros e apresentando registros de micritização intensa (lâmina IG-UM-3.1, NP). (E) Detalhe do agregado pseudo-peloidal (lâmina IG-UT-2.3, NP). (F) Agregado pseudo-peloidal precipitado no interior de porosidade secundária (lâmina IG-UT-2.3, NP). (G) Porosidade secundária interpartícula evidenciada por presença de poros agigantados (lâmina IM-SB-023b, NP). (H) Porosidade secundária gerada pela dissolução de cimento e grãos instáveis do arcabouço (lâmina IM-SB-022b, NP). Abreviações utilizadas: NP – nicóis paralelos; NX – nicóis cruzados.

Porosidade secundária pode ser gerada em duas regiões fundamentais: interpartícula e intrapartícula. A primeira ocorre frequentemente quando há dissolução de cimento no espaço intergranular (Figura 5.3G). Ao passo que, o segundo tipo é registrado quando há dissolução parcial ou total de grãos do arcabouço (Figura 5.3H). Acredita-se que o processo de dissolução nos *beachrocks* estudados é iniciado após a precipitação dos primeiros cimentos carbonáticos (franjas prismáticas isópacas ou calcita espática microcristalina) e se estende até um dos últimos eventos diagenéticos a ocorrer. Tal processo ocorre durante o período em que a rocha está nas zonas vadosa meteórica e freática meteórica, onde se dá através da percolação de água meteórica subsaturada com respeito a carbonato de cálcio. A dissolução afeta tanto os cimentos precocemente precipitados quanto os grãos menos resistentes do arcabouço (p. ex. feldspatos e bioclastos).

5.4. Oxidação

Processo de oxidação é caracterizado pela presença de pequenos pontos marrom-amarelados dispostos de forma disseminada no cimento carbonático, ocorrendo principalmente na morfologia de calcita espática microcristalina. Tais pontos de oxidação representam pequenas proporções, se comparada aos demais produtos diagenéticos descritos anteriormente. Acredita-se que o processo de oxidação se deu como último estágio diagenético, quando condições físico-químicas dos fluidos intersticiais favoreceram a sua formação. Essas condições podem ter sido causadas durante uma possível exposição subaérea dos *beachrocks*.

5.5. Evolução diagenética

Os *beachrocks* estudados no presente trabalho apresentaram evolução diagenética ocorrendo exclusivamente em estágio de eodiagênese. Essa evolução teve início com o rearranjo dos grãos através dos processos de compactação física. Tais processos ocorrem principalmente em profundidade muito rasa, em que os sedimentos sofrem influência apenas de pressão litostática de pequena carga de material (sedimentos e rochas) sobrejacente e do peso da coluna de água (pressão hidrostática). Esse processo ocorre em período de tempo relativamente curto, uma vez que processo de cimentação em *beachrocks* se dá de maneira muito rápida e precoce. Antes mesmo do processo de compactação física se encerrar, começa de forma precoce e incipiente a precipitação dos primeiros cimentos carbonáticos. Esses são marcados pela

precipitação de calcita rica em Mg sob cinco morfologias principais, as quais tendem a seguir uma sequência geral de precipitação.

Inicialmente, o cimento carbonático é precipitado sob a forma de cutículas criptocristalinas em zona freática marinha ativa. Nessa zona, os poros do sedimento são completamente preenchidos por água do mar e há uma ampla circulação dessa água por entre eles. Esse processo seria responsável pela precipitação do cimento de cutículas criptocristalinas. Vale salientar que, apesar de estar presente em todas as microfácies, esse tipo de cimento não é observado em todas as amostras de *beachrocks* analisadas.

Ainda em zona freática marinha, dá-se início a precipitação de cimento carbonático sob morfologia de franjas prismáticas isópacas. Esse se desenvolve principalmente na borda dos grãos do arcabouço ou em alguns casos sobre cutículas criptocristalinas. Raras vezes, ocorre o registro de precipitação em paralelo desses tipos morfológicos: cutículas criptocristalinas e franjas prismáticas isópacas, em que é possível observar a precipitação deles em diferentes regiões nas amostras analisadas. Mais rara, ainda, é a presença de vários níveis de franjas prismáticas isópacas, que podem ocorrer de forma alternada com cutículas criptocristalinas.

Como continuidade ao crescimento de franjas prismáticas isópacas, desenvolve-se, em geral sobre elas, cimento de calcita espática microcristalina. Este é caracterizado por cristais relativamente pequenos que também são formados em zona freática marinha ativa. Calcita espática microcristalina é o cimento mais abundante e mais disseminado nos *beachrocks* estudados.

No decorrer do processo de cimentação, principalmente após as primeiras morfologias de cimento carbonático serem formadas, dá-se início o processo diagenético de dissolução e geração de porosidade secundária. Este se dá em virtude de percolação de águas subsaturadas em carbonático de cálcio de provável origem meteórica. A percolação dessa água seria responsável por um amplo processo de dissolução que, nos *beachrocks*, resultou em geração de porosidade secundária, através da dissolução dos cimentos precocemente formados e de grãos do arcabouço menos estáveis. Esse processo é comum em zonas vadosa meteórica e freática meteórica, onde a porosidade da rocha é preenchida total ou parcial por ar e água doce. Podemos inferir, dessa maneira, que, no decorrer de sua evolução diagenética, os *beachrocks* foram submetidos a variações nas zonas eodiagenéticas.

Em zona freática meteórica ativa, cimento de calcita espática equante se desenvolve sobre o de calcita microcristalina. Este novo tipo de cimento gerado precipita-se preferencialmente no centro dos poros. Porém, pode ocorrer como recristalização de carapaças de bioclastos. Acredita-se que o cimento de calcita espática equante é resultado de uma evolução diagenética do cimento de calcita espática microcristalina, em que condições físico-químicas favoráveis do meio deposicional favoreceram o desenvolvimento de cristais maiores de calcita, os quais resultaram nesse cimento característico. Nem todas as amostras de *beachrocks* apresentam este tipo de cimento, sugerindo que esse processo pode ter sido limitado a determinadas regiões ou períodos.

Concomitantemente à precipitação de calcita espática equante, ocorreu formação de cimento carbonático sob morfologia de agregados pseudo-peloidais em áreas específicas dos *beachrocks*. Esta morfologia é formada em zona freática marinha. Posteriormente à precipitação dos cimentos carbonáticos, os *beachrocks* foram submetidos a condições oxidantes incipientes, as quais foram responsáveis pela geração de pontos de oxidação nos cimentos precocemente gerados. Tais pontos representam pequena parcela do total de produtos diagenéticos e ocorrem de modo espacialmente disperso nos *beachrocks* estudados.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os *beachrocks* do Rio Grande do Norte podem ser separados, grosso modo, em dois grupos: os *beachrocks* de zona costeira e os de zona costa-afora. Os de zona costeira podem ser vistos ao longo de todo o litoral do estado, apresentando-se geralmente lineares, não contínuos, e paralelos à faixa de praia. Os *beachrocks* de zona costa-afora apresentam morfologia semelhante à da linha de costa atual, e estão dispostos também de forma linear e não contínua por mais de 260 km, no trecho, correspondente em terra, entre os municípios de Zumbi e Tibau.

As características morfológicas, petrográficas e petrológicas apresentadas por *beachrocks* de diversas partes do mundo sugerem que essas rochas sejam formadas predominantemente em zona de praia. Sendo assim, pode-se dizer que os *beachrocks* dispostos ao longo do litoral norte-río-grandense representam um registro estratigráfico da linha de praia durante o período de sua formação. Uma vez que se sabe que *beachrocks* são formados em zonas de praia, e que há registros de tais rochas na zona costeira do Rio Grande do Norte, seria possível sugerir que aqueles corpos presentes em zona costa-afora representam uma antiga linha de costa? Apesar de já ter sido sugerida em trabalhos anteriores, a afirmação de tal fato é um tanto quanto complexa, pois essas rochas estão a distâncias de até 25 km da linha de costa atual, em região bem próxima à quebra da plataforma, sendo difícil imaginar um recuo tão grande do mar tendo por base apenas a morfologia desses corpos. Dessa forma, com base principalmente na petrografia e petrologia, tentou-se correlacionar os depósitos de *beachrocks* costeiros àqueles de zona costa-afora. As principais conclusões obtidas com esta pesquisa serão apresentadas logo abaixo.

Estudando os *beachrocks* de zona costa-afora, foi possível identificar 03 microfácies: Quartzarenítica, Quartzarenítica Bioclástica e Bio-quartzarenítica. Essas mesmas microfácies foram reconhecidas nos *beachrocks* de zona costeira, onde estudos sedimentológicos também foram realizados a partir de seções colunares levantadas em diversos afloramentos.

A partir de correlação com o afloramento modelo de São Bento do Norte, conseguiu-se associar cada uma das microfácies a uma porção fisiográfica específica do sistema deposicional praiial. Dessa maneira, as microfácies Quartzarenítica e Bio-quartzarenítica foram interpretadas como tendo sido depositadas em zona de *estirâncio*, enquanto que a microfácies Quartzarenítica Bioclástica como tendo sido formada em zona de *face litorânea* superior. Embora as duas primeiras tenham sido interpretadas como depositadas em uma mesma porção, há, no entanto, registros que marcam variações na magnitude da energia do meio deposicional. A exemplo das camadas da base e do topo do afloramento modelo de São Bento do Norte, que, mesmo

interpretadas como tendo sido depositadas em zona de *estirâncio*, apresentam variações texturais bastante expressivas, representando, dessa forma, diferentes magnitudes de energia do meio deposicional.

A interpretação proposta para a zona de formação das diferentes microfácies implica dizer também que estas representam registros de variações do nível do mar local. Isso pode ser claramente entendido quando se analisa o afloramento modelo de São Bento do Norte. Uma vez que esse afloramento é composto por três camadas, tendo sido a da base e do topo depositadas em zona de *estirâncio* e a camada intermediária em zona de *face litorânea* superior, a sucessão vertical dessas microfácies nesse afloramento representa um ciclo completo de transgressão-regressão, provavelmente de escala local, uma vez que não se repete em todos os outros afloramentos. A formação do *beachrock* de São Bento do Norte provavelmente teve início quando o nível do mar estava em posição relativa baixa, depositando assim a camada basal. Posteriormente, o nível do mar transgrediu, quando a camada intermediária foi depositada. E, como último registro, durante uma nova queda do nível do mar, a camada do topo se formou. Essa idéia está de acordo com a curva de variação do nível do mar holocênico para o Rio Grande do Norte proposta por Bezerra *et al.* (2003), que sugere que, mesmo com uma tendência geral de queda relativa do nível do mar a partir de ~5000 anos A.P., houve ciclos transgressivos-regressivos de mais alta frequência.

Interpretações sobre ciclos de transgressão e regressão não puderam ser tecidas com base nos *beachrocks* de zona costa-afora, pois, seções colunares não puderam ser levantadas nestes afloramentos e, dessa forma, sucessões verticais de camadas não foram identificadas.

Partindo para a análise da curvas de variação do nível do mar relativo holocênico propostas por outros autores (Bezerra *et al.* 2003, Caldas *et al.* 2006), podemos afirmar que os *beachrocks* de zona costa-afora foram formados há mais de 7.000 anos A.P., pois, segundo esses autores, durante este período o nível do mar estava aproximadamente de 2 a 3 metros abaixo do atual. Esse rebaixamento, no entanto, não seria suficiente para gerar uma linha de costa a 25 km de distância da atual.

O arcabouço carbonático (grãos) dos *beachrocks* estudados é representado exclusivamente por bioclastos de ambiente marinho raso a transicional. Esses podem ter sido uma das fontes do carbonato de cálcio presentes nos cimentos, uma vez que as carapaças desses organismos são constituídas principalmente por calcita rica em Mg, que é o mesmo constituinte dos cimentos carbonáticos encontrados nos *beachrocks*.

O principal evento diagenético registrado nos *beachrocks* é a cimentação de calcita rica em Mg sob cinco morfologias: cutículas criptocristalinas, franjas prismáticas isópacas, calcita espática microcristalina, calcita espática equante e agregados pseudo-peloidais. Tal cimentação ocorreu predominantemente nas zonas freática marinha ativa e freática meteórica ativa do estágio eodiagenético. A mesma sequência diagenética é registrada tanto nos *beachrocks* costeiros quanto naqueles de zona costa-afora.

A partir dos dados apresentados, pode-se concluir que os *beachrocks* de zona costeira são petrograficamente e petrologicamente correlacionáveis àqueles de zona costa-afora, de forma a apresentarem constituintes (grãos do arcabouço, cimento, matriz e porosidade) e eventos diagenéticos semelhantes. Dessa forma, podemos afirmar, ainda, que os *beachrocks* de zona costa-afora do estado do Rio Grande do Norte representam, sim, uma paleolinha de costa, cuja idade relativa é superior a 7.000 anos A.P., porém a idade absoluta ainda não foi definida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aissaoui D.M. 1985. Botryoidal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology* **32**:345–361.
- Alexandersson E.T. & Milliman J.D. 1981. Intragranular Mg–calcite cement in Halimeda plates from the Brazilian continental shelf. *J. Sediment. Petrol.* **51**:1309–1314.
- Alexandersson T. 1969. Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. *Sedimentology* **12**:47–61.
- Alexandersson T. 1972a. Mediterranean beachrock cementation: marine precipitation of Mg–calcite. In: Stanley D.J. (Ed.). *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 203–223.
- Alexandersson T. 1972b. Intragranular growth of marine aragonite and Mg–calcite: evidence of precipitation from supersaturated seawater. *J. Sediment. Petrol.* **42**:441–460.
- Angelim L.A.A., Nesi J.R., Torres H.H.R., Medeiros V.C., Santos C.A., Veiga Júnior J.P., Mendes V.A. 2007. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 119p.
- Araripe P.T. & Feijó F.P. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**(1): 127-141.
- Asmus H.E. & Guazelli W. 1981. Descrição sumária das estruturas da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: *Estruturas e Tectonismos da Margem Continental Brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. PETROBRAS. Rio de Janeiro. CENPES/DIMEP. p.187-269.
- Badyukova Y.N. & Svitoch A.A. 1986. The beach-rock of the Seychelles Islands. *Oceanology* **26**(5):604–608.
- Beier J.A. 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *J. Sediment. Petrol* **55**:755–761.
- Bernier P., Guidi J.B., Bottcher M.E. 1997. Coastal progradation and very early diagenesis of ultramafic sands as a result of rubble discharge from asbestos excavations (northern Corsica, western Mediterranean). *Mar. Geol.* **144**(13):163–175.
- Bertani R.T., Costa I.G., Matos R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS. Rio de Janeiro, p.291-310.
- Bezerra F.H.R., Barreto A.M.F., Suguio K. 2003. Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**:73-89.
- Bezerra F.H.R., Lima Filho F.P., Amaral R.F., Caldas L.H.O., Costa Neto L.X. 1998. Using beachrock and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Coastal Tectonics*. Geological Society Special Publication.
- Bezerra F.H.R., Vita-Finzi C., Lima Filho F.P. 2000. The use of marine shells for radiocarbon dating of coastal deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1):211- 213.

- Bigarella J.J. 1975. Reef sandstones from northeastern Brazil (a survey on sedimentary structures). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**: 395-409
- Binkley K.L., Wilkinson B.H., Owen R.M. 1980. Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake. *J. Sediment. Petrol.* **50**:953–962.
- Bird E. 2000. *Coastal geomorphology: An introduction*. John Wiley & Sons, Chichester. 317p.
- Bittencourt A.C.S., Martin L., Vilas-Boas G.S., Flexor J.M. 1979. Quaternary marine formations of the state of Bahia (Brazil). In: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedings*, São Paulo, pp 232-253.
- Boekschoten G.J. 1962. Beachrock at Limani Chersonisos, Crete. *Geol. en Mijnbouw*, **41**:3–7.
- Branner J.C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs. *Museum of Comparative Zoology, Harvard College, Cambridge, Mass.*, Geological Series 7.
- Bricker O.P. (Ed.). 1971. *Carbonate cements*. Johns Hopkins University, Studies in Geology, v.19.
- Burton E.A. & Walter L.M. 1987. Relative precipitation rates of Aragonite and Mg Calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology* **15**:111–114.
- Cabral Neto I. 2007. *Corpos rochosos costa-afora adjacente à costa norte do RN: Uma síntese geológica com base na caracterização faciológica e diagenética*. Relatório de Graduação. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 126f.
- Cabral Neto I., Córdoba V.C., Vital H. 2006. Caracterização petrográfica dos depósitos rochosos submersos entre São Bento do Norte e Macau-RN. In: *Congresso Brasileiro De Geologia*, 43, 2006, Aracaju. *Anais...* São Paulo: SBG, p.214.
- Cabral Neto I., Córdoba V.C., Vital H. 2010a. Petrografia de beachrock em zona costa-afora adjacente ao litoral norte do Rio Grande do Norte, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences* (Aceito sem data para publicação).
- Cabral Neto I., Córdoba V.C., Vital H. 2010b. Morfologia, microfaciologia e diagênese de beachrocks costa-afora adjacentes à costa norte do Rio Grande do Norte, Brasil. *Rev. Bras. Geosc.* (submetido).
- Cabral Neto I., Córdoba V.C., Vital H., Kikuchi R.K.P., Santos C.L.A. 2009. Petrographic analysis of the offshore beachrocks on the Brazilian northeastern shelf: Risca do Zumbi, Rio Grande do Norte, Brazil. In: IGCP 526 – Risks, Resources and Record of the Past on the Continental Shelf, *Annals of the Third Annual Conference*: Rabat, Morocco, p. 36-37.
- Caldas L.H.O. 2002. *Late quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil*. Unpublished PhD Thesis. University of Kiel, Germany. 92f.
- Caldas L.H.O., Statterger K., Vital H. 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine geology*, **228**:39-53.
- Calvet F., Cabrera M.C., Carracedo J.C., Mangas J., Perez-Torrado F.J., Recio C., Trave A. 2003. Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Mar. Geol.* **197**(1–4):75–93.

- Campos e Silva A., Silva D.D., Vasconcelos M.D.T. 1964. Informação sobre a malacofauna dos beachrocks de Touros e São Bento do Norte. *Arquivos do Instituto de Antropologia*, **50**(2):79-90.
- Cestaro L.A. 1994. Os elementos do clima de Galinhos, RN, como recursos naturais à disposição do Homem. *Cadernos Norte-rio-grandense de Temas Geográficos*, **8**(1): 13-28.
- Chamisso A.V. 1821. Bemerkungen und Ansichten von dem Naturforscher der Expedition. In: Kotzebue O.V. (Ed.) *Entdeckungs-Reise in die Süd-See und nach der Berings-Strasse zur Erforschung einer nordöstlichen Durchfahrt*, Vol. 3. Weimar: Hofmann.
- Chang H.K., Roswmann R.O., Figueiredo A.M.F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian Basin. *Episodes*. **11**(3): 194-202.
- Chaves M.S. 2000. *Vulnerabilidade Costeira entre as Praias da Redinha e Genipabu Natal/RN*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Chaves M.S. 2005. *Dinâmica Costeira na Área dos Campos Petrolíferos Macau e Serra, Litoral Norte do Estado do Rio Grande do Norte*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil.
- Chivas A., Chappell J., Polach H., Pillans B., Flood P. 1986. Radiocarbon evidence for the timing and rate of island development, beach-rock formation and phosphatization at Lady Elliot Island, Queensland, Australia. *Mar. Geol.* **69**:273–287.
- Choquette P.W. & Pray L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**:207-250.
- Chowdhury S.Q., Fazlul Haq A.T.M., Hasan K. 1997. Beachrock in St. Martin's Island, Bangladesh: Implication of sea level changes on beachrock cementation. *Mar. Geol.* **120**:89–104.
- Christofolletti A. 1980. *Geomorfologia*. 2ed. São Paulo. Edgard Blücher.
- Cooper J.A.G. 1991. Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. *Marine Geology*, **98**: 145-154
- Cooray P.G. 1968. A Note on the occurrence of beachrock along the West Coast of Ceylon. *J. Sediment. Petrol.* **38**:650–654.
- Costa Neto L.X. 1985. Geologia da área entre Macauzinho e Boa Vista (sul de Macau-RN). Natal, UFRN/CCE/DG. 61p. *Boletim 9*.
- Cremonini O.A. & Karner G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: *Simpósio De Geologia Do Nordeste*, 16, 1995, Recife: SBG, 1995. *Boletim 14*: 181-184.
- Cremonini O.A. 1993. *Caracterização estrutural e evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 143f.
- Cunha E.M.S. 2004. Evolução atual do litoral de Natal-RN (Brasil) e suas aplicações a gestão integrada. Tese de Doutorado em Ciências do Mar. Facultat de Biologia. Universitat de Barcelona, Barcelona.

- Cypriano J.L. & Nunes A.B. 1968. Geologia da Bacia Potiguar. PETROBRAS/Dexpro. Rio de Janeiro. *Relatório interno*.
- Dana J.D. 1849. *Geology. US Exploring Expedition under C. Wilkes (1835–1841), vol. 10*. Putnam, New York. 756p.
- Darwin C. 1841. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco on the coast of Brazil. *The London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag.* **19**:257–260.
- Davies P.J. & Kinsey D.W. 1973. Organic and inorganic factors in recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. *J. Sediment. Petrol.* **43**:59–81.
- De Ros L.F. & Moraes M.A.S. 1988. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais...*, p. 917-930.
- Dermitzakis M., Michail C., Mpasiakos G., Tripolitsiotou F. 1993. Contribution to the absolute dating of beachrock by the means of the Thermoluminescence technique. *4th National Symposium on Oceanography and Fisheries, Rhodes Island*, p. 259–267.
- Desruelles S., Fouache E., Pavlopoulos K., Dalongeville R., Peulvast J.P., Coquinot Y., Potdevin, J.L. 2004. Variations recentes de la ligne de rivage en Mer Rouge et beachrocks dans l'ensemble insulaire Mykonos-Délos-Rhénée (Cyclades, Grece). *Geomorphologie* **1**:5–17.
- DHN. 1974. *Carta náutica 700 - Brasil costa norte de Fortaleza a PTI*. Marinha do Brasil, Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN, Rio de Janeiro. 2nd Edition.
- DHN. 2010. Previsões de Marés. Marinha do Brasil, Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN. Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm>. Acesso em 01 de novembro de 2010.
- Dickinson W.R. 2001. Paleoshoreline record of relative Holocene sea levels on Pacific islands. *Earth-Science Reviews* **55**:191–234.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.D.S.P., Martin, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**:213-232.
- Dunham R.J. 1971. Meniscus cement. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 297–300.
- El-Sayed M. 1988. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology*, **80**:29-35.
- EMPARN, Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte. Meteorologia. Disponível em: <http://www.emparn.rn.gov.br/contentproducao/aplicacao/emparn/pesquisa/gerados/meteorologia.asp>. Acesso em: 15 de outubro de 2010.
- Evamy B.D. 1973. The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: Purser, B.H. (Ed.), *The Persian Gulf*. Verlag, New York, pp. 329–341.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill. 107p.
- Françolin J.B.L. & Sztatmari P. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **17(2)**:196-207.

- Frankel E. 1968. Rate of formation of beach rock. *Earth Planet. Sci. Lett.* **4**:439–440.
- Frazão E.P. 2003. *Caracterização hidrodinâmica e morfo-sedimentar do estuário Potengi e áreas adjacentes: subsídios para controles e recuperação ambiental no caso de derrames de hidrocarboneto*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil.
- Frazão E.P. 2005. *Estudo hidroacústico e hidrodinâmico da Plataforma Continental do Rio Grande do Norte: Sistemas Açú e Potengi*. Seminário de Qualificação de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brazil.
- Gavish E. & Friedman G.M. 1969. Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale. *J. Sediment. Petrol.* **39**(3):980–1006.
- Ginsburg R.N. 1953a. Beachrock in south Florida. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**:85–92.
- Ginsburg R.N. 1953b. Intertidal erosion on the Florida Keys. *Bulletin of Marine Science Gulf and Caribbean* **3**:55–69.
- Gionis G., Poulos S., Mpouziotopoulou N., Ntounas K. 2004. The effect of a natural submerged breakwater on the hydrodynamic and sedimentological conditions on Amoudaras beach (North coasts of Herakleion prefecture, Crete). *10th Int. Conf. of the Greek Geol. Soc.* The Greek Geol. Soc., Thessaloniki.
- Gischler E. & Lomando A.J. 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sediment. Geol.* **110**(3–4): 277–297.
- Gischler E. 2007. Beachrock and intertidal precipitates. In: Nash D.J. & McLaren S.J. (Eds.). *Geochemical sediments and landscapes*. Blackwell Publishing Ltd. 465p.
- Gomes J.R.C., Gatto C.M.P.P., Souza G.M.C., Luz D.S., Pires J.L., Teixeira W. 1981. Geologia – Mapeamento regional. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 744p. (*Levantamento de Recursos Naturais*, 23).
- Holail H. & Rashed M. 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. *Mar. Geol.* **106**:141–148.
- Hopley D. 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: Van de Plassche O. (Ed.). *Sea-level research: a manual for collection and evaluation of data*. Norwich: Geo Books, pp. 157–173.
- James N.P. & Ginsburg R.N. 1990. Extracts from the Seaward margin of the Belize barrier and atoll reefs. In: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), *Carbonate Diagenesis*. Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, pp. 55–80.
- Jones B., Rosen M.R., Renaut R.W. 1997. Silica-cemented beachrock from Lake Taupo, North Island, New Zealand. *J. Sediment. Petrol.* **67**:805-814.
- Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. on the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, **64**: 385-395.

- Kelletat D. 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *J. Coast. Res.* **22** (6): 1555–1564.
- Kindler P. & Bain R.J. 1993. Submerged Upper Holocene on San Salvador Island, Bahamas: implications for recent sea-level history. *Geologische Rundschau*, **82**: 241-427.
- Kneale D. & Viles H.A. 2000. Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sediment. Geol.* **132**:165–170.
- Knox G.J. 1973. An aragonite-cemented volcanic beach rock near Bilbao, Spain. *Geol. en Mijnbouw*, **53**:9–12.
- Komar P.D. 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, N.J., USA. 544p.
- Köppen W. 1900. Versuch einer classification der climate vorsugsweise nach ihren bazichungen zur pflanzenwelt. *Geograph Zeirsehr*, **6**: 593-611/657-679.
- Krumbein W.E. 1979. Photolithotropic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiol. J.* **1**:139–203.
- Land L.S. 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table. *Sedimentology* **14**:175–185.
- Lima Z.M.C. 2004. *Caracterização da dinâmica ambiental da região costeira do município de Galinhos, litoral setentrional do Rio Grande do Norte*. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 191f.
- Loeblich, A.R.Jr. & Tappan H. 1968. Suprageneric classification of the Foraminiferida (Protozoa). *Micropaleontology*, **30**:1-70.
- Logan B.W. 1974. Inventory of diagenesis in Holocene–Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia. *AAPG Mem.* **22**, 195–249.
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **64**: 461-487.
- Lyell C. 1832. *Principles of Geology, being an Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface, by Reference to Causes now in Operation*, Vol. 2, London: John Murray.
- Mafra L.C.A. 2005. *Estudo da dinâmica costeira da região da foz do Rio Piranhas-Açu para geração de mapas de sensibilidade do litoral ao derramamento de óleo*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 149f.
- Magaritz M., Gavish E., Bakler N., Kafri U. 1979. Carbon and oxygen isotope composition-indicators of cementation environment in Recent, Holocene, and Pleistocene sediments along the coast of Israel. *J. Sediment. Petrol.* **49**:401–412.
- Matos R.M.D. 1987. Sistema de Riftes Cretáceos do NE Brasileiro. In: *Seminário De Tectônica Da Petrobras*, 1, 1987, Rio de Janeiro. Atas. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPS/DEPEX. p.126-159.
- Matos R.M.D. 1989. Imagem sísmica crustal na Bacia Potiguar Emersa. In: *Congresso Da Sociedade Brasileira De Geofísica*, 1, 1989, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBGf. p.223-227.

- Matos R.M.D. 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11(4)**:766-791.
- Matos R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Camerom N.R. *et al.* (Eds.). London: Geological Society. Special Publications, **153**: 55-73.
- Maury C.J. 1934. Fossil invertebrata from northeastern Brazil. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **67(4)**:123-179.
- McBride E.F. 1963. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33**:664-669.
- McLean R.F., Stoddart D.R., Hopley D. & Polach H. 1978. Sea level change in the Holocene on the northern Great Barrier Reef. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **291**:167-186.
- Mendonça M.I. 1966. O recife de arenito de Tibau. *Arquivos do Instituto de Antropologia*, **2**:343-346.
- Meyers J.H. 1987. Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite- Maui, Hawaii. *J. Sediment. Petrol.*, **57**:558-570.
- Miller W.R. & Mason T.R. 1994. Erosional features of coastal beachrock and eolianite outcrops in Natal and Zululand, South Africa. *Journal of Coastal Research*, **10(2)**: 394-414.
- Milliman J.D. 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin. 375 pp.
- Moore C.H. 1973. Intertidal carbonate cementation in Grand Cayman, West Indies. *J. Sediment. Petrol.*, **43**:591-602.
- Moore C.H. 1977. Beach Rock origin: some geochemical, mineralogical, and petrographical considerations. *Geosci. Man*, **18**:155-163.
- Moresby R. 1835. Extracts from commander Moresby's report on the northern atolls of the Malvides. *Geogr. J. London*, **5**:398-403.
- Neumeier U. 1998. *Le rôle de l' activité microbienne dans La cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux)*. PhD Thesis 2994, University of Geneva. 183 pp.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. 2 ed. John Wiley & Sons Ltd. 432 pp.
- Nóbrega M.A., Sá J.M., Bezerra F.H.R., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Guedes S., Tello Saenz T.C., Hackspacher P.C., Lima-Filho F.P. 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements*, **39**:627-633.
- Oliveira A.I. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2 ed. Rio de Janeiro, Serv. Inf. Agric. Série Didática, 2. 813p.
- Oliveira M.I.M., Bagnoli E., Farias C.C., Nogueira A.M.B., Santiago M. 1990. Considerações sobre a geometria, petrografia, sedimentologia, diagênese e idades dos beachrocks do Rio Grande do Norte. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Boletim de Resumos*, **2**:621-634.

- Peltier W.R. 1998. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: Stewart I., Vita-Finzi C. (Eds.). *Coastal Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. **146**:1-29.
- Pessoa Neto O.C. 2003. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **33(3)**: 263-278.
- Pessoa Neto O.C., Soares U.M., Da Silva J.G.F., Roesner E.H., Florencio C.P., De Souza C.A.V. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15(2)**: 357-369.
- Pigott J.D. & Trumbly N.I. 1985. Distribution and origin of beachrock cements, Discovery Bay (Jamaica), *5th Int. Coral Reef Congress*, Tahiti, pp. 270–280.
- Plomaritis T. 1999. *Morphology and geochemistry of the beachrocks of Sifnos (Greece)*. MSc Thesis, University of Southampton, 71 pp.
- Powers M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**:117-119.
- Rey D., Rubio B., Bernabeu A.M., Vilas F. 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sediment. Geol.* **169**(1-2):93–105.
- Riedel, K., 2000. *Untersuchungen zur Küstendynamik und Küstenentwicklung bei Sao Bento*. Master Thesis, Christian-Albrechts Universität, Kiel, 55f.
- Russell R.J. & McIntire W.G. 1965. Southern hemisphere beach rock. *Geogr. Rev.* **55**:17–45.
- Russell R.J. 1959. Caribbean beach rock observation. *Z. Geomorphol.* **3**:227–236.
- Russell R.J. 1962. Origin of beachrock. *Z. Geomorphol.* **6**:1–16.
- Russell R.J. 1963. Beachrock. *J. Trop. Geogr.* **17**:24–27.
- Santos C.L.A., Vital H., Amaro V.E., Kikuchi R.K.P. 2007. Mapeamento de recifes submersos na costa do Rio Grande do Norte, NE Brasil: Macau a Maracajá. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**(1):27-36.
- Schmalz R.F. 1971. Formation of beachrock at Eniwetok Atoll. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 17–24.
- Scholle P.A. & Ulmer-Scholle D.S. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa: AAPG Memoir 77. 470p.
- Scholle P.A. 1979. *A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks*. Tulsa: AAPG Memoir 128. 201p.
- Scoffin T.P. & McLean R.F. 1978. Exposed limestones of the northern province of the Great Barrier Reef. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A* **291**:119–138.
- Short A.D. 1985. Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen beach, Australia. *Marine Geology*, **65**: 47-71
- Sial A.N. 1976. The Rio Grande do Norte alcali-olivine-basalt association, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. **6(1)**:1-14.

- Siesser W.G. 1974. Relict and recent beachrock from Southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**:1849–1854.
- Silveira I.M. 2002. *Estudo evolutivo das condições ambientais da região costeira do município de Guamaré-RN*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 172f.
- Souto M.V.S. 2004. *Análise Multitemporal dos elementos geoambientais da região da Ponta do Tubarão, área de influência dos campos petrolíferos de Macau e Serra, município de Macau/RN*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 130f.
- Souza D.C. 2002. *Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 186f.
- Souza F.E.S. 2004. *Evolução Morfodinâmica da região de influência estuarina do Rio Curimatau/RN*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Stattegger K., Caldas L.H.O., Vital H. 2004. Holocene coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, **39**:151–156.
- Strasser A., Davaud E., Jedoui Y. 1989. Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret et Biban, southeastern Tunisia. *Sediment. Geol.* **62**(1): 89–100.
- Suguo K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral Brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geoci.* **15**:273–286.
- Szatmari P., Françolin J.B.L., Zanotto O., Wolf S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **17**(2):180-188.
- Tabosa W.F., Lima Z.M.C., Vital H., Guedes I.M.G. 2001. Monitoramento Costeiro das Praias de São Bento do Norte e Caiçara do Norte-NE Brasil. *Pesquisa em Geociências*, **28**:383-392.
- Taylor J.C.M. & Illing L.V. 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**:69–107.
- Teixeira L. 1990. Reinterpretação Sísmica do 3D de Pescada e Adjacências. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 20p. *Relatório interno*.
- Testa V. & Bosence D.W.J. 1999. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the north-east Brazilian shelf. *Sedimentology*, **46**:279-301.
- Tietz G. & Muller G. 1971. High-magnesian calcite and aragonite cementation in recent beachrocks, Fuerteventura, Canary Island, Spain. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cement*. Johns Hopkins Press, Baltimore, p.4.8.
- Trichet J. 1965. Essai d'explication de l'origine des gres de plage corallines. *C.R. Acad. Sci. Paris* **261**:3176–3178.

- Tucker M.E. & Bathurst R.G.C. 1990b. Meteoric diagenesis. *In*: Tucker, M.E., Bathurst, R.G.C. (Eds.), *Carbonate Diagenesis*. Reprint Series Vol. 1 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, pp. 181–183.
- Viana M.L., Solewicz R., Cabral A.P., Testa V. 1991. Sandstream on the northeast Brazilian shelf. *Continental Shelf Research*, **11**(6):509-524.
- Vieira M.M. & De Ros L.F. 2006. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **192**:207–230.
- Vieira M.M. 2005. *Aspectos sedimentológicos e petrológicos dos beachrocks do estado do Rio Grande do Norte*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 243f.
- Vieira M.M., De Ros L.F., Bezerra F.H.R. 2007. Lithofaciology and paleoenvironmental analysis of holocene beachrock in northeastern Brazil. *Journal of coastal Research*, **23**(6): 1535-1548.
- Vital H. 2009. The Mesotidal Barriers of Rio Grande do Norte. *In*: *Lecture Notes in Earth Sciences. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Dillenburg S.R., Hesp P. A. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p.289-324.
- Von Buch L. 1825. *Physicalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Druckerei der Koeniglichen Akademie der Wissenschaften, Berlin. 407 pp.
- Vousdoukas M.I., Velegrakis A.F., Plomaritis T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, **85**: 23-46.
- Walker R.G. & Plint A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *In*: Walker R.G. & James N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, p. 219–238.
- Webb G.E., Jell J.S., Baker J.C. 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sediment. Geol.* **126**(1–4):317–334.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.
- White C.A. 1887. Contribuições à paleontologia do Brasil. *Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro* **7**:1-273.
- Whittle G.L., Kendall C.G.S.C., Dill R.F., Rouch L. 1993. Carbonate cement fabrics displayed: a traverse across the margin of the Bahamas Platform near Lee Stocking Island in the Exuma Cays. *Mar. Geol.* **110**(3–4): 213–243.
- Wikipédia, A encyclopedia livre. 2011. Água do Mar. Disponível em http://pt.wikipedia.org/wiki/%C3%81gua_do_mar. Acessado em 11 jan 2011.

ANEXO 1 – Artigo aceito pela revista *Quaternary and Environmental Geoscience*

PETROGRAFIA DE *BEACHROCK* EM ZONA COSTA-AFORA ADJACENTE AO LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO NORTE, BRASIL PETROGRAPHY OF OFFSHORE *BEACHROCK* ADJACENT TO THE NORTH COAST OF RIO GRANDE DO NORTE STATE, BRAZIL

Izaac Cabral Neto, Valéria Centúrión Córdoba, Helenice Vital

RESUMO Foi analisado petrograficamente um corpo rochoso submerso na plataforma norte do Rio Grande do Norte. Esse corpo, denominado de Urca do Minhoto, dista aproximadamente 18 km da atual linha de costa. Quartzos, bioclastos, feldspatos e fragmentos de rocha formam os principais constituintes do arcabouço. O cimento de carbonato de cálcio está presente sob três tipos distintos: mosaicos de calcita micrítica e de calcita espática equante, ambos ocupando o espaço intergranular, e franjas prismáticas isópacas, precipitadas nas bordas dos grãos. A granulação da rocha varia de areia muito fina a grânulo. O empacotamento frouxo é reflexo da cimentação precoce da rocha, que ocorreu em condições de soterramento raso (eodiagênese).

Palavras-chave: beachrock; petrografia; Urca do Minhoto.

ABSTRACT Petrographic analysis was carried out in a submerged rock-body on the north shelf of Rio Grande do Norte state. It is far 18 km from the actual coastline and it is named Urca do Minhoto. Quartz, bioclasts, feldspar and rock-fragments are the most important framework grains. Calcium carbonate cement occurs in three distinct types: micritic porefilling and equant spar, both of them filling the pore space, and isopachous prismatic rims, precipitated on the grain border. Grain-size varies from very-fine sand to granules. The grain packing suggests a shallow cementation environment (eodiagenesis).

Key words: beachrock; petrography; Urca do Minhoto.

INTRODUÇÃO

Hopley (1986) atribuiu o termo *beachrock* aos sedimentos praias cimentados por carbonato de cálcio em zona intermarés, limitados às praias de baixa latitude. Estudos sobre esse tipo de rocha são reconhecidos em diversas partes do planeta, incluindo não somente áreas de baixa latitude, tais como o Nordeste do Brasil (Caldas 2002; Caldas *et al.* 2006; Vieira 2005; Bezerra *et al.* 2005; Cabral Neto *et al.* 2006), o Mar Vermelho (Gevirtz & Friedman 1966), o Egito (El-Sayed 1988), a África do Sul e Moçambique (Cooper 1991), mas também

de alta latitude, a exemplo da Flórida (Ginsburg 1953), do Hawaii (Meyers 1987) e da Espanha (Rey *et al.* 2004). Trabalhos que relatam *beachrocks* em zona costa-afora (*costa-afora*) são mais raros na literatura, destacando-se os realizados no Nordeste do Brasil (Viana *et al.* 1990; Testa & Bosence 1999; Vital 2005a, 2005b; Vital 2009; Cabral Neto *et al.* 2006; Cabral Neto 2007; Santos *et al.* 2007).

Vieira (2005) chama atenção para a importância de se estudar *beachrocks*, sobretudo por três pontos principais: (i)

influência que tais depósitos exercem sobre a dinâmica costeira; (ii) utilização como possíveis indicadores de variação do nível do mar; e (iii) a oportunidade que oferecem para a compreensão de ambientes diagenéticos rasos.

O Nordeste brasileiro possui litoral marcado por depósitos rochosos dispostos paralelamente a atual linha de costa e situados em regiões de intermarés a submaré (Branner 1904; Mabesoone 1964; Morais 1970; Bigarella 1975; Caldas 2002; Bezerra *et al.* 2003; Vieira & De Ros 2006, Vieira *et al.* 2007). A presença desses depósitos também é constatada em costa-afora, assim como ocorre na plataforma norte do Rio Grande do Norte (Viana *et al.* 1990; Testa & Bocense 1999; Caldas 2002; Santos *et al.* 2007; Vital *et al.* 2008; Vital 2009). Os depósitos rochosos encontrados em ambientes costeiros nesse estado têm sido alvos de diversos estudos realizados nas últimas décadas, os quais envolvem aspectos como: descrição e classificação (Viera & De Ros 2006, Vieira *et al.* 2007); mapeamento (Santos *et al.* 2007); datação e correlação como indicadores de mudanças do nível do mar (Bezerra *et al.* 2003; Caldas *et al.* 2006; Stattegger *et al.* 2006); e identificação de fácies sedimentares (Vieira *et al.* 2007). Porém, a grande maioria desses estudos enfoca essencialmente os depósitos situados em regiões de intermarés. Os depósitos da porção costa-afora da plataforma do Rio Grande do Norte nunca foram analisados sob o ponto de vista petrográfico. Visando suprir essa lacuna, foi selecionado para estudos petrográficos um depósito situado a aproximadamente 18 km da costa (Fig. 1), entre os municípios de Galinhos e Guamaré, a profundidades de até 25 m. Esse corpo é reconhecido nas cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) como Urca do Minhoto. Desta forma, o presente trabalho tem como objetivo relatar os resultados de descrição e classificação petrográficas de amostras desta região: Urca do Minhoto (Fig. 1).

OS BEACHROCKS NO RIO GRANDE DO NORTE: breve histórico

Branner (1904) foi um dos primeiros a estudar os *beachrocks* do litoral do Rio Grande do Norte. Porém, ateve-se apenas aos aspectos descritivos básicos e a algumas suposições. Ele não abordou aspectos mais complexos tais como gênese e idade dos depósitos. Após os estudos de Branner (1904), um longo tempo se passou sem que fossem realizados trabalhos com maior detalhe, salvo pelos que enfocaram o conteúdo fossilífero (Maury 1934; Campos e Silva *et al.* 1964; Mendonça 1966). Só então, no início dos anos 90, Oliveira *et al.* (1990) aprofundaram-se nos estudos sobre esse tipo de depósito no litoral oriental do Rio Grande do Norte, cujos parâmetros sedimentológicos, diagenéticos e de idade foram analisados. Assim como fizeram Branner (1904) e Bigarella (1975) em menor detalhe, Oliveira *et al.* (1990) identificaram duas faixas de *beachrocks* no litoral oriental do Rio Grande do Norte. Essas faixas seriam paralelas e diferentemente espaçadas da linha de costa. Porém, a duplicidade seria restrita a determinados trechos, como entre as praias do Forte e do Meio, no Município de Natal, e entre as praias de Tabatinga e Campo de Santana. Quanto aos aspectos sedimentológicos, Oliveira *et al.* (1990) reconheceram a parte baixa do estirâncio como o sítio deposicional dos *beachrocks*, os quais seriam formados por grãos cujo tamanho varia de areia média a grossa, apresentando seleção moderada. Tais autores identificaram cinco estágios diagenéticos que são correlacionados com variações relativas do nível do mar. Obtiveram ainda, por ^{14}C , idades de aproximadamente 6.250 anos A.P. para a faixa de rocha mais distante da costa, e de aproximadamente 4.700 anos A.P. para a mais próxima da costa. Após esse trabalho, diversos outros estudos têm sido realizados, cujos temas variam em complexidade e conteúdo.

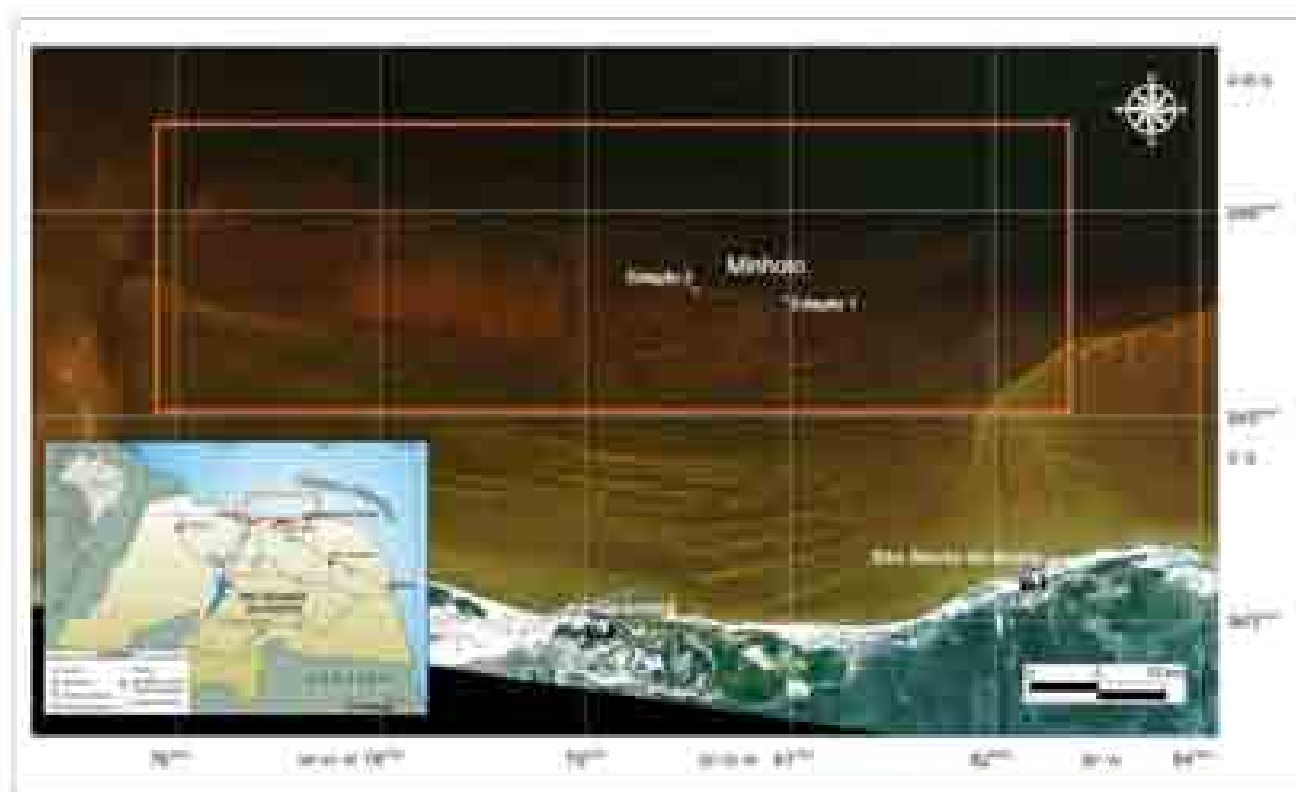


Figura 2. Mapa de localização da área com indicação das estações de amostragem.

Viana *et al.* (1990) utilizaram dados de sensores remotos para caracterizar grande parte da plataforma continental adjacente ao Rio Grande do Norte, tendo identificado corpos de rochas com características semelhantes aos encontrados próximo à linha de costa. Testa & Bosence (1999) denominaram esses depósitos de Zona de Sedimentos Litificados. Estudos voltados à evolução costeira holocênica (Bezerra *et al.* 2003; Caldas *et al.* 2006), à geologia estrutural (Bezerra *et al.* 2005), à análise petrográfica (Cabral Neto *et al.* 2006) e ao mapeamento dos recifes (Santos *et al.* 2007), utilizando dados oriundos desses depósitos, têm sido realizados nas duas últimas décadas. Um dos trabalhos mais recentes sobre os *beachrocks* do litoral do Rio Grande do Norte, que aborda aspectos sedimentológicos, petrográficos e diagenéticos, foi o realizado por Vieira (2005).

GEOLOGIA E ASPECTOS FÍSICOS

A região em estudo está inserida no domínio submerso da Bacia Potiguar, que compreende uma área total de aproximadamente 48.000 km², dos quais 40% são emersos e 60% são submersos. Esta bacia é limitada a norte e a leste pelo oceano Atlântico, a sul pelo embasamento cristalino e a noroeste pelo Alto de Fortaleza (Bertani *et al.* 1990).

A Bacia Potiguar repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-Cambriano da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977) e possui arranjo morfoestrutural composto principalmente por quatro feições: *grabens*, altos internos, plataformas rasas do embasamento e talude. Tais feições foram originadas durante três etapas de sua evolução tectônica: rifte, transicional e de deriva continental (Bertani *et al.* 1990).

O clima presente na região em estudo é do tipo tropical, quente e semi-árido (Nimer 1989), com temperaturas

médias do ar variando entre 26°C e 28°C e umidade média relativa de 65%. As precipitações pluviométricas anuais variam entre 600 mm e 1.000 mm em média. Verificam-se períodos de 7 a 8 meses de seca, entre os meses de junho a janeiro, e de 3 a 4 meses de chuva, entre os meses de fevereiro a maio (Cestaro 1994).

Na região atua um regime de marés que varia de meso a micromarés, e alcança amplitudes de 3 m em marés de sizígia e 0,8 m em marés de quadratura (Riedel 2000). As ondas variam de 0,75 m (média) para a região de Macau (DHN 1974) e de 1,35 m a 0,20 m para a região de São Bento do Norte (Tabosa 2000).

As correntes atuantes na região da plataforma de São Bento do Norte têm tendência para orientação principal segundo direção NE-SW, com certa constância na intensidade (Tabosa & Vital 2005). Os ventos provêm principalmente de NE e de SE, sendo que os primeiros apresentam maior velocidade, chegando a até 36,7 km/h, enquanto que os provenientes de SE alcançam no máximo 21,8 km/h (Tabosa & Vital 2005).

ASPECTOS METODOLÓGICOS

A pesquisa foi subdividida em três etapas: (1) localização do corpo e amostragem; (2) análise micropetrográfica e (3) interpretação, análise e apresentação dos resultados.

A primeira etapa teve como meta principal identificar precisamente a localização do corpo rochoso submerso (Urca do Minhoto) entre os municípios de Galinhos e Guamaré, RN, e fazer a coleta de amostras. Um recorte da cena 215-63 do *Landsat 7ETM+* (Fig. 1) foi utilizado para delimitar o depósito. Os vértices desse recorte têm coordenadas 725775,000E/9487124,500N (canto superior esquerdo) e 837300,000E/9426149,500N (canto inferior direito). A combinação RGB-123, já empregada por Vital *et al.* (2008) para

caracterizar a plataforma, foi, dentre as diversas testadas, uma das que apresentou bom resultado para identificação dos corpos submersos. Ferramentas de realce linear e filtro gaussiano passa-baixa foram aplicadas à imagem.

A amostragem contou com auxílio de mergulhador profissional equipado de marreta (1,5 kg), talhadeira de metal e sacos plásticos para extração e transporte das amostras. Aparelho GPS (*Global Positioning System*) com 12 canais foi utilizado. Coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*), referenciadas ao *datum* WGS-84, e coordenadas geográficas Lat/Long foram levantadas de cada ponto amostrado.

A partir das amostras coletadas, sete seções delgadas foram confeccionadas, em tamanho padrão de 2,5 cm por 5,0 cm, 30 µm de espessura e sem utilização de lamínula, para análises petrográficas qualitativa e quantitativa, ambas realizadas com microscópio óptico de luz transmitida. A análise qualitativa consistiu na identificação dos principais constituintes composicionais e texturais, ao passo que a análise quantitativa, por meio de contador de pontos, se deteve nos constituintes composicionais.

A análise granulométrica consistiu em medir dez grãos mais representativos e enquadrá-los nas classes nominais de Wentworth (1922). Em grãos esféricos, ou subesféricos, apenas uma medida de diâmetro foi tomada, ao passo que em grãos alongados foram realizadas duas: uma do eixo maior e uma do eixo menor, obtendo-se o tamanho médio do grão por média aritmética simples. A granulometria da rocha analisada em cada seção delgada foi apresentada na forma de um *range* granulométrico, sendo representada pelas classes limítrofes deste intervalo. Nos casos em que o grau de seleção resultou bimodal, a rocha foi caracterizada pelas duas modas granulométricas presentes.

O grau de seleção foi obtido por meio da comparação visual com figuras padrões e posterior enquadramento nas

classes de seleção (Folk 1974): muito bem selecionada, bem selecionada, moderadamente selecionada, pobremente selecionada e muito pobremente selecionada. Tal classificação leva em conta a razão do diâmetro das partículas e o valor do desvio padrão.

As escalas de esfericidade e arredondamento propostas por Powers (1953) foram utilizadas neste estudo para determinação desses parâmetros.

Para avaliar o empacotamento, empregou-se o “Índice de Kahn” (Kahn, 1956). Esse índice separa o empacotamento em três classes: frouxo, normal e fechado, de acordo com o número de contatos observados numa travessia por sobre a seção delgada. Para tanto, foram realizadas quatro travessias por seção delgada, sendo duas longitudinalmente e outras duas no sentido transversal.

Com relação à maturidade mineralógica, as seguintes classes, e seus respectivos parâmetros, foram assim convenionados: imatura (quartzo + chert < 75%); matura (75% < quartzo + chert < 95%); e, supermatura (quartzo + chert > 95%).

A classificação de maturidade textural de Folk (1974) foi adotada para este trabalho. Essa classificação utiliza teor de matriz deposicional, seleção granulométrica e grau de arredondamento do arcabouço da rocha para enquadrá-la em uma das quatro classes: imatura, submatura, matura e supermatura.

Para nomear a rocha, foi empregada a classificação de arenitos proposta por McBride (1963), que utiliza a quantidade de quartzo (e chert), feldspatos e fragmentos de rochas. Essa classificação foi considerada a mais adequada a esse estudo, na ausência de uma classificação específica para *beachrocks*.

Azul de oracet B foi empregado para identificação e quantificação da porosidade da rocha. Um total de 300 pontos por lâmina foi contado para estabelecer o percentual dos constituintes.

Com os resultados obtidos, foi confeccionada a Tabela 1, que contém a síntese dos parâmetros analisados de todas as amostras. Essa tabela auxiliou na correlação entre os dados e, conseqüentemente, na interpretação realizada.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Em todas as lâminas analisadas (Tabela 1), o arcabouço é formado por quatro constituintes principais (Fig. 2A), sendo eles: quartzo, bioclastos, feldspatos e fragmentos de rocha, respectivamente, em ordem decrescente de porcentagem. Esses constituintes refletem a natureza dos sedimentos da bacia, que são tipicamente siliciclásticos e carbonáticos (Vital *et al.* 2003).

O quartzo está presente nas suas formas mono e policristalina (Fig. 2A). Nesta última, é comum ocorrer extinção ondulante e estrutura do tipo alongada e equigranular (Blatt & Trace 1997) enquanto que na sua forma monocristalina prevalece extinção simples. Algas vermelhas, miliólídeos e bivalves são os principais bioclastos encontrados e podem alcançar quantidade máxima de 12% do total do arcabouço. Os feldspatos mais comuns são plagioclásios (Fig. 2F) e geralmente estão alterados ao longo de maclas ou das bordas.

Na classificação de Wentworth (1922) para granulação, a rocha varia dentro da fração areia, podendo ser constituída por grãos que vão desde areia muito fina até areia muito grossa, exceto no caso da lâmina “Minhoto 2.4”, que apresenta grãos tamanho grânulo (Fig. 2B).

O cimento é composto principalmente por carbonato de cálcio (Fig. 2C), presente nas formas espática e micrítica, desenvolvido nos espaços intergranulares, e em franja, precipitado nas bordas de grãos siliciclásticos e, menos

freqüentemente, de bioclastos. Uma fina película escura de óxi-hidróxido de ferro (Fig. 2D) ocorre ao redor dos siliciclastos, interpretada como anterior à precipitação do cimento carbonático. Bioclastos micritizados (bioturbados por organismos endolíticos) são comuns, em especial

miliolídeos (Fig. 2E). Tais bioclastos, em função da micritização, perderam quase que por completo seu arranjo interno característico, o que resultou na aparência de massa amarronzada amorfa (Fig. 2E).

Tabela 2. Síntese dos resultados da análise petrográfica das rochas das estações "1" e "2".

LÂMINA	Estação 1				Estação 2		
	Minhoto 2.1	Minhoto 2.2	Minhoto 2.3	Minhoto 2.4	Minhoto 3.1	Minhoto 3.2	Minhoto 3.3
Arcabouço	Qz (75%) Feld (10%) Bio (12%) FRX (3%)	Qz (80%) Feld (5%) Bio (10%) FRX (5%)	Qz (85%) Feld (7%) Bio (3%) FRX (5%)	Qz (90%) Feld (0%) Bio (5%) FRX (5%)	Qz (56%) Feld (7%) Bio (31%) FRX (6%)	Qz (80%) Feld (5%) Bio (10%) FRX (5%)	Qz (85%) Feld (5%) Bio (4%) FRX (6%)
Granulometria (Wentworth 1922)	Areia média a grossa	Areia fina a grossa	Areia fina a média	Moda 1: areia fina Moda 2: areia muito grossa a grânulo	Areia grossa	Areia muito fina a areia grossa	Areia fina a média
Grau de seleção (Folk 1974)	Moderadamente selecionada ϕ 1	Moderadamente selecionada ϕ 1	Moderadamente a bem selecionada ϕ 1 - 0,5	Muito pobremente selecionada ϕ 1 - 2	Bem selecionada ϕ 0,5	Pobremente selecionada ϕ 1,5	Moderadamente a bem selecionada ϕ 1 - 0,5
Arredondamento e esfericidade (Powers 1953)	Subangulosos a subarredondados/ esfericidade moderada a alta	Subarredondados a arredondados/ esfericidade moderada	Subangulosos a subarredondados/ esfericidade moderada	1. Angulosos a muito angulosos/ esfericidade moderada a alta; 2. Subarredondados a arredondados/ esfericidade baixa	Subarredondados a arredondados/ esfericidade moderada a baixa	Angulosos a muito angulosos/ esfericidade moderada a baixa	Subangulosos/ esfericidade moderada a baixa
Contato entre grãos	Pontuais e retos (P); Flutuantes (R)	Flutuantes (P), pontuais e retos (R)	Flutuantes (P), pontuais (C) e retos (R)	Flutuantes (P), pontuais e retos (R)	Flutuantes (P), pontuais (C) e retos (R)	Flutuantes (P), pontuais (R)	Flutuantes (P), pontuais (R)
Empacotamento (Kahn 1956)	Normal	Frouxo	Frouxo	Frouxo	Frouxo	Frouxo	Frouxo
Maturidade mineralógica (proposta no presente artigo)	Submatura	Submatura	Submatura	Matura	Submatura	Submatura	Submatura
Maturidade textural (Folk 1974)	Submatura	Submatura	Matura	Submatura	Supermatura	Matura	Submatura
Classificação (McBride 1963)	Subarcósio	Sublitoarenito	Sublitoarenito	Sublitoarenito	Subarcósio	Subarcósio/ Sublitoarenito	Sublitoarenito

Qz: quartzo; Feld: feldspato; Bio: bioclasto; FRX: fragmento de rocha; (P): predominante; (C): comum; (R): raro.



Figura 3. (A) Constituintes principais presentes nas lâminas, fotografados com microscópio óptico, polarizadores cruzados. Qz: quartzo; Qz.Pol.: quartzo policristalino; Bio: bioclasto; Feld: feldspato e FRX: fragmento de rocha. (B) Padrão granulométrico bimodal da lâmina “Minhoto 2.4”, com moda mais grossa na fração areia muito grossa a grânulo. (C) Franjas carbonáticas ao redor dos grãos, indicadas pelas setas brancas, e cimento de calcita espática, indicado pela seta preta. (D) Película de óxi-hidróxido metálico envolvendo os grãos, fotografada sob nicóis paralelos. (E) Miliolídeo micritizado. (F) Grãos de plagioclásio com geminação polissintética e em estado de alteração. Pl: plagioclásio; Feld.Alt.: feldspato alterado.

CONCLUSÕES

Apesar de poderem constituir um único corpo (Santos *et al.* 2007), as rochas submersas encontradas na plataforma norte do estado do Rio Grande do Norte podem apresentar diferentes características petrográficas, podendo representar, dessa forma, processos e sítios deposicionais distintos entre si.

De acordo com os resultados obtidos, pôde-se chegar às seguintes conclusões:

- O tamanho dos grãos reflete a energia hidráulica do sítio deposicional. Nas amostras estudadas, não se verificou um padrão granulométrico característico para cada estação, estando todas as amostras inseridas no intervalo areia. A amostra “Minhoto 2.4”, única a apresentar duas modas

granulométricas e, portanto, seleção bimodal, pode ser interpretada como originada a partir de dois tipos diferentes de fontes sedimentares.

- O grau de seleção fornece uma indicação sobre a eficiência com que o meio deposicional separa grãos de diferentes classes. De acordo com essa idéia, pode-se afirmar que os processos sedimentares responsáveis pela deposição das amostras tanto da estação 1 como da estação 2 variaram bastante, haja visto que tais amostras exibem diferentes graus de seleção.

- O arredondamento reflete a distância do sítio deposicional das áreas-fonte, como também o retrabalhamento dos grãos no próprio sítio de deposição. Com base neste parâmetro, conclui-se que os grãos das rochas das amostras da “estação 1” foram submetidas a um maior retrabalhamento (exceto pela amostra “Minhoto 2.4”) que os grãos das rochas das amostras da “estação 2”.

- Contatos entre grãos e empacotamento relacionam-se com o grau de soterramento e os efeitos da compactação. Como a maior parte das amostras apresentou grãos flutuantes e, conseqüentemente, empacotamento frouxo, pode-se concluir que o soterramento foi pouco profundo, o que inibiu ação das compactações mecânica e química.

- O principal aspecto relacionado à maturidade mineralógica diz respeito a maior ou menor estabilidade físico-química dos constituintes da rocha em relação às condições superficiais a que estão

submetidas. Com relação a este parâmetro, todas as amostras são classificadas como submaturas. Embora sejam muito ricas (56% até 90%) em quartzo, apresentam quantidades significativas de feldspatos (0% até 10%), bioclastos (3% até 31%) e fragmentos de rocha (3% até 6%), indicando que a ação intempérica não foi suficientemente elevada para a eliminação total dos minerais menos resistentes.

Em vista dos resultados obtidos, seria importante ampliar a gama de informações acerca de tais rochas, através da utilização de outras ferramentas de cunho qualitativo, tais como: tingimentos (por exemplo, Vermelho de Alizarina S e Solução de Feigl), para determinação da mineralogia do cimento carbonático presente; difração de raios-X, a fim de obter a composição química dos constituintes composicionais (grãos, cimento e matriz); e MEV, para determinar a morfologia do cimento encontrado. Seria importante ainda a datação das amostras, de forma a correlacioná-las com depósitos praias encontrados em zona intermarés, bem como com amostras de outros depósitos rochosos costa-afora.

AGRADECIMENTOS

Deixamos nossos sinceros agradecimentos ao PRH-22-Programa de Formação em Geologia, Geofísica e Informática para o Setor Petróleo e Gás ANP/UFRN, e aos projetos de apoio à pesquisa PETRORISCO, SISPLAT, POTMAR - REDE 05, (FINEP/CNPq/CTPETRO/PETROBRAS) e UNIBRAL (CAPES/DAAD).

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. Anais 2^o Simpósio de Geologia do Nordeste, 242-258.
- BERTANI R.T., COSTA I.G., MATOS R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: RAJA CABAGLIA G.P., MILANI E.J. (eds) Origem e evolução das bacias sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p 291-310.
- BEZERRA F.H.R., AMARAL R.F., LIMA-FILHO F.P., FERREIRA JR. A.V., SENA E.S., DINIZ R.F. 2005. Beachrock fracturing in Brazil. Journal of Coastal Research, 42:319-332.
- BEZERRA F.H.R., BARRETO A.M.F., SUGUIO K. 2003. Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. Marine Geology, 196:73-89.
- BIGARELLA J.J. 1975. Reef sandstones from northeastern Brazil (A survey on sedimentary structures). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47:395-409.
- BLATT H., TRACY R.J. 1997. Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic. New York: W.H. Freeman and Company, 529p.
- BRANNER J.C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs. Museum of Comparative Zoology, Harvard College, Cambridge, Mass., 44: Geological Series 7.
- CABRAL NETO I. 2007. Corpos rochosos *costa-afora* adjacentes à costa norte do RN: uma síntese geológica com base na caracterização faciológica e diagenética. Relatório de Graduação. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 126f.
- CABRAL NETO I., CORDOBA V.C., VITAL H. 2006. Caracterização petrográfica de depósitos rochosos submersos entre São Bento do Norte e Macau - RN. Anais do 43^o Congresso Brasileiro de Geologia, p. 214.
- CALDAS L.H.O. 2002. Late Quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. PhD Thesis. University of Kiel, Kiel, Germany. 98p.
- CALDAS L.H.O., STATTEGGER K., VITAL H. 2006. Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. Marine Geology, 228:39-53.
- CAMPOS E SILVA A., SILVA D.D., VASCONCELOS M.D.T. 1964. Informação sobre a malacofauna dos beachrocks de Touros e São Bento do Norte. Arquivos do Instituto de Antropologia, 50: (2):79-90.
- CESTARO L.A. 1994. Os elementos do clima de Galinhos, RN, como recursos naturais à disposição do Homem. Cadernos Norte-riograndense de Temas Geográficos, 8(1): 13-28.
- COOPER J.A.G. 1991. Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. Marine Geology, 98:145-154.
- DHN - DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO 1974. Carta náutica 700 - Brasil Costa Norte de Fortaleza a PTI. Rio de Janeiro. 2nd Edition.
- EL-SAYED M. 1988. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. Marine Geology, 80:29-35.
- FOLK R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Austin: Hemphill. 107p.
- GEVIRTZ J., FRIEDMAN G.M. 1966. Deep-sea carbonate sediments in the Red Sea and their implications on marine lithification. Journal of Sedimentary Petrology, 36:143-151.
- GINSBURG R.N. 1953. Beachrock in south Florida. Journal of Sedimentary Petrology, 23(2):85-92.
- HOPLEY D. 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: VAN DE PLASSCHE O. (Ed.). Sealevel research: a manual for collection and evaluation of data. Norwich: Geo Books. 157-173p.
- KAHN J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. on the measurement of packing in sandstones. Journal of Geology, 64:385-395.
- MABESOONE, J.M. 1964. Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). Journal of Sedimentary Petrology, 34 (4):1-7.
- MAURY C.J. 1934. Fossil invertebrata from northeastern Brazil. Bulletin of the American Museum of Natural History, 67(4):123-179.
- MCBRIDE E.F. 1963. A classification of common sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 33:664-669.
- MENDONÇA M.I. 1966. O recife de arenito de Tibau. Arquivos do Instituto de Antropologia, 2:343-346.
- MEYERS J.H. 1987. Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite-Maui, Hawaii. Journal of Sedimentary Petrology, 57:558-570.
- MORAIS J.O. 1970. Contribuição ao estudo dos beachrocks do nordeste do Brasil. Trabalhos Oceanográficos da Universidade Federal de Pernambuco. 9(11):79-94.

- NIMER E. 1989. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro, RJ: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Departamento de Recursos Naturais e Ambientais.
- OLIVEIRA M.I.M., BAGNOLI E., FARIAS C.C., NOGUEIRA A.M.B., SANTIAGO M. 1990. Considerações sobre a geometria, petrografia, sedimentologia, diagênese e idades dos beachrocks do Rio Grande do Norte. Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia, 2:621–634.
- POWERS M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles: Journal of Sedimentary Petrology, 23:117-119.
- REY D., ROBIU B., BERNABEU A. M., VILAS F. 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo Complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). Sedimentary Geology, 169:93-105.
- RIEDEL K. 2000. Untersuchungen zur Küstendynamik und Küstenentwicklung bei São Bento. Master Thesis, Christian-Albrechts Universität, Kiel, Germany, 55 p.
- SANTOS C.L.A., VITAL H., AMARO V.E., KIKUCHI R.K.P. 2007. Mapeamento de recifes submersos na costa do Rio Grande do Norte, NE Brasil: Macau a Maracajau. Revista Brasileira de Geofísica, 25(1): 27-36.
- STATTEGGER K., CALDAS L.H.O., VITAL H. 2006. Holocene coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil. Journal of Coastal Research, Special Issue 39.
- TABOSA W.F. 2000. Dinâmica costeira da região de São Bento do Norte e Caiçara do Norte - RN. Relatório de Graduação. Curso de Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 76p.
- TABOSA W.F., VITAL H. 2005. Aspectos hidrodinâmicos e impactos ambientais costeiros e marinhos na região de São Bento do Norte - RN. X ABEQUA Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Guarapari, ES.
- TESTA V., BOSENCE D.W.J. 1999. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the north-east Brazilian shelf. Sedimentology, 46(2): 279-301.
- VIANA M.L., SOLEWICZ R., CABRAL A.P., TESTA V. 1990. Sandstream on the northeast Brazilian shelf. Continental Shelf Research, 11(6): 509-524.
- VIEIRA M.M. 2005. Aspectos sedimentológicos e petrológicos dos beachrocks do estado do Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 243p.
- VIEIRA M.M., DE ROS L.F. 2006. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 192:207–230.
- VIEIRA M.M., DE ROS L.F., BEZERRA F.H.R. 2007. Lithofaciology and paleoenvironmental analysis of holocene beachrock in northeastern Brazil. Journal of Coastal Research, 23(6):1535-1548.
- VITAL H 2005a. Erosão e Progradação no Litoral do Rio Grande do Norte. In: Muehe D. (org). Erosão e progradação do litoral brasileiro. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp 159-176.
- VITAL H 2005b. Impactos Ambientais a Zona Costeira Nordeste do Brasil decorrentes de uma possível sobrelevação do Nível do Mar. Congresso da Associação Brasileira de Geologia do Quaternário. Guarapari-ES. CD-ROOM.
- VITAL H., SILVEIRA I.M. da, AMARO V.E. 2003. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira - área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. Revista Brasileira de Geologia, 23(3):233-241.
- VITAL H., STATTEGGER K., AMARO V.E., SCHWARZER K., FRAZÃO E.P., TABOSA W.F., SILVEIRA I.M. 2008. A modern high-energy siliciclastic-carbonate platform: Continental shelf adjacent to northern Rio grande do norte state, northeastern brazil. In: HAMPSON G.J., STEEL R.J., BURGUESS P.M., DALRYMPLE R.W. (Eds.). 2008. Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. Tulsa: Society for Sedimentary Geology. 177-190p.
- VITAL H. 2009. The mesotidal barrier of Rio Grande do Norte. In: DILLEMBURG S., HESP P. (Eds.). Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil. Heidelberg: Springer-Verlag. 289-324p.
- WENTWORTH C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30:377-392.

ANEXO 2 – Artigo submetido à *Revista Brasileira de Geociências* em 16.11.2010

MORFOLOGIA, MICROFACIOLOGIA E DIAGÊNESE DE *BEACHROCKS* COSTA-AFORA ADJACENTES À COSTA NORTE DO RIO GRANDE DO NORTE, BRASIL

Izaac Cabral Neto, Valéria Centúrión Córdoba, Helenice Vital

Resumo Corpos rochosos são feições comuns à cobertura sedimentar da plataforma continental do nordeste brasileiro. Estudos anteriores revelaram a existência de *beachrocks* em porção costa-afora da plataforma setentrional do Rio Grande do Norte. Essas rochas formam uma faixa estreita e extensa disposta paralelamente à linha de costa norte do Rio Grande do Norte. O presente trabalho é voltado ao estudo morfológico, microfaciológico e diagenético de tais corpos rochosos bem como às suas implicações e interpretações geológicas. De acordo com os aspectos petrológicos e petrográficos observados, três microfácies sedimentares foram identificadas: Quartzarenítica, Quartzarenítica Bioclástica e Bio-quartzarenítica. O cimento carbonático ocorre sob cinco morfologias: cutículas cripto-cristalinas, franjas prismáticas isópacas, calcita microcristalina, agregados pseudopeloidais e espato equante. Por fim, características apresentadas propõem que a evolução diagenética a qual a rocha foi submetida ocorreu em ambiente diagenético marinho raso, que representa o estágio eodiagenético.

Palavras-chaves: *beachrocks*, diagenese, microfácies, zona costa-afora, Rio Grande do Norte.

Abstract *MORPHOLOGY, MICROFACIOLOGY AND DIAGENESIS OF THE COSTA-AFORA BEACHROCKS CLOSE TO NORTH COAST OF THE RIO GRANDE DO NORTE STATE, BRAZIL.* Rock-bodies are typical features on the sedimentary cover of the continental shelf of Brazil northeast. Early studies exposed the *beachrocks* existence on the offshore zone at the continental shelf close to Rio Grande do Norte state coast. This *beachrocks* forms a narrow and long stripe parallel to the coastline. The present work has proposal to analyze the morphology, petrography, petrology and diagenesis of the offshore *beachrocks* adjacent to Rio Grande do Norte state, as well its geological interpretation and paleoenvironmental meaning. According to petrographical and petrological parameters, three microfacies were identified: *quartzarenítica*, *quartzarenítica bioclástica* and *bio-quartzarenítica*. The carbonatic cements occur into five morphologies: cryptocrystallines coatings, isopachous prismatic rims, microcrystalline calcites, pseudo-peloidal aggregates and equant spar. And finally, the characteristics proposed showed that the diagenetic evolution happened into the marine diagenetic environment, involving mainly eodiagenetic stage.

Keywords: *beachrocks*, diagenesis, microfacies, offshore zone, Rio Grande do Norte.

INTRODUÇÃO Os *beachrocks* encontrados em zonas de intermarés no Rio Grande do Norte têm sido bastante estudados ao longo dos últimos anos, quando diversos trabalhos foram realizados enfocando os mais variados temas: (i) datação e correlação como indicadores de variação do nível do mar (Caldas 2002, Bezerra *et al.* 2003); (ii) aspectos estruturais (Bezerra *et al.* 2005); (iii) descrição, classificação, identificação de microfácies sedimentares e diagenese (Vieira 2005, Viera & De Ros 2006, Vieira *et al.* 2007); (iv) mapeamento (Santos *et al.* 2007), além de outros. Apesar da quantidade relativamente grande de trabalhos publicados, poucos abordaram depósitos de *beachrocks* encontrados em porção costa-afora no referido estado. Dentre esses têm destaque os trabalhos de Testa & Bosence (1999), Cabral Neto *et al.* (2006), Cabral Neto (2007) e Santos *et al.* (2007), os quais priorizam, respectivamente, controles biológicos/físicos na formação, caracterização petrográfica e morfologia em macro-escala de tais depósitos. O presente trabalho pretende suprir a lacuna de conhecimento sobre os *beachrocks* presentes na zona costa-afora adjacente ao Rio Grande do Norte através da sua caracterização sob aspectos morfológicos, micropetrográficos e diagenéticos.

LOCALIZAÇÃO A área em estudo compreende um retângulo com aproximadamente 140.000 ha, limitado pelas coordenadas 4°46'45'' S/ 36°37'20'' W e 4°57'60''S/ 36°1'15'' W, ao datum WGS-84, correspondendo respectivamente aos vértices superior esquerdo e inferior direito (Figura 1). O objeto de estudo é constituído de um corpo de rocha principal denominado por pescadores locais de urcas de Conceição, Minhoto e Tubarão (Figura 1).

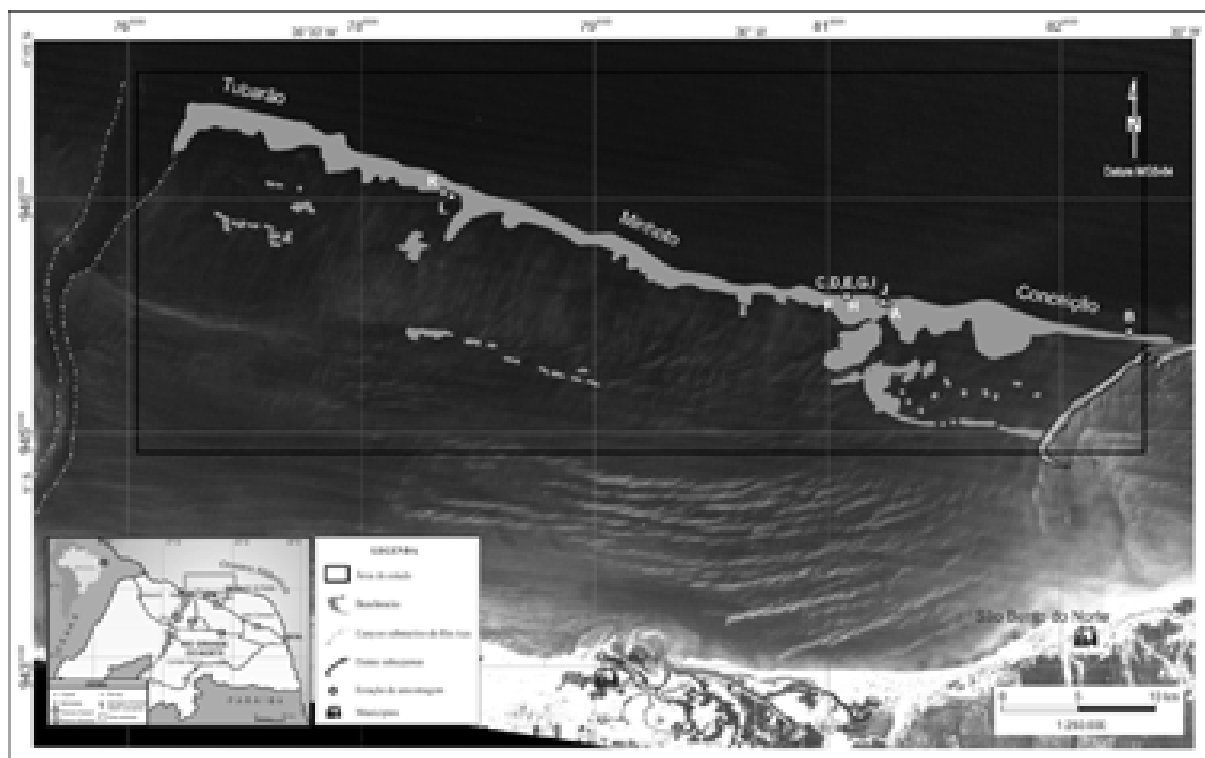


Figura 1. Carta-imagem obtida a partir de recorte da cena 215-63 do Landsat 7 ETM+ com localização da área estudada e delimitação dos *beachrocks* de zona costa-afora e das estações de amostragem.

MATERIAIS E MÉTODOS Mapas-base foram elaborados a partir de recortes da cena 215-63 do Landsat 7 ETM+. Diversas composições RGB foram feitas e analisadas. Entretanto, a RGB-123 foi a que melhor realçou os corpos de *beachrocks*. Essa composição foi tratada em programa específico e resultou numa carta-imagem final na escala de 1:250.000 (Figura 1) que foi empregado para delimitar os *beachrocks* de zona costa-afora e subsidiar a etapa de amostragem.

Coleta de amostras O esquema de amostragem adotado consistiu em coletar, de maneira aleatória, o maior número possível de amostras em cada uma das três diferentes regiões (Conceição, Minhoto e Tubarão). A coleta foi realizada por mergulhador profissional, devidamente equipado, munido de marreta, talhadeira e sacos plásticos.

Micropetrografia A partir das amostras coletadas, seções delgadas foram confeccionadas num tamanho padrão de 3,0 x 5,0 cm sem utilização de lamínulas. Azul de oracet B foi aplicado para determinação e quantificação do espaço poroso. Análises micropetrográficas de cunho qualitativo e quantitativo foram realizadas a fim de identificar os parâmetros composicionais, texturais e diagenéticos, bem como estimar valores percentuais para cada um

deles. Para análise quantitativa foram utilizadas tabelas padrões de porcentagem. As análises de textura e composição tiveram por base os seguintes trabalhos (Tabela 1):

Tabela 1. Trabalhos utilizados como base para análise micropetrográfica.

	PARÂMETRO	TRABALHO EMPREGADO
COMPOSIÇÃO	Cimento	Vieira & De Ros (2006)
	Porosidade	Scholle (1979)
TEXTURA	Granulometria	Wentworth (1922)
	Grau de seleção	Folk (1968)
	Arredondamento e esfericidade	Powers (1953)
	Empacotamento	Kahn (1956)
	Maturidade mineralógica	(convenção própria)
	Maturidade textural	Folk (1974 <i>apud</i> Scholle 1979)
	Classificação	McBride (1963)

MATURIDADE MINERALÓGICA Em virtude da ausência de um diagrama padrão que separe as frações mais e menos resistentes quanto às suas quantidades relativas, o presente trabalho optou por convencionar os limites de 75% e 95% de quartzo + chert para classificar as amostras analisadas quanto à maturidade mineralógica. Dessa forma, a rocha que apresentar valor de quartzo + chert abaixo de 75% é classificada como imatura, entre 75 e 95%, matura e acima de 95%, supermatura.

ASPECTOS FISIAGRÁFICOS O clima da área em estudo apresenta dois períodos bem distintos: um prolongado (de 7 a 8 meses) e seco, e outro mais breve (3 a 4 meses) e úmido. De acordo com a classificação de Köppen (1900), é classificado como *Bsh*, que caracteriza um clima semi-árido quente. A temperatura média anual é de 25 °C (Emparn 2007).

Os ventos apresentam dois sentidos principais: SE e ENW (Caldas 2002). Os provenientes de SE surgem entre março e julho, e são mais suaves, com velocidades médias mensais de 4,8 m/s (Cestaro 1994). Em contrapartida, os ventos ENW surgem entre os meses de agosto e dezembro, apresentando-se mais fortes, com velocidades médias mensais de 7,7 m/s (Cestaro 1994).

A plataforma continental brasileira adjacente ao Rio Grande do Norte apresenta águas límpidas e profundidade relativamente rasa (média 20m). Essa região da plataforma continental é dominada basicamente pela corrente quente Norte do Brasil, que é responsável pela direção predominantemente E-W dos bancos arenosos submarinos presentes na região setentrional (Caldas 2002). Tabosa & Vital (2005), estudando os aspectos hidrodinâmicos marinhos próximo a São Bento do Norte, detectaram constância na direção, principalmente NE-SW, e na intensidade das correntes. Mais próximo do continente, correntes ao longo da costa são produzidas pela refração das ondas incidentes (Gorini *et al.* 1982), as quais podem ser percebidas pela migração dos esporões arenosos com sentido para W.

ARCABOUÇO GEÓLOGICO A área em estudo encontra-se no domínio de plataforma continental, adjacente ao Rio Grande do Norte, que é, predominantemente, dominada por coberturas sedimentares formadas pelos depósitos plataformais (de natureza mista) e pelos depósitos rochosos. Embora especificamente esta região não possua estratigrafia quaternária bem definida, estudos realizados com depósitos análogos na linha de costa norte-rio-grandense (Caldas 2002, Bezerra *et al.* 2003, Bezerra *et al.* 2005, Vieira & De Ros 2006; Vieira *et al.* 2007) sugerem que se trata de depósitos holocênicos, depositados sobre as unidades terciárias da Bacia Potiguar. Esta, por sua vez, repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano, composto principalmente por gnaisses, xistos, mármore, quartzitos, migmatitos e granitos (Jardim de Sá 1994).

Bacia Potiguar Localizada no extremo NE da Província Borborema (Almeida & Hasuy 1984), a Bacia Potiguar abrange uma área total de aproximadamente 49.000 km², dos quais 26.500 km² (~ 54%) correspondem à porção submersa e 22.500 km² (~ 46%) correspondem à porção emersa (Soares *et al.* 2003). Pessoa Neto *et al.* (2007) dividiram o registro estratigráfico da Bacia Potiguar em três Supersequências: Rife (formações Pendências e Pescada), Pós-Rife (Formação Alagamar) e Drifte (formações Açu, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra, Tibau, Guamaré, Ubarana, Macau e Barreiras). Tais supersequências estão relacionadas aos diferentes estágios tectônicos ocorridos ao longo da formação da bacia: duas fases de rifteamento (Rife I e II), uma fase pós-rife e uma fase termal (Drifte).

Geologia do Quaternário O Quaternário, no Rio Grande do Norte, foi marcado principalmente pelas sedimentações de depósitos costeiros (dunas e *beachrocks*) e de sedimentos plataformais. Dados absolutos sobre a idade dessas unidades só foram possíveis ao final do século XX, com amostras de *beachrocks* litorâneos e de sedimentos de fundo de ambiente plataformal (Oliveira *et al.* 1990, Bezerra *et al.* 1998, Bezerra *et al.* 2000, Caldas 2002).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Morfologia A partir dos produtos de sensoriamento remoto gerados (Figura 1), pode-se observar, de forma geral, um corpo principal extenso e contínuo à profundidade de 20-25 metros – classificado por Santos *et al.* (2007) como “bancos areníticos” – e pequenos corpos isolados. O corpo principal, cuja direção predominante é WNW-ESE não apresenta largura constante, tendo as porções mais largas próximas à Urca da Conceição (porção leste da área), seguido por um estreitamento próximo à Urca do Minhoto (porção central), e de leve alargamento próximo à Urca do Tubarão (porção oeste) (Figura 1). Já os corpos subordinados, também com direções WNW-ESE, apresentam-se irregulares tanto em continuidade quanto em dimensões. Aqueles situados junto à Urca da Conceição se apresentam mais largos e, em geral, com formas elípticas a semicirculares, enquanto que os demais – junto às urcas do Minhoto e do Tubarão – apresentam dimensões, relativamente, menores e formas lineares.

A direção apresentada tanto pelo corpo principal quanto pelos subordinados sugere uma comparação visual quase que instantânea com a da atual linha de costa, uma vez que são

muito parecidas. Enquanto os corpos exibem uma direção WNW-ESE, a atual linha de costa apresenta um padrão predominantemente E-W.

A faixa contínua de rocha que constitui o corpo principal, como anteriormente mencionado, não emerge em toda sua extensão, encontrando-se em grande parte submerso. A profundidade pode variar de zero (nas regiões emersas) até 20-25 m (nas porções mais profundas) sugerindo influência tectônica posterior a formação desses *beachrocks*.

Microfaciologia Tendo por base, exclusivamente, a análise de descrições microscópicas de seções delgadas, foi possível distinguir três microfácies. A composição do arcabouço (Tabela 2) foi o critério principal utilizado para a diferenciação destas microfácies, em que a quantidade de bioclastos presentes se tornou o fator determinante. Ao final, três intervalos foram separados de acordo com o percentual de bioclastos nas seguintes faixas: de 0 a 2,9%, de 3,0 a 9,9% e de 10 a 30%, as quais correspondem respectivamente às microfácies: (1) quartzarenítica, (2) quartzarenítica bioclástica e (3) bio-quartzarenítica. Em termos proporcionais, todas as microfácies são equivalentes, uma vez que de um total de 22 lâminas descritas, 07 estão relacionadas à microfácies 1 (32%), 08 à microfácies 2 (36%) e 07 à microfácies 3 (32%) (Tabela 2).

Tabela 2. Análise quantitativa das microfácies estudadas. Valores em %. Qz - quartzo; Feld - feldspatos; Bio - bioclastos; Frx - fragmentos de rochas. *Ver localização das estações de amostragem na Figura 1.

	Lâmina	Estação de amostragem*	Composição do arcabouço					Grãos do arcabouço	Cimento	Matriz	Porosidade
			Qz	Feld	Bio	Frx	Acessórios				
Microfácies Quartzarenítica	UT_1.1	K	96	1.5	1	0.5	1	83	15	0	2
	UT_2.1	L	98	1	0.5	0.5	0.02	85	10	0	5
	UT_2.2	L	98	1	1	0	0	90	5	0	5
	UT_2.3	L	98	1	0.5	0.5	0	90	7	0	3
	UM_3.1	C	92	5	1	1	1	72	20	3	5
	UM_5.1	E	96	2	0	1	1	80	13	2	5
	UM_9.3	J	94	3	2	1	0.5	75	20	1	4
Microfácies Quartzarenítica bioclástica	UT_1.2	K	90	2	5	1	2	60	20	17	3
	UT_1.3	K	90	2	7	0.5	1	55	25	15	5
	UM_8.2	H	91	2	5	1	1	83	12	0	5
	UM_8.3	I	90	3	4	1	0.5	85	10	0	2
	UM_8.4	I	91	1	3	5	0.02	90	8	0	2
	UM_9.2	J	82	4	8	5	1	82	15	0	3
	UC_10.1	A	90	3	4	2	0.5	77	15	5	3
	UC_10.2	A	93	3	3	1	0.02	81	10	4	5
Microfácies Bio-quartzarenítica	UT_1.5	K	86	3	10	0.5	0.5	65	15	18	2
	UM_4.1	D	76	3	20	1	0.02	75	15	5	5
	UM_6.1	F	71	2	25	1	1	84	10	1	5
	UM_7.1	G	85	3	10	1	1	84	5	3	8
	UM_8.1	H	79	1	17	2	1	79	15	0	6
	UM_9.1	J	75	2	20	3	0.5	88	10	0	2
	UC_11.1	B	82	1	12	4	1	85	12	0	3

MICROFÁCIES QUARTZARENÍTICA Texturalmente (Tabela 3), esta microfácies é caracterizada por apresentar granulometria que varia desde areia muito fina até areia muito grossa com desvio padrão (f) de até 2,0 f. O grau de seleção é variável, e partir dele é possível separar três litotipos distintos dentro desta microfácies, sendo eles: (1) muito bem selecionado a bem selecionado, composto pela fração mais fina (areia muito fina e areia fina a areia

média); (2) bem selecionado, composto pela fração mais grossa (areia média a grossa); e (3) pobremente selecionado, composto por grãos de todas as frações (desde areia muito fina até areia muito grossa). Quanto à esfericidade, os siliciclastos apresentam padrões ora tendendo a baixo ora tendendo a alto, enquanto que o grau de arredondamento é predominantemente subarredondado. Os grãos ‘flutuantes’ refletem o empacotamento frouxo desta microfácies. A quantidade de constituintes resistentes (quartzo + chert) é muito superior à quantidade de constituintes instáveis (feldspatos + fragmentos de rochas), de forma que é classificada como mineralogicamente supermatura, enquanto que texturalmente pode ser enquadrada nas classes submatura (litotipo 3) e supermatura (litotipos 1 e 2).

Quanto à composição do arcabouço, os grãos mais importantes são os siliciclastos, sobretudo grãos de quartzo (média > 90%; Tabelas 2 e 3). Além desse, ainda estão presentes feldspatos, bioclastos, fragmentos de rochas e minerais acessórios, respectivamente em ordem decrescente de percentual (Tabela 2). Grãos de quartzo monocristalino com extinção ondulante (Figura 2A) é o tipo mais comum. Grãos de quartzo policristalino ocorrem de forma rara e, em geral, apresentam texturas equigranular com fenocristais (Figura 2B) e alongada – típicas de derivação ígnea e metamórfica, respectivamente. Dentre os feldspatos presentes (média 2%, máx. 5%; Tabela 2), o mais comum é a microclina, seguida pelo ortoclásio e plagioclásios. Em geral, os feldspatos tendem a se concentrar nas frações mais finas e normalmente apresentam bordas corroídas e maclas alteradas (Figura 2C). Bioclastos (média < 2,9%; Tabela 2) ocorrem de modo isolado e, muitas vezes, recristalizados. Fragmentos de algas calcárias e bivalves (incluindo os filos *Mollusca* e *Brachiopoda*) são os mais importantes. Fragmentos de rocha (média < 1,0%; Tabela 2) são derivados principalmente de rochas plutônicas (Figura 2D) e sedimentares, os quais se concentram principalmente na fração mais grossa. Muscovita, biotita, epidoto, hornblenda e zircão constituem a assembléia de minerais acessórios (Tabela 3).

O cimento (média 13%; Tabela 2) está presente sob três tipos principais: calcita microcristalina, franjas prismáticas isópacas e cutículas cripto-cristalinas, citados em ordem decrescente de acordo com o grau de importância (Tabela 3). Os cimentos de calcita microcristalina e de cutículas cripto-cristalinas ocorrem no centro dos poros, e em raros casos, calcita microcristalina ocorre preenchendo cavidades internas de bioclastos. O do tipo franja prismática isópaca cresce na borda dos grãos.

A matriz (média < 2%; Tabela 2) – de tonalidade amarronzada e contendo fragmentos muito pequenos (< 0,063 mm) de bioclastos – concentra-se em porções isoladas e, em geral, ocorre associada ao cimento de cutículas cripto-cristalinas.

A porosidade (média 4%; Tabela 2) mais importante é a secundária (Tabela 3) dos tipos agigantada e móldica. Porosidade primária interpartícula também está presente, porém em menor proporção.

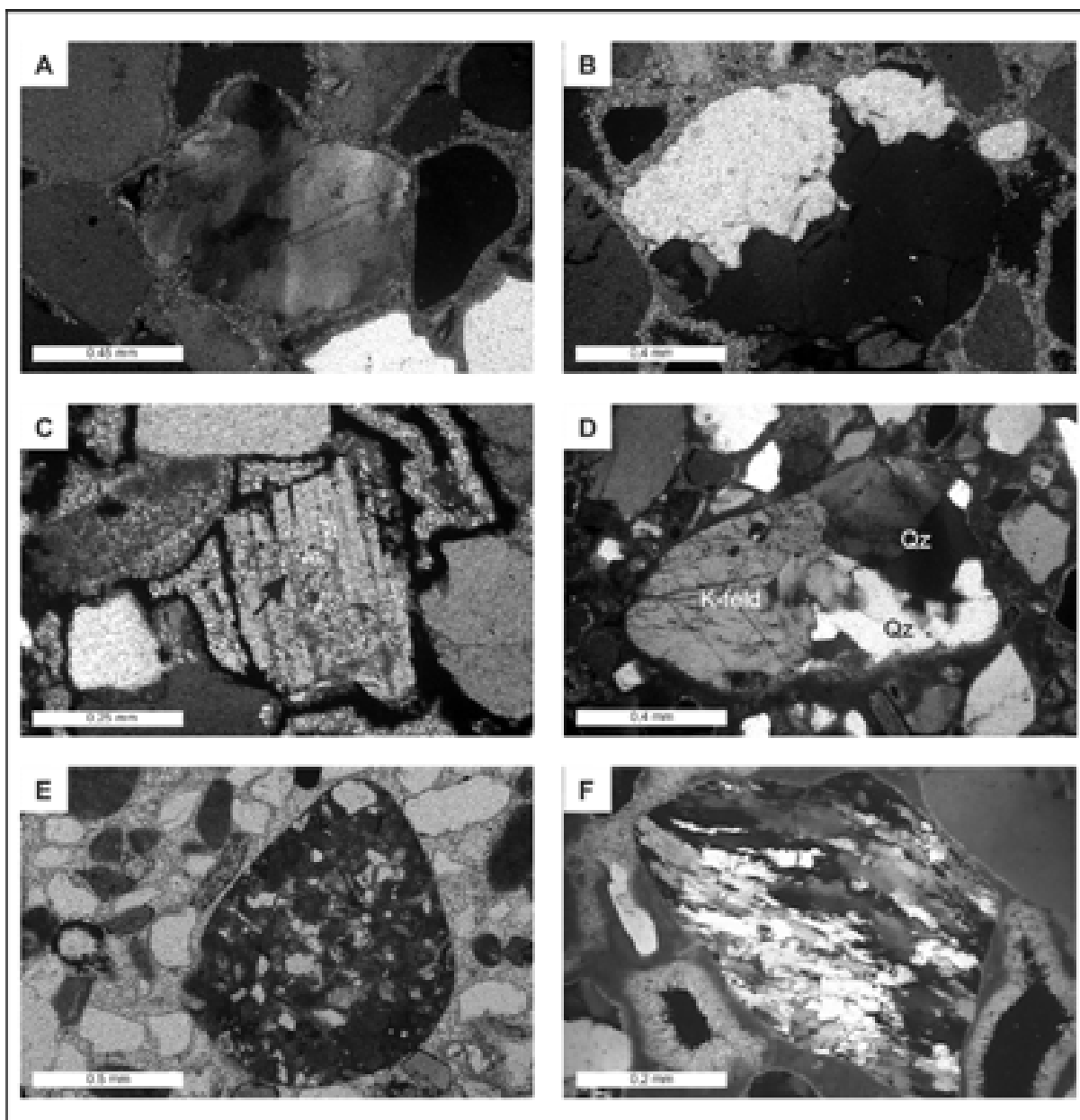


Figura 2. Principais siliciclastos presentes nas microfácies analisadas. (A) Grão de quartzo com extinção ondulante de provável origem metamórfica (lâmina UT_2.2, microfácies quartzarenítica). (B) Grão de quartzo policristalino com textura equigranular, típica de derivação plutônica (lâmina UT_2.3, microfácies quartzarenítica). (C) Grão de plagioclásio com bordas corroídas e alteração ao longo dos planos de clivagem, indicado pela seta (lâmina UC_11.1, microfácies bio-quartzarenítica). (D) Fragmento de rocha ortoderivado formado por cristais de quartzo e K-feldspato (lâmina UM_3.1, microfácies quartzarenítica). (E) Fragmento de rocha paraderivado, provavelmente de *beachrocks*. Observe as bordas bem arredondadas, resultante de processos deposicionais atuantes (lâmina UM_8.4, microfácies bio-quartzarenítica bioclástica). (F) Fragmento de rocha com textura alongada, típica de grãos derivados de quartzitos e xistos (lâmina UM_9.1, microfácies bio-quartzarenítica).

Tabela 3. Análise qualitativa das microfácies estudadas.

	Lâmina	Classificação (McBride 1963)	Tamanho do grão	Seleção	Constituinte principal	Cimento principal	Porosidade	Minerais acessórios	Esfericidade/Arredondamento
Microfácies quartzarenítica	UM_9.3	Quartzarenito	af-am	ms-bs	qz	CMc	secundária	-	med-bx/ subang
	UT_2.3	Quartzarenito	af-amg	ps	qz	CMc	primária	-	med-bx/ subarr-subang
	UT_2.1	Quartzarenito	am-ag	bs	qz	FPI	primária	musc	med-alt/ subarr-arr
	UT_2.2	Quartzarenito	am-ag	bs-mbs	qz	FPI	primária	-	med/ subarr-arr
	UT_1.1	Quartzarenito	amf	mbs	qz	CMc	secundária	ep, bt, hn	med-bx/ subang-ang
	UM_3.1	Subarcósio	amf-ag	ps-ms	qz	CCc	secundária	bt, ep, hn, musc, zr	med-alt/ subarr-subang
	UM_5.1	Quartzarenito	amf-amg	mps	qz	CCc	secundária	bt, hn, ep, zr	med-alt/ subang e subarr-arr
Microfácies quartzarenítica bioclástica	UM_8.3	Quartzarenito	af	bs-mbs	qz + bio	CMc	secundária	musc, ep, hn.	med / subang-subarr
	UM_8.2	Quartzarenito	af-am	ms	qz + bio	CMc	secundária	bt, hn	med/ subarr
	UC_10.1	Quartzarenito	af-am	ms	qz + bio	CMc	secundária	-	med/ ang
	UC_10.2	Quartzarenito	af-am	ms-bs	qz + bio	CMc	primária	bt	med-alta/ subarr
	UT_1.2	Quartzarenito	af-amg	mps	qz + bio	CMc	secundária	musc, bt, ep, hn	bx/ang
	UM_8.4	Quartzarenito	af-amg	ps-mps	qz + bio	CMc	secundária	musc	med-alt/ ang
	UM_9.2	Quartzarenito	am-ag	ms-ps	qz + bio	CCc	secundária	-	med-bx/ ang
	UT_1.3	Quartzarenito	amf-am	ms	qz + bio	CMc	secundária	hn, bt	med-bx/ subarr-arr
Microfácies bio-quartzarenítica	UM_4.1	Quartzarenito	af-ag	ms-ps	bio + qz	CMc	secundária	bt	med-alt/ subarr-subang
	UC_11.1	Quartzarenito	af-ag	ms-ps	bio + qz	FPI	secundária	bt, hn, musc	med-bx/ subarr-arr
	UM_9.1	Quartzarenito	am-ag	bs	bio + qz	CMc	secundária	musc, bt	-
	UM_8.1	Quartzarenito	am-ag	ms-ps	bio + qz	CMc	secundária	ep, musc, bt, hn, zr	-
	UM_7.1	Quartzarenito	amf-ag	ms-ps	bio + qz	CMc	secundária	ep, bt, hn	med-alt/ subarr-arr
	UT_1.5	Quartzarenito	amf-am	ms-ps	bio + qz	CMc	secundária	musc, zr, bt, ep	med-bx/ subang-subarr
	UM_6.1	Quartzarenito	amf-amg	mps	bio + qz	FPI	secundária	ep, bt, hn	med-alt/ arr-subarr

Abreviações utilizadas: Cimento: CMc - calcita microcristalina; FPI - franja prismática isópaca; CCc - cutículas cripto-cristalinas. Constituinte principal: qz - quartzo; bio – bioclastos. Minerais acessórios: bt - biotita; musc - muscovita; ep - epidoto; hn - hornblenda; zr – zircão. Tamanho do grão: af - areia fina; amf - areia muito fina; am - areia média; ag - areia grossa; amg - areia muito grossa; Grau de seleção: bs - bem selecionado; mbs - muito bem selecionado; ms - moderadamente selecionado; ps - pobremente selecionado; mps - muito pobremente selecionado. Esfericidade/Arredondamento: med - média; alt - alta; bx - baixa; subarr - subarredondado; subang - subanguloso; arr - arredondado; ang – anguloso.

MICROFÁCIES QUARTZARENÍTICA BIOCLÁSTICA Apresenta moda granulométrica tendendo a se concentrar nas frações mais finas (areias muito fina e fina; Tabela 3). O desvio padrão varia de baixo (0,5 f) a alto (2,0 f), em que a ocorrência desses altos valores é influenciada pela quantidade de bioclastos e fragmentos de rocha presente nas amostras (Tabela 2). Dois litotipos texturais são reconhecidos: (1) bem selecionado a moderadamente selecionado, composto pela fração mais fina (areia muito fina e areia fina a média), e (2) pobremente a muito pobremente selecionado, composto por frações diversas (desde areia muito fina até areia muito grossa). Os grãos do arcabouço tendem a apresentar esfericidade, predominantemente, intermediária e exibem baixo índice de arredondamento, em que são tipicamente angulosos a subangulosos (Tabela 3). Assim como na microfácies quartzarenítica,

o arranjo entre os grãos é flutuante, muito embora os contatos pontual e reto ocorram de forma rara. É considerada uma microfácies mineralogicamente madura, enquanto que texturalmente se enquadra em dois campos de classificação: submatura (litotipo 2) e madura (litotipo 1).

Com respeito à composição do arcabouço, quartzo de longe é o siliciclasto predominante, seguido por feldspatos e fragmentos de rocha. Grãos de quartzo ocorrem principalmente na forma monocristalina com extinção imediata. Microclina e ortoclásio representam os feldspatos mais importantes, os quais tendem a se concentrar nas frações mais finas. Estes feldspatos apresentam normalmente bordas corroídas e alteração ao longo dos planos de clivagens. Fragmentos de rocha são raros nesta microfácies (< 2,0%; Tabela 2) e, geralmente, são compostos por fragmentos do próprio *beachrock* (Figura 2E). Apesar da grande quantidade de siliciclastos, atenção é dada aos bioclastos (3,0 a 9,9%; Tabela 2), representados principalmente por: algas calcárias, bivalves (abrangendo os filos *Mollusca* e *Brachiopoda*) e foraminíferos bentônicos (subordens *rotaliína*, *textulariína* e *milioliína*). A assembléia de minerais acessórios é idêntica à observada na microfácies quartzarenítica, sendo composta por: muscovita, biotita, epidoto, zircão e hornblenda (Tabela 3).

O cimento (média 15%; Tabela 2) ocorre principalmente sob o tipo calcita microcristalina tanto nas bordas dos grãos como nos espaços intergranulares. O cimento de cutículas criptocristalinas também é comum em alguns casos ocorrendo, em geral, ao redor dos siliciclastos. Além desses, ainda estão presentes os tipos pseudo-peloidal e espató-equante.

A matriz presente é secundária e apresenta quantidades bastante variadas nas amostras analisadas (Tabelas 2 e 3). Em algumas delas, a quantidade de matriz chega a ser quase que equiparável com a do cimento presente, alcançando até 17% (Tabela 2). Apresenta-se como uma massa extremamente fina, de tonalidade amarrozanda com fragmentos muito pequenos de bioclastos.

A porosidade (média de 3,5%) é principalmente do tipo secundária interpartícula, evidenciada pela dissolução parcial e poros alongados. Porosidade primária interpartícula ocorre, porém de forma menos freqüente.

MICROFÁCIES BIO-QUARTZARENÍTICA Apresenta grãos com tamanhos bastante variados, os quais podem exibir frações desde areia muito fina até areia muito grossa (Tabela 3). As frações de areia muito fina a areia média são compostas quase que exclusivamente por siliciclastos, enquanto que as frações mais grossas são formadas por bioclastos. Essa grande variação no tamanho das partículas reflete o valor elevado do desvio padrão (até 2,0 f) e, conseqüentemente, influencia no grau de seleção, definido como pobremente a moderadamente selecionado (Tabela 3). Quanto ao conjunto esfericidade/arredondamento, a microfácies apresenta grãos com esfericidade intermediária, tendendo a alta, e subarredondados, tendendo a arredondados (Tabela 3). Os grãos do arcabouço estão arrançados de maneira flutuante, muito embora contatos pontuais (comuns) e retos (raros)

possam ocorrer. Tais contatos refletem o empacotamento do tipo frouxo presente nesta rocha. Esta microfácies é classificada como mineralogicamente madura e texturalmente submatura.

Composicionalmente (Tabela 2), esta microfácies é formada por grãos de naturezas siliciclástica e bioclástica. Embora a quantidade de bioclastos seja relativamente elevada (~17%), a quantidade de siliciclastos é bastante superior. Quartzo (média 79%) monocristalino com extinção imediata é o siliciclasto mais importante, seguido por feldspatos (média 2,1%; principalmente plagioclásios e K-feldspatos). Fragmentos de rocha, apesar de raros (média 1,8%), são principalmente para- e metaderivados (Figura 2F). Bioclastos (média 16,3%; Tabela 2) são representados por: algas calcárias (Figura 3A), foraminíferos bentônicos (Figuras 3B e 3C; subordens *rotaliína*, *milioliína*, *textulariína* e *fusuliína*), bivalves (Figura 3D; incluindo os filos *Mollusca* e *Brachiopoda*), gastrópodes (Figura 3E), briozoários e equinodermatas (Figura 3F).

Com uma média de 12% (Tabela 2) dos constituintes composicionais da rocha, o cimento predominante ocorre sob a forma de calcita microcristalina, apesar dos tipos franja prismática isópoca e cripto-cristalino estarem presentes. O tipo predominante ocorre, em geral, preenchendo espaço intergranular como uma fase posterior à franja e/ou ao cimento cripto-cristalino.

A matriz predominante é do tipo secundário (Tabela 3) e, assim como nas demais microfácies, contém fragmentos muito pequenos de bioclastos.

Porosidade (média 4,5%) é predominantemente secundária do tipo interpartícula. Porém, porosidade primária também está presente, sob tipos interpartícula e, de modo mais raro, intrapartícula nos bioclastos.

Discussões preliminares Em virtude da interpretação proporcionada por cada parâmetro, discussões serão aqui apresentadas de acordo com cada uma das microfácies onde serão levados em consideração os dois principais parâmetros analisados: textura e composição.

MICROFÁCIES QUARTZARENÍTICA

Parâmetros texturais A moda granulométrica bastante dispersa para esta microfácies sugere que o meio deposicional apresentava moderada eficiência de selecionamento. O conjunto esfericidade/arredondamento sugere que a rocha-fonte se encontrava pouco distante do sítio deposicional. Por outro lado, o contato entre os grãos, predominantemente flutuante, associado ao grau de empacotamento, tipo frouxo, indica que a litificação completa dos sedimentos ocorreu de forma precoce a profundidades relativamente baixas, inibindo estágios avançados de compactações mecânica e/ou química. A maturidade mineralógica apresentada representa um grau de estabilidade físico-química bastante elevado enquanto que a maturidade textural reflete a atuação relativamente enérgica dos processos deposicionais.

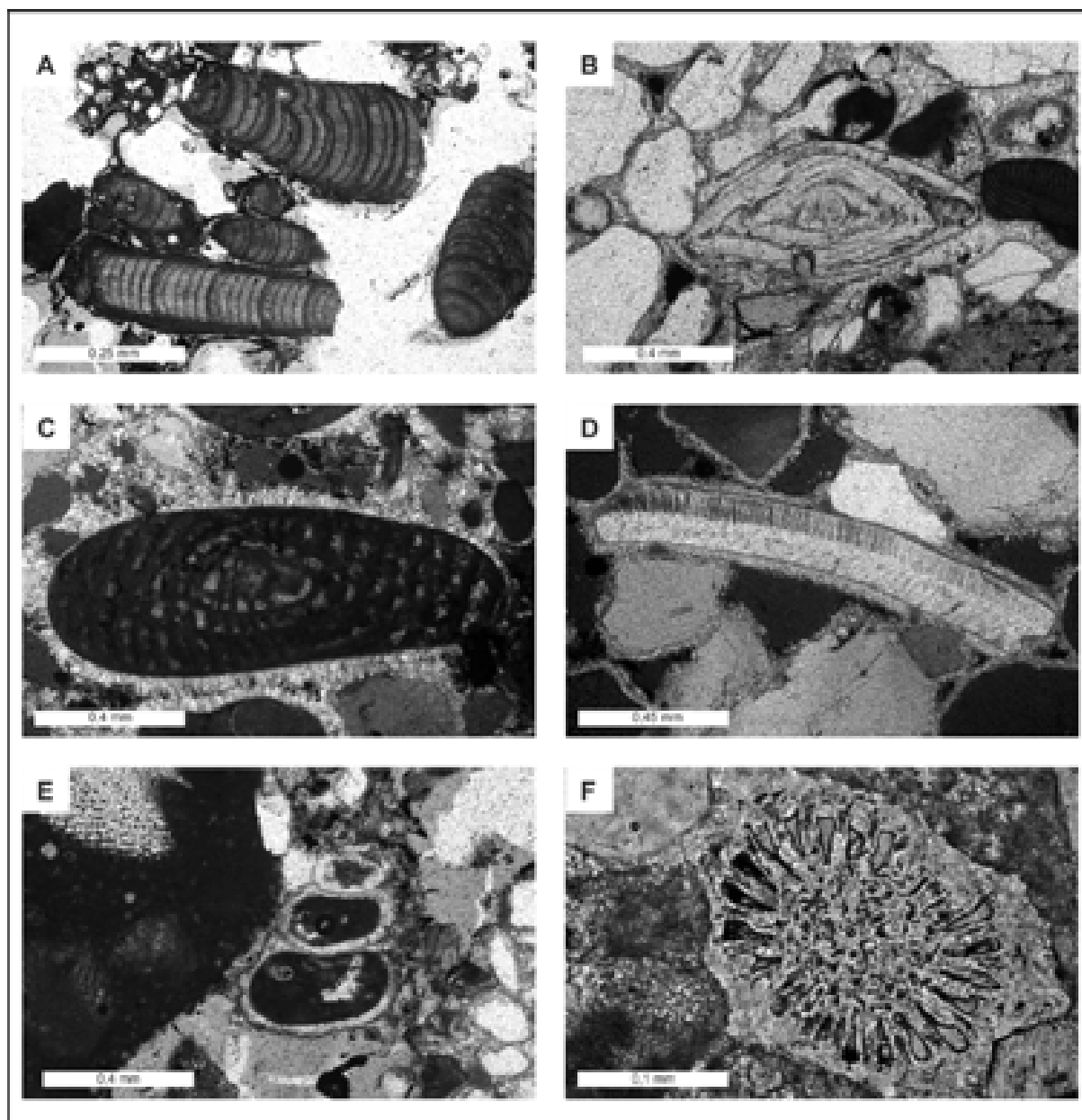


Figura 3. Principais bioclastos encontrados nas microfácies analisadas. (A) Algas calcárias vermelhas. Compreende o tipo mais comum de bioclastos presente nas amostras estudadas (lâmina UT_1.5, microfácies bio-quartzarenítica). (B) Foraminífero bentônico da subordem *rotaliina* (lâmina UM_4.1, microfácies bio-quartzarenítica), indicativo de ambiente marinho raso (C) Foraminífero bentônico da subordem *fusuliina* (lâmina UM_4.1, microfácies bio-quartzarenítica), indicativo de ambiente marinho raso (D) Fragmento de bivalve, possivelmente do filo *Mollusca*. Notar o arranjo interno bem preservado com textura fibrosa (lâmina UT_2.2, microfácies quartzarenítica). (E) Seção longitudinal de gastrópode bem preservada. Cimento de cutículas cripto-cristalinas preenche cavidades internas (lâmina UT_1.5, microfácies bio-quartzarenítica). (F) Raro exemplar de espinho de equinóide visto em seção transversal. Este tipo de microorganismo vive em ambiente marinho com salinidade normal a baixa (lâmina UC_11.1, microfácies bio-quartzarenítica).

Parâmetros composicionais A característica apresentada pelos grãos de quartzo são típicas de rochas metamórficas. A razão K-feldspatos/plagioclásios relativamente elevada indica uma origem predominantemente álcali-granítica para a assembléia de feldspatos presentes. Esta afirmação é corroborada pela presença de fragmentos de rochas ortoderivados. Os intraclastos de fragmentos de rocha paraderivados comprovam que a rocha, ao longo de sua história evolutiva, foi submetida a processos intempéricos e/ou erosivos responsáveis pela

fragmentação e liberação de grãos de volta ao ambiente sedimentar. Pode-se inferir que a proveniência dos sedimentos siliciclásticos que deram origem a esta microfácies teve contribuição dos três principais tipos litológicos, porém com maior ênfase para as rochas cristalinas, sobretudo as metamórficas ricas em quartzo, e em menor peso às sedimentares. Os poucos bioclastos presentes são de ambiente, predominantemente, marinho raso e/ou praiado, refletindo o ambiente em que os sedimentos foram depositados.

MICROFÁCIES QUARTZARENÍTICA BIOCLÁSTICA

Parâmetros texturais O padrão granulométrico apresentado para esta microfácies sugere que a energia hidráulica de baixa magnitude prevaleceu na deposição dos sedimentos. O grau de seleção apresentado revela que a eficiência do meio deposicional em separar grãos de tamanhos diferentes é relativamente elevada, uma vez que esta microfácies exibe apenas dois litotipos, sendo eles: (1) bem selecionado a moderadamente selecionado e (2) pobremente selecionado a muito pobremente selecionado, salvo que este último é influenciado pelos bioclastos presentes. Analisando o conjunto esfericidade/arredondamento é possível inferir que a distância rocha-fonte-sítio deposicional era relativamente pequena, pois os grãos se apresentam, em geral, angulosos a subangulosos e com esfericidade intermediária. O arranjo textural com grãos flutuantes e empacotamento tipo frouxo reflete a baixa profundidade de soterramento a qual a rocha foi submetida.

Parâmetros composicionais O elevado conteúdo e a forma monocristalina com extinção imediata dos grãos de quartzo sugerem que eles possam ser de origens diversas, uma vez que tais características são comuns tanto em rochas metamórficas quanto em rochas ígneas. Porém, levando-se em consideração a assembléia de feldspatos presentes, na sua grande maioria K-feldspatos, pode-se sugerir que a rocha fonte dos grãos siliciclásticos era ígnea e que os sedimentos sofreram forte intemperismo durante o trajeto rocha-fonte – sítio deposicional, uma vez que estão concentrados nas frações finas e freqüentemente exibem bordas corroídas e alteração ao longo das clivagens. Os fragmentos de rocha presentes são intraclastos. Tais grãos, por suas vezes, servem como indicadores do nível de erosão sofrido pela rocha, resultando na sua fragmentação. Os bivalves presentes (algas calcárias e bivalves) representam sedimentação estritamente marinha rasa.

MICROFÁCIES BIO-QUARTZARENÍTICA

Parâmetros texturais O tamanho dos siliciclastos presentes, predominantemente areia fina a areia média, sugere que energia hidráulica de magnitude intermediária prevaleceu durante a deposição dos sedimentos que deram origem a essas rochas. A distância entre rocha-fonte e sítio deposicional era suficientemente longa a ponto de dar tempo aos processos erosivos imprimirem um padrão arredondado e esférico nos siliciclastos. O arranjo entre os grãos, predominantemente flutuante, e o empacotamento frouxo sugerem que a rocha sofreu pouca compactação físico-química, sendo submetida a soterramento raso e cimentação precoce. Mineralogicamente, a rocha que compõe esta microfácies é considerada madura, apresentando

alta resistência aos processos erosivos físicos e/ou químicos. Por outro lado, é considerada texturalmente submatura, resultado da atuação enérgica dos processos deposicionais.

Parâmetros composicionais A análise dos siliciclastos presentes indica proveniência principalmente de rocha metamórfica, reflexo da quantidade relativamente elevada de ortoclásios. Porém, grãos de origem ígnea e sedimentar também são observados em menor proporção. Os feldspatos estão presentes tanto nas frações mais finas quanto nas mais grossas, que sugere área-fonte próxima ao sítio deposicional ou que os processos intempéricos atuantes não foram suficientemente intensos para destruir os grãos instáveis. Os bioclastos se apresentam superiores em quantidade e em diversidade em relação às outras microfácies. Todos eles indicam um ambiente exclusivamente marinho raso.

RELAÇÃO ENTRE AS TRÊS MICROFÁCIES Considerando que o corpo principal de *beachrocks* é subdividido nas urcas de Tubarão, Minhoto e Conceição (Figura 1), respectivamente de oeste para leste, as microfácies apresentam a seguinte distribuição: quartzarenítica aparece predominantemente na porção oeste da área, dentro da região denominada Urca do Tubarão; a bio-quartzarenítica na Urca do Minhoto; e, a quartzarenítica bioclástica está disseminada ao longo de todo o corpo, envolvendo a região das três urcas. A predominância da microfácies quartzarenítica na porção oeste da área é creditada à influência, em grande proporção, dos sedimentos carreados pelo Rio Açu, que, por sua vez, tem seu paleocanal determinado através de estudos de geofísica marinha. A Urca do Minhoto, região central da área, onde ocorre predominantemente a microfácies Bio-Quartzarenítica, é tida como a porção de maior concentração de assembléias de microorganismos marinhos, responsáveis pela geração dos bioclastos encontrados nas microfácies estudadas. A partir dessa região, os bioclastos sofreram transporte e se depositaram em regiões próximas, contribuindo para sua presença nas outras urcas. Por último, a microfácies quartzarenítica bioclástica é considerada como a transição entre os extremos dominados por siliciclastos e bioclastos, os quais correspondem às outras duas microfácies.

Diagênese Os principais processos diagenéticos atuantes nos *beachrocks* analisados são compactação física e, de forma mais intensa, cimentação carbonática. A descrição de tais processos será apresentada seguindo ordem cronológica proposta.

COMPACTAÇÃO O processo de compactação atuante, independentemente da microfácies analisada, se restringiu à compactação física. Tal conclusão se baseia no fato de que os grãos presentes nas rochas apresentam contatos predominantemente flutuantes, condicionando empacotamento do tipo frouxo a estas rochas. Este fato indica que antes mesmo que os efeitos da compactação física se mostrassem muito pronunciados, deram-se início de forma precoce os eventos de cimentação. Evidências de compactação química, tais como estilólitos ou contatos interpenetrativos, não foram observadas nas amostras estudadas.

CIMENTOS

Cutículas cripto-cristalinas Caracterizado como uma ‘massa’ de textura extremamente fina (cristal $< 5\mu\text{m}$), de cor marrom escuro (Figura 4A). Esta morfologia de cimento carbonático aparece freqüentemente ao redor tanto dos siliciclastos quanto dos bioclastos. De modo geral, o cimento carbonático se precipita primeiramente sob esta forma, sendo observado em todas as microfácies analisadas. Esse tipo de cimento representa pequena fração (em média 10%) em relação aos demais observados.

Franjas prismáticas isópacas Correspondem à precipitação de cristais prismáticos de carbonato, dispostos perpendicularmente ao redor dos grãos (Figura 4B). Esse tipo de cimento é muito comum nas amostras analisadas de todas as microfácies. Ele ocorre circundando bioclastos e siliciclastos. Porém, ora pode apresentar-se como uma franja espessa – com até 0,20 mm de espessura – e bem desenvolvida ora como uma franja delgada e incipiente. Em alguns casos essa franja pode precipitar dentro de bioclastos, preenchendo as cavidades internas dos mesmos. De forma geral, as franjas presentes ao redor de bioclastos tendem a ter cristais com maior espessura, enquanto que naquelas ao redor de siliciclastos os cristais são menos espessos. Muito embora não seja o predominante, esse tipo de cimento é bastante disseminado nas amostras analisadas (em torno de 20% do total) e é o segundo tipo morfológico a se precipitar – quando não é o primeiro – crescendo predominantemente na superfície dos grãos ou sobre o cimento criptocristalino.

Calcita microcristalina Este tipo de cimento é caracterizado pela precipitação de pequenos cristais ($< 0,01$ mm) de calcita, predominantemente, nos espaços intergranulares (Figura 4C), sendo o mais comum nas rochas estudadas (em torno de 50%). Ele ocorre sempre associado às franjas prismáticas isópocas. Acredita-se que esse tipo compreenda ao terceiro estágio de cimentação (Figura 4D).

Agregados pseudo-peloidais Consiste de uma massa, em geral, de tonalidade amarronzada que contém partículas subesféricas a elipsoidais, de tamanho silte fino ($< 0,016$ mm), bastante micritizadas (Figura 4E). A cristalinidade bastante fina impossibilita o reconhecimento de possíveis estruturas internas. Esse tipo de cimento ocorre de forma isolada (média 12%) preenchendo o espaço intergranular nas amostras analisadas. Muitas vezes pode ser confundido com a lama carbonática presente em algumas amostras, entretanto não contém fragmentos de bioclastos como tal lama apresenta. Agregados pseudo-peloidais se precipitam no interior do poro.

Espato equante Caracterizado por apresentar cristais relativamente grandes (até 0,03 mm), em geral bem formados (subédricos a euédricos), que se precipitam nas bordas ou, mais freqüentemente, no interior dos poros (Figura 4F). Essa morfologia de cimento ocorre de forma frequente nas amostras analisadas, porém com pouca expressividade (média 7%). Ele cresce, predominantemente, sobre as franjas prismáticas isópocas ou sobre a superfície dos grãos do arcabouço, tendendo a aumentar o tamanho dos cristais à medida que se aproxima do

centro do poro. Curiosamente, não ocorre associado com o tipo calcita microcristalina, de modo que onde um se precipita o outro não aparece, e viceversa.

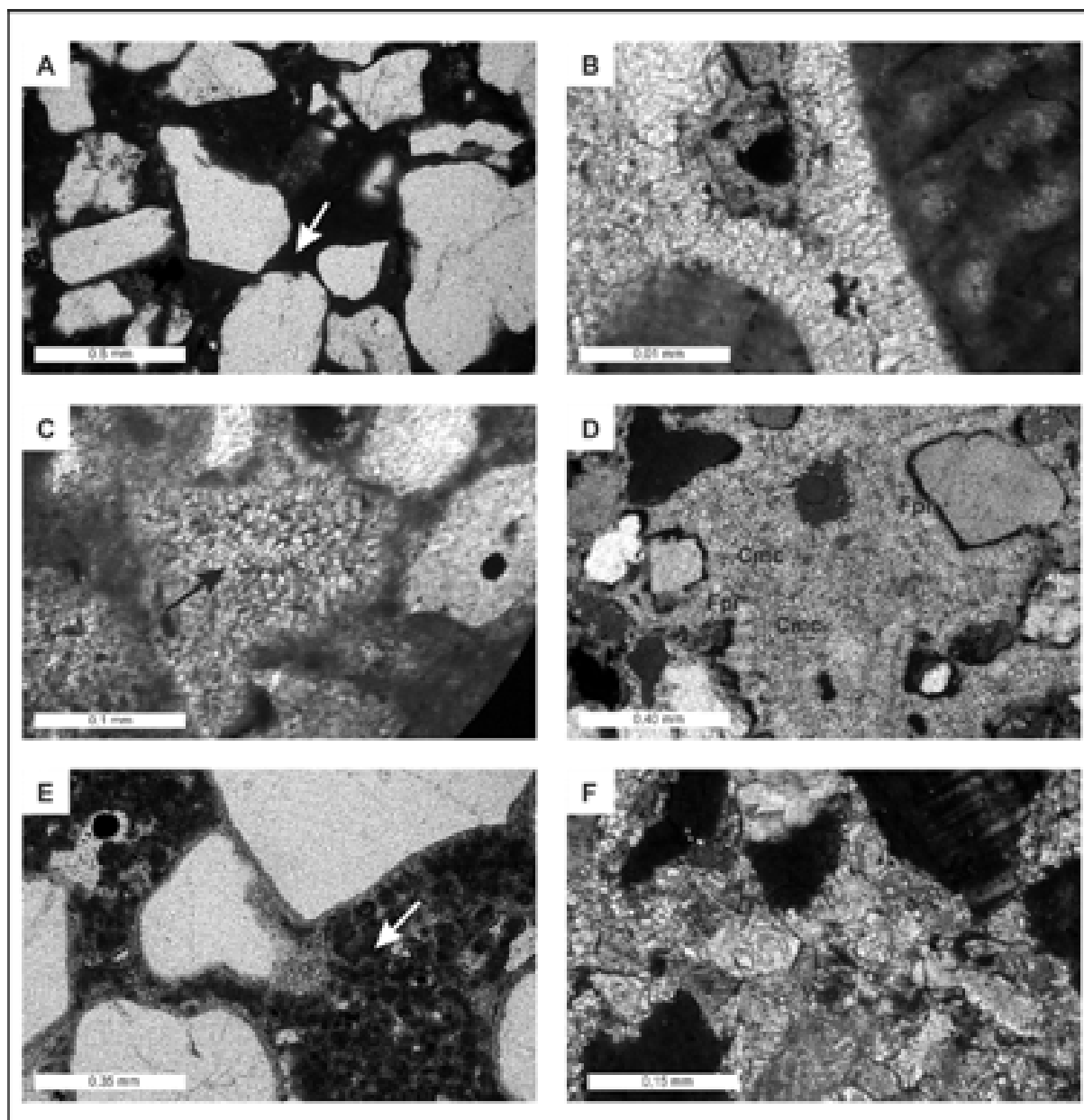


Figura 4. Principais morfologias de cimento carbonático encontrados nas microfácies estudadas. (A) Cutículas cripto-cristalinas precipitado no espaço intergranular. Em geral, é a primeira morfologia de cimento a se formar (lâmina UM_3.1, microfácies quartzarenítica). (B) Franjas prismáticas isópacas precipitadas ao redor de bioclastos. Ocorre como segunda – quando não, primeira – morfologia de cimento a se formar (lâmina UM_4.1, microfácies bio-quartzarenítica). (C) Calcita microcristalina preenchendo espaço intergranular. Corresponde à terceira morfologia de cimento a se precipitar, em geral, ocupando o centro dos poros (lâmina UT_1.1, microfácies quartzarenítica). (D) Relação entre as várias morfologias de cimento e suas fases de precipitação. Inicialmente, cutículas cripto-cristalinas são formadas ao redor dos grãos (notar película escura). Em fase posterior, ocorre a precipitação de franjas prismáticas isópacas (Fpi), seguida por formação de calcita microcristalina (Cmc) no interior do poro (UC_10.1, microfácies quartzarenítica bioclástica). (E) Agregados pseudo-peloidais com suas finas partículas subesféricas a elipsoidais típicas (pseudo-pelóides; lâmina UT_1.2, microfácies quartzarenítica bioclástica). (F) Calcita espática-equante precipitada no espaço intergranular. Em geral, essa morfologia corresponde a uma fase de cimentação posterior a de calcita microcristalina. Notar o tamanho relativamente grande dos cristais espato-equantes (lâmina UT_1.2, microfácies quartzarenítica bioclástica).

DISSOLUÇÃO E GERAÇÃO DE POROSIDADE SECUNDÁRIA Dissolução é iniciada logo após a precipitação dos primeiros tipos de cimentos e está diretamente ligado à quantidade de íons em solução nos fluidos intersticiais. O processo de dissolução (Figura 5) é o grande responsável pela geração da porosidade secundária na rocha que, por sua vez, está disposta nos tipos interpartícula – quando há dissolução de cimentos precoces – e intrapartícula (Figura 5).

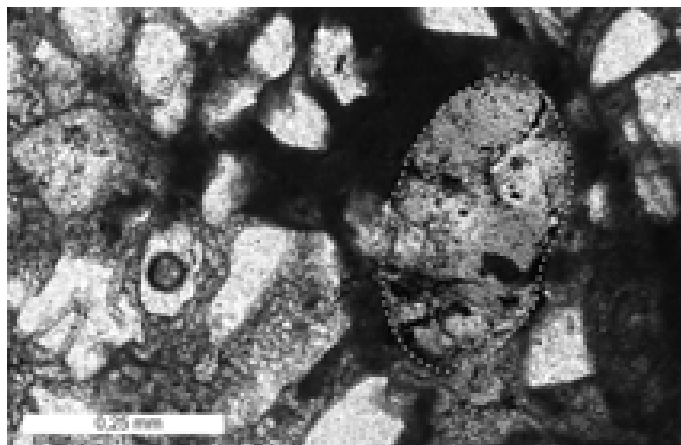


Figura 5. Porosidade secundária (delimitada pela linha tracejada) resultante de dissolução de grão (lâmina UT_1.2, microfácies quartzarenítica bioclástica).

OXIDAÇÃO Processo de oxidação foi observado em algumas amostras analisadas, sendo representado por manchas amareladas a avermelhadas (Figura 6) disseminadas nos cimentos. Acredita-se que este processo se deu de maneira bastante incipiente – uma vez que os mesmos ocorrem em pequenas proporções (< 1%) –, quando a rocha foi submetida a condições favoráveis de oxidação logo após a precipitação dos cimentos. Tais condições podem ter sido provocadas por mudança nas condições físico-químicas dos fluidos intersticiais.

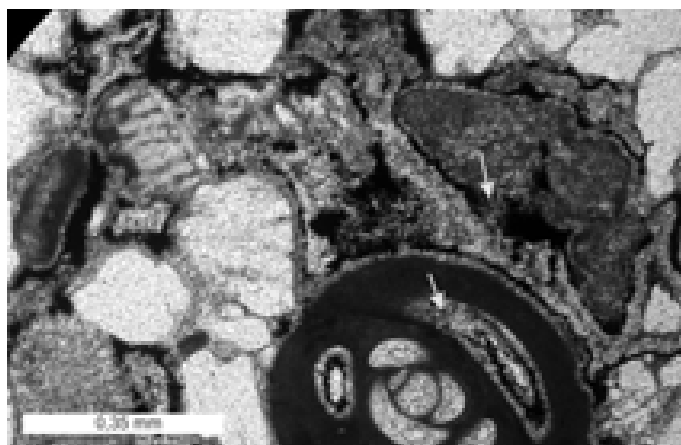


Figura 6. Processo de oxidação em *beachrocks* ocasionado por mudanças físico-químicas nos fluidos intersticiais. Notar a película escura nos envolta e no interior dos grãos (lâmina UC_11.1, microfácies quartzarenítica).

EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA Inicialmente, durante os primeiros metros de soterramento, os sedimentos foram submetidos a um rearranjo textural, resultante das condições de pressão atuantes no ambiente de eodiagênese. Tais condições de pressão são influenciadas pela sobrecarga de sedimentos e pela pressão dos fluidos intersticiais. O rearranjo dos sedimentos caracteriza o processo de compactação física que atuou nos sedimentos como primeiro estágio diagenético e se manteve atuante até o total preenchimento dos poros por fases cimentantes subseqüentes. Este processo é responsável pela redução da porosidade primária do depósito, provocada principalmente pelo esmagamento dos grãos dúcteis, tais como argilo-minerais e micas, e pela reorientação dos grãos rígidos, como o quartzo e fragmentos de rochas. Os grãos flutuantes e o empacotamento do tipo frouxo observados nas amostras analisadas sugerem que os sedimentos sofreram pouca compactação física.

Processo de cimentação ocorre com segundo evento diagenético ainda no ambiente de eodiagênese. A cimentação é iniciada pela precipitação de cutículas cripto-cristalinas, que crescem na superfície dos grãos e, em alguns casos, adentram para o interior dos poros. Em poucas amostras, é observado que esse tipo de cimento precipitou-se concomitantemente às franjas prismáticas isópacas.

O cimento do tipo franjas prismáticas isópacas é o segundo tipo morfológico a se precipitar e, geralmente, ocorre ou diretamente na superfície dos grãos ou sobre o cimento cripto-cristalino precipitado precocemente.

Posteriormente às franjas prismáticas isópacas, ocorre precipitação de calcita microcristalina, que é caracterizada por ampla distribuição e por ocorrer no interior do poro.

Após o desenvolvimento do cimento de calcita microcristalina, a rocha foi submetida a condições físico-químicas que propiciaram o surgimento da porosidade secundária, gerada pela dissolução de cimentos precipitados precocemente e de grãos instáveis (feldspato e fragmentos de rocha, e bioclastos).

Posteriormente à geração de porosidade secundária, ocorreu uma nova seqüência de precipitação de cimentos em que os cimentos de agregados pseudo-peloidais e espato equante foram gerados. Acredita-se que ambos se precipitaram simultaneamente em diferentes porções da rocha, uma vez que não ocorrem associados um ao outro.

Por fim, como último estágio evolutivo ao qual a rocha foi submetida, observa-se a oxidação parcial de pequenas porções nos cimentos previamente gerados, fato este atribuído a condições de alta quantidade de oxigênio experimentada pela rocha. A Figura 7 ilustra a ordem de ocorrência dos eventos diagenéticos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os *beachrocks* de zona costa-afora adjacente ao litoral norte do Rio Grande do Norte estão dispostos em duas morfologias principais, sendo aqui informalmente denominadas de corpo principal e corpos subordinados. O corpo principal – que recebe denominações locais de urcas do Tubarão, do Minhoto e da Conceição (Figura 1)

– apresenta 61 km de extensão e largura variando de 0,2 a 3,5 km. Tal corpo está disposto de forma paralela à atual linha de costa, sendo limitada a oeste pelo cânion submarino do Rio Açu, e a leste por um corpo marinho raso isolado (denominado, nas cartas náuticas, de Croa das Lavadeiras). Apresenta maiores profundidades (~25m) junto à Urca do Tubarão, enquanto que à Urca do Minhoto emerge durante maré-baixa. Os corpos subordinados apresentam-se irregulares tanto em continuidade quanto em dimensões. A direção predominante WNW-ESE tanto do corpo principal quanto dos subordinados coincide quase que perfeitamente com a morfologia da atual linha de costa, levando diretamente a uma comparação visual e levantando a hipótese de uma paleo-linha de costa.

EVENTOS DIAGENÉTICOS	EODIAGÊNESE	
	Inicial	Tardia
Compactação	—————	
Cimentação	————— ————— ————— ————— —————	
Dissolução	—————	
Oxidação	—————	

Figura 7. Ordem de evolução dos eventos diagenéticos que atuaram nos *beachrocks* estudados.

Baseando-se exclusivamente na composição do arcabouço e tendo a quantidade de bioclastos presentes como fator determinante foi possível identificar três microfácies para os *beachrocks* estudados. Tais microfácies são aqui denominadas de quartzarenítica (< 2,9% de bioclastos), quartzarenítica bioclástica (entre 3 e 9,9% de bioclastos) e bio-quartzarenítica (> 10% de bioclastos). Composicionalmente, a microfácies quartzarenítica é composta principalmente por siliciclastos, em que o quartzo é o grão predominante do arcabouço, com mais de 90%. Enquanto que os bioclastos são formados principalmente por algas calcárias e bivalves. Na microfácies quartzarenítica bioclástica, quartzo também é o siliciclastos mais importante, enquanto que a assembléia de bioclastos presente é formada por foraminíferos bentônicos, algas calcárias e bivalves. Por último, a microfácies bio-quartzarenítica é caracterizada por grandes quantidade e variedade de bioclastos, que incluem algas calcárias, foraminíferos plantônicos e bentônicos, bivalves (que incluem os filós *Mollusca* e *Brachiopoda*), gastrópodes, briozoários e equinodermatas.

De acordo com as características de proveniência observadas nos grãos dos *beachrocks*, rochas metamórficas ricas em quartzo e feldspatos calco-sódicos constituem a principal rocha-fonte, muito embora grãos provindos de rochas plutônicas e sedimentares também estejam presentes.

As microfácies identificadas apresentam uma distribuição espacial peculiar, de modo que a quartzarenítica concentra-se predominantemente na porção oeste da área, junto à Urca do Tubarão; a bio-quartzarenítica está disposta na porção central da área, na Urca do Minhoto; e, a microfácies quartzarenítica bioclástica está disseminada ao longo de toda a faixa de rocha. Dessa maneira, pode-se propor que a porção oeste da área recebeu influência direta do Rio Açú que contribuiu para um maior aporte sedimentar de siliciclastos. Por outro lado, a porção central da área é tida como a de maior concentração das assembléias de microorganismos marinhos, responsáveis pela geração dos bioclastos encontrados nas microfácies estudadas e, a partir dessa região, os bioclastos sofreram transporte e se depositaram em regiões próximas, contribuindo para sua presença nas outras microfácies. Enquanto que microfácies quartzarenítica bioclástica é considerada como a microfácies intermediária, servindo de transição entre os extremos dominados por siliciclastos e bioclastos.

De acordo com a evolução diagenética proposta, os sedimentos foram litificados precocemente em ambiente eodiagenético em que cimentação atuou como inibidor de compactações físico e/ou químicas. O cimento carbonático está presente sob cinco morfologias distintas: cutículas cripto-cristalinas, franjas prismáticas isópacas, calcita microcristalina, agregados pseudo-peloidais e espato-equante. No último evento diagenético, a rocha foi submetida a condições de oxidação, próximo à superfície ou em condições de exposição subaérea ou subaquosa.

Agradecimentos Agradecimentos são devidos à Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN através do Departamento de Geologia; à Agência Nacional do Petróleo-ANP, pela concessão da bolsa ao primeiro autor; aos projetos de pesquisa POTMAR (REDE 05/FINEP/CTPETRO/CNPq/PETROBRAS), MAR-RN (FINEP/CTINFRA), UNIBRAL 21-04 (CAPES/DAAD) e Grant PQ-CNPq (31227/2006-4) pelo apoio financeiro; ao Laboratório de Geologia Marinha e Meio Ambiente-GEMMA/UFRN, pelo suporte logístico fornecido; ao Laboratório de Geoprocessamento-GEOPRO/UFRN, pela concessão das imagens e apoio computacional fornecido; ao Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo-LGGP/UFRN, por ter cedido o laboratório de microscopia de pesquisa; à professora Marcela Marques Vieira, pelas proveitosas discussões sobre *beachrocks* e auxílio nas descrições das lâminas; e ao amigo e mergulhador Francisco Canindé, pela ajuda na etapa de campo.

Referências

- Almeida F.M. & Hasui Y. (Eds.) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, 378 pp.
- Bezerra F.H.R., Amaral R.F., Lima-Filho F.P., Ferreira Jr., A.V., Sena E.S., Diniz R.F. 2005. Beachrock fracturing in Brazil. *Journal of Coastal Research*, **42**:319-332.
- Bezerra F.H.R., Barreto A.M.F., Suguio K. 2003. Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**:73-89.
- Bezerra F.H.R., Lima Filho F.P., Amaral R.F., Caldas L.H.O., Costa Neto L.X. 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart I. and Vita-Finzi C. (Eds.). *Coastal Tectonics*. Geological Society Special Publication, 146, London, p. 279-293.
- Bezerra F.H.R., Vita-Finzi C., Lima Filho F.P. 2000. The use of marine shells for radiocarbon dating of coastal deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1):211- 213.

- Cabral Neto I. 2007. Corpos rochosos offshore adjacente à costa norte do RN: Uma síntese geológica com base na caracterização faciológica e diagenética. Relatório de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 126 p.
- Cabral Neto I., Córdoba V.C., Vital H. 2006. Caracterização petrográfica dos depósitos rochosos submersos entre São Bento do Norte e Macau-RN. *In: Congresso Brasileiro De Geologia*, 43, Aracaju, *Anais...*, p. 214.
- Caldas L.H.O. 2002. Late quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. PhD Thesis, University of Kiel, Germany, 92 p.
- Cestaro L.A. 1994. Os elementos do clima de Galinhos, RN, como recursos naturais à disposição do Homem. *Cadernos Norte-rio-grandense de Temas Geográficos*, **8**(1):13-28.
- Emparn - Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte. 2007. Meteorologia. Disponível em <http://www.emparn.rn.gov.br/links/meteorologia/meteorologia.asp>. Acessado em 12 mar 2007.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Austin, 107 pp.
- Gorini M.A., Dias G.T.M., Mello S.L.M., Espíndola C.R.S., Gallea C.G., Dellapiazza H., Castro J.R.J.C. 1982. Estudos ambientais para implantação de gasoduto na área de Guamaré (RN). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, *Anais...*, 4, p. 1531-1539.
- Jardim de Sá E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Panafricana. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 803 p.
- Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. on the measurement of packing n sandstones. *Journal of Geology*, **64**: 385-395.
- Köppen W. 1900. Versuch einer classification der climate vorsugsweise nach ihren bazichungen zur pflanzenwelt. *Geograph Zeirsehr*, **6**: 593-611/657-679.
- Mcbride E.F. 1963. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33**: 664-669.
- Oliveira M.I.M., Bagnoli E., Farias C.C., Nogueira A.M.B., Santiago M. 1990. Considerações sobre a geometria, petrografia, sedimentologia, diagênese e idades dos beachrocks do Rio Grande do Norte. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, *Boletim de Resumos*, 2, 621-634.
- Pessoa Neto O.C., Soares U.M., Da Silva J.G.F., Roesner E.H., Florencio C.P., De Souza C.A.V. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 357-369.
- Powers M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**: 117-119.
- Santos C.L.A., Vital H., Amaro V.E., Kikuchi R.K.P. 2007. Mapeamento de recifes submersos na costa do Rio Grande do Norte, NE Brasil: Macau a Maracajaú. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**(1):27-36.
- Scholle P.A. 1979. *A collar illustrated guide to consituints, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks*. AAPG Memoir 128, Tulsa, 201 pp.
- Soares U.M., Rossetti E.L., Cassab R.C.T. 2003. Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix. Disponível em http://www.phoenix.org.br/Phoenix56_Ago03.htm. Acessado em 10 abr 2007.
- Tabosa W.F., Vital H. 2005. Aspectos hidrodinâmicos e impactos ambientais costeiros e marinhos na região de São Bento do Norte – RN. *In: Congresso Abequa*, 12, Guarapari, 2005, Pôster 127.
- Testa V. & Bosence D.W.J. 1999. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the north-east Brazilian shelf. *Sedimentology*, **46**:279-301.
- Vieira M.M. & De Ros L.F. 2006. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **192**:207-230.
- Vieira M.M. 2005. Aspectos sedimentológicos e petrológicos dos beachrocks do estado do Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 243 p.
- Vieira M.M., De Ros L.F., Bezerra F.H.R. 2007. Lithofaciology and paleoenvironmental analysis of holocene beachrock in northeastern Brazil. *Journal of coastal Research*, **23**(6): 1535-1548.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.