



Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Ambientes de Formação, Processos de Cimentação de Arenitos de Praia e Indicadores de Variações do Nível do Mar

Antonio Vicente Ferreira Júnior¹, Tereza Cristina de Medeiros Araújo¹,
Lylian Coltrinari²

¹Laboratório de Oceanografia Geológica (UFPE), e-mail: aferreira@ufrnet.br, tcma@ufpe.br

²Departamento de Geografia (USP), e-mail: lylian@usp.br

Artigo recebido em 04/11/2011 e aceito em 27/11/2011

RESUMO

O artigo contém revisão bibliográfica sobre origem e ambiente de formação dos arenitos de praia, assunto hoje em discussão no meio científico. Com base em diversos autores, busca-se apresentar os ambientes de formação e respectivos processos de gênese, tanto físico-químicos quanto por atividade microbiana destacando os processos de cimentação e seu papel enquanto indicadores de antigos níveis marinhos.

Palavras-chave: Arenitos de praia, diagênese, cimentação, nível do mar.

Environments of Formation, Processes of Cementation of Beachrocks and Indicators of Sea Level Variations

ABSTRACT

This paper contains a literature review on the origin and environment of formation of beachrocks, a very relevant topic of discussion within the scientific community. Based on various authors, we seek to present the environments of formation and their genesis processes, both physical-chemical and by microbial activity, highlighting on the cementing processes and their role as indicators of older sea levels.

Keywords: Beachrocks, diagenesis, cementation, sea level.

1. Introdução

A compreensão dos fenômenos responsáveis pela formação dos arenitos de praia (*beachrocks*) é útil por várias razões, entre elas pela proteção eficaz contra a erosão costeira por sua morfologia contínua e alta resistência dos materiais e, também, por se tratar de registros geológicos de antigos níveis marinhos (Hopley, 1986).

Os arenitos de praia são sedimentos

litificados na zona intermaré cimentados por carbonato de cálcio e dispostos paralelamente à linha de costa apresentando forma alongada e estreita. De acordo com Russel (1962), a ocorrência desses corpos está restrita às regiões tropicais e subtropicais ou ao cinturão quente entre as latitudes de 35°N e 35°S. Entretanto, alguns autores como Kneale & Viles (2000), Omoto (2001), Rey et al. (2004), e Voutsdoukas et al. (2007) apontam a presença de beachrocks em zonas temperadas

* E-mail para correspondência: aferreira@ufrnet.br (Ferreira Júnior, A. V.).

e frias, mesmo que sejam corpos com formação incipiente como na Espanha, Portugal, Itália, Grécia, Escócia, Japão, entre

outros, conforme pode ser observado na Figura 1.

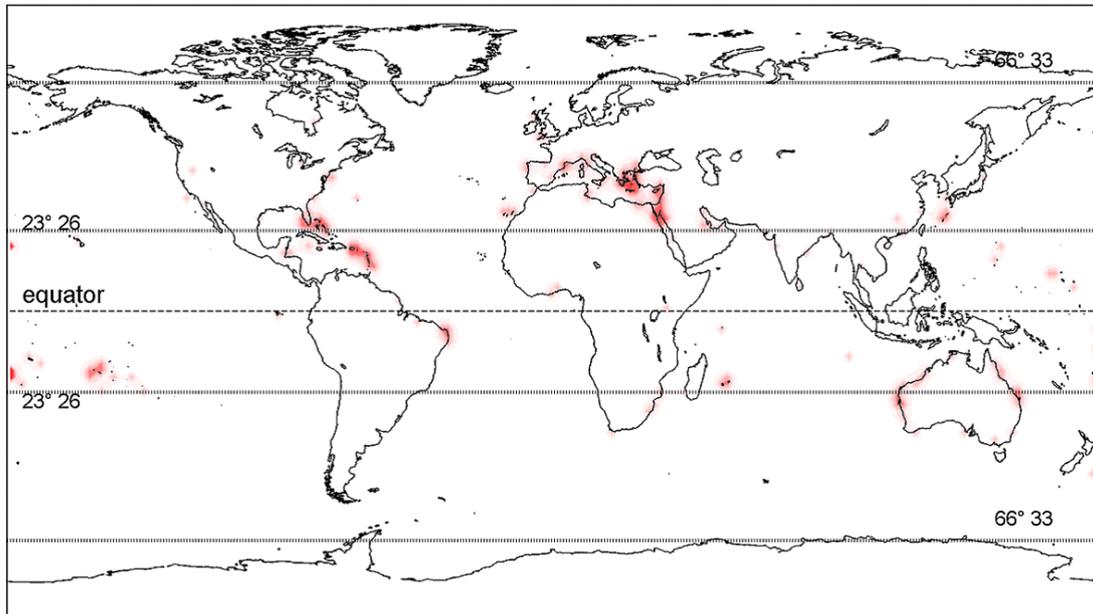


Figura 1. Pontos de maiores ocorrências de arenitos de praia conforme modelo proposto por Voudoukas et al.(2007).

Os primeiros estudos sobre os arenitos de praia foram divulgados por Darwin (1841) e Branner (1904). Posteriormente surgiram diversos trabalhos que se dedicaram ao estudo dos arenitos de praia no Nordeste brasileiro, com destaque para os trabalhos de Andrade (1955), Van Andel & Laborel (1964), Mabesoone (1964), Morais (1967), Ferreira (1969), Bigarella (1975), Coutinho & Farias (1979), Bezerra et al. (1998), Guerra et al. (2005), Bezerra (2005), Caldas et al. (2006), Vieira e De Ros (2006), Vieira et al. (2007), Ferreira Jr. et al. (2011), entre outros.

Diversos autores, a exemplo de Ginsburg (1953), Mabesoone (1964), Alexandersson (1972), Davies e Kinsey

(1973), Beier (1985), El-Sayed (1988), Strasser et al. (1989), Gischler & Lomando, (1997), Jones et al. (1997) apontam que os arenitos de praia são originados pela precipitação carbonática, incluindo vários tipos de cimentação de calcita e aragonita e sendo litificados na zona litorânea com um a dois metros de profundidade. Encontram-se dispostos paralelamente à linha de costa na forma de faixas longas e estreitas separadas umas das outras por depressões onde se depositam areias ou lamas.

Conforme já foi ressaltado, Branner (1904) foi o primeiro a fornecer descrições mais detalhadas sobre os arenitos de praia no litoral nordestino. As principais características

por ele apontadas são:

- O arenito de praia é originado pela acumulação de grãos de areia de quartzo cimentados por carbonato de cálcio que, durante a maré baixa, fica totalmente exposto. São corpos com largura de 5 m até uma centena de metros e comprimento de poucos metros a vários quilômetros;

- Acompanham a costa nordestina desde o norte do Estado do Ceará até Porto Seguro, no Estado da Bahia;

- Geralmente são retilíneos e, quando se curvam, fazem-no suavemente;

- Quando os arenitos de praia ocorrem juntamente com os recifes de coral eles ficam sempre mais próximos ao continente, em relação às formações recifais.

A denominação *arenito de praia* vem sendo amplamente discutida por diversos autores, sendo tradução direta do inglês *beach rock* ou *beachrock*. Bigarella (1975) criticou a terminologia, já que as estruturas sedimentares encontradas nestes corpos são características da antepraia e sugeriu o termo *reef sandstone* (*recife de arenito*). Dominguez et al. (1990), alegando que o termo recife, do ponto de vista sedimentológico, estaria associado a uma construção orgânica, propuseram a denominação de “bancos de arenito” para estes corpos. Por último, Suguio (1992) sugeriu o termo “rocha praiial” ou “recife rochoso”. Neste trabalho, optou-se pelo uso da expressão “arenito de praia”, por considerar que as denominações “banco” e “recife” possuem uma conotação genética; o

termo “rocha” também não se aplica pelo fato de que, além dos arenitos cimentados por carbonatos, são encontrados, ao longo de toda a costa nordestina, arenitos cimentados por óxido de ferro, associados à Formação Barreiras, que também são “rochas de praia”. Outro aspecto que justifica o uso de “arenito de praia” relaciona-se a sua composição mineralógica, já que apresenta em torno de 90 % de quartzo na fração areia, isto é, no intervalo entre 2 e 0,0625 mm.

2. Metodologia

O procedimento metodológico abordado no presente trabalho compreendeu de pesquisas bibliográficas, tendo como finalidade aprofundar a fundamentação teórica e acompanhar a produção recente do tema abordado. Buscou-se apresentar de forma conceitual e sistematizada todas as discussões pertinentes referentes à origem e ambientes de formação dos arenitos de praia, processos de cimentação, bem como seu uso como indicadores de antigos níveis marinhos. Além do levantamento bibliográfico é promovido um diálogo entre diferentes autores, apontado um direcionamento para um tema de extrema relevância para a discussão científica.

3. Origem e ambiente de formação dos arenitos de praia

O cimento dos arenitos de praia tem sido estudado em várias partes do mundo. Como exemplos, podem ser citados os

trabalhos realizados no sul da costa leste dos Estados Unidos (Ginsburg, 1953), Mar Mediterrâneo (Alexandersson, 1972), Austrália (Davies & Kinsey, 1973), Bahamas (Beier, 1985), Egito (El-Sayed, 1988), Tunísia (Strasser et al., 1989), Belize (Gischler & Lomando, 1997), entre outros. Apesar disto não é possível atribuir a um único tipo de processo (evaporação, mistura de água doce e salgada, atividades metabólicas por algas ou bactérias, etc) a causa da cimentação nestas

rochas. A Tabela 1 apresenta uma seleção de principais características descritas na literatura referentes aos arenitos de praia.

O processo de cimentação, de acordo com Coutinho & Farias (1979), estaria relacionado com quatro processos: (i) percolação e litificação em profundidade, (ii) evaporação da água salgada e aquecimento na superfície, (iii) mistura de água doce e salgada e (iv) atividade metabólica por algas ou bactérias.

Tabela 1. Descrição das principais características dos arenitos de praia encontrados na literatura. Qz: Quartzo; felds: feldspatos; biocl: bioclastos; HMC: calcita altamente magnesianas; LMC, calcita pobremente magnesianas.

Referência	Localidade	Idade (anos AP)	Altura c/ relação ao NMM (m)	Arcabouço	Cimento
Alexandersson (1972)	Mar Mediterrâneo	-	- 0.5	Qz, felds, biocl	Calcita magnesianas
Aliotta et al. (2009)	Bahía Blanca (Argentina)	-	+ 0.5	Qz, felds, hematita	Calcita magnesianas micrítica
Amieux et al. (1989)	Togo (África)	5000 - 2890	-	Qz, felds, minerais pesados, biocl	Calcita magnesianas, micrítica
Beier (1985)	São Salvador (Bahamas)	-	+ 1	-	Aragonita, micrítica
Bezerra et al. (2003)	Rio Grande do Norte (Brasil)	7460 - 110	- 0.5 - + 3.9	-	Calcita magnesianas
Caldas et al. (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	5940 - 1810	- 1.1 - + 2.7	-	-
Calvet et al. (2003)	Ilhas Canárias (Espanha)	33330 - 14940	+ 1.5	Qz, grãos vulcânicos	Aragonita fibrosa, HMC

continuação					
Cooray (1968)	Sri Lanka (Ásia)	-	+ 0.8	Qz, biocl, minerais pesados	-
Desruelles et al. (2004)	Mikonos (Grécia)	4860 - 440	- 3.8 - + 0.1	Qz, mica, felds, minerais pesados, biocl	Calcita magnesiana, peloidal, micrítica
El-Sayed. (1988)	Egito (África)	-	-	Qz, biocl, felds	HMC, micrítica
Erginal et al. (2008)	Mar Egeu (Turquia)	2280 - 1420	- 1 - + 0.6	Qz, felds, biotita, minerais opacos	HMC
Font & Calvet (1997)	Ilha Reunião (Oceano Índico)	-	-	Grãos vulcânicos, biocl	HMC, aragonita
Ginsburg (1953)	Florida (USA)	-	+ 2.1	-	Aragonita acicular
Gischler & Lomando (1997)	Belize (América Central)	1435 - 345	+ 2	Qz, oóides, microorganismos	Aragonita, HMC, cimento do tipo meniscus
Guerra et al. (2005)	Ilha de Itamaracá (Brasil)	-	+ 0.4	Qz, biocl	Aragonita, HMC, LMC
Hanor (1978)	Ilhas Virgens (Mar do Caribe)	-	+ 0.4	-	LMC
Holail & Rashed (1992)	Egito (África)	-	+ 0.4	Qz, biocl, fragmentos de rochas	HMC, aragonita acicular
Jones et al. (1997)	Nova Zelândia (Oceania)	-	-	Grãos vulcânicos, microorganismos	-
Kindler & Bain (1993)	São Salvador (Bahamas)	965	-1	Calcário, biocl	Calcita magnesiana, aragonita fibrosa
Kneale & Viles (2000)	Escócia (Reino Unido)	-	-	Qz, biocl, felds, glauconita	Aragonita, calcita micrítica

continuação					
Maxwell (1962)	Ilha Heron (Austrália)	-	-	Qz, biocl	Aragonita
Meyers (1987)	Hawaí (USA)	-	-	Grãos vulcânicos, biocl	HMC
Michelli (2008)	Vietnam	6721 - 642	+ 0.2 - +1.65	Qz, felds, fragmentos de rocha, glauconita biocl,	HMC, aragonita
Moore (1973)	Ilhas Cayman (Mar do Caribe)	-	-	Qz, biocl	Aragonita acicular, calcita magnesiana micrítica
Moura et al. (2007)	Algarve (Portugal)	5851 - 2417	+ 0.6 - +2.8	Qz, minerais pesados	-
Neumeier (1999)	Mar Vermelho (Egito)	1908 - 1685	+ 0.5	Qz, biocl	Aragonita acicular, micrítica
Neumeier (1999)	Austrália (Oceania)	1950 - 1710	+ 0.6	Qz, biocl	Aragonita, micrítica
Omoto (2001)	Ilhas Nansei (Japão)	3960 - 400	+ 1.3	-	Calcita, aragonita
Pirazolli et al. (1997)	Calábria (Itália)	2990	+ 1	-	-
Rey et al. (2004)	Galícia (Espanha)	2280 - 1045	-	Qz, felds, fragmentos de rochas, minerais pesados, biocl	Calcita magnesiana
Russel (1962)	Caribe	-	+ 0.3 - + 0.9	Grãos vulcânicos, calcário, Qz, biocl	Calcita
Siesser (1974)	África do Sul (África)	25860	+ 2	Qz, biocl	Aragonita fibrosa, calcita magnesiana micrítica
Siesser (1974)	Moçambique (África)	910	-	Qz, moluscos, fragmentos de rochas	Aragonita fibrosa c/ traços de padrão micrítico

continuação					
Spurgeon et al. (2003)	Flórida (USA)	4300 - 1880	- 3.0 – + 1.2	Qz, biocl	Calcita magnesiana, esparítica
Stoddart & Cann (1965)	Belize (América Central)	-	+ 0.4	-	Aragonita, calcita
Strasser et al. (1989)	Tunísia (África)	3470	+ 0.3	Oóides, microorganismos	Aragonita, cimento do tipo meniscus
Strasser & Strohmenger (1997)	Sinai (Egito)	-	-	Qz, biocl	Aragonita, micrítica
Thomas (2009)	Golfo de Mannar (Índia)	3630 - 2160	+ 0.5 – + 3.4	Qz, felds, biocl	-
Turku (1982)	Tailândia (Ásia)	-	+ 1.0	Qz, felds, biocl	HMC, aragonita
Vieira & De Ros (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	7460 - 110	- 0.5 – + 3.9	Qz, felds, minerais pesados, biocl, laterito	HMC
Wagle (1990)	Costa Oeste da Índia	5200 - 1100	0 – + 4	Qz, felds, minerais pesados, biocl, fragmentos de rochas	Aragonita, LMC
Webb et al. (1999)	Austrália	-	+ 3	-	Aragonita, calcita magnesiana

Com relação ao ambiente de formação, Branner (1904), Russel (1962), Mabesoone (1964), Bigarella (1975) e, Muehe & Ignara (1984) sugeriram que os arenitos de praia se formam em um ambiente de zona infra-maré superior com profundidade máxima de 2 m, são posteriormente cimentados por carbonato de cálcio e

finalmente expostos pela remoção de areia na zona de praia.

Longman (1980) apresentou uma classificação do ambiente de cimentação carbonática que sumarizou a diagênese dos carbonatos, com base na descrição dos tipos de textura, composição dos cimentos e a porosidade. Os ambientes diagenéticos são

divididos em quatro modalidades: zona vadosa, zona freática de água doce ou meteórica, zona freática de mistura de água doce e salgada e zona freática marinha (Figura 2).

A zona vadosa ou não saturada é subaérea, situada abaixo da superfície e acima do nível superior das águas subterrâneas e pode estar presente tanto no ar quanto na água nos poros dos sedimentos desta zona. A água

encontrada é geralmente meteórica (chuva), não saturada em CaCO_3 , e se apresenta-se na forma de finas películas que envolvem os grãos pelas forças capilares ou dispõe-se sobre os grãos, como gotas. A solução é um importante processo na zona vadosa, uma vez que a água em contato com os sedimentos carbonáticos entra em equilíbrio com estes, dissolvendo-os.

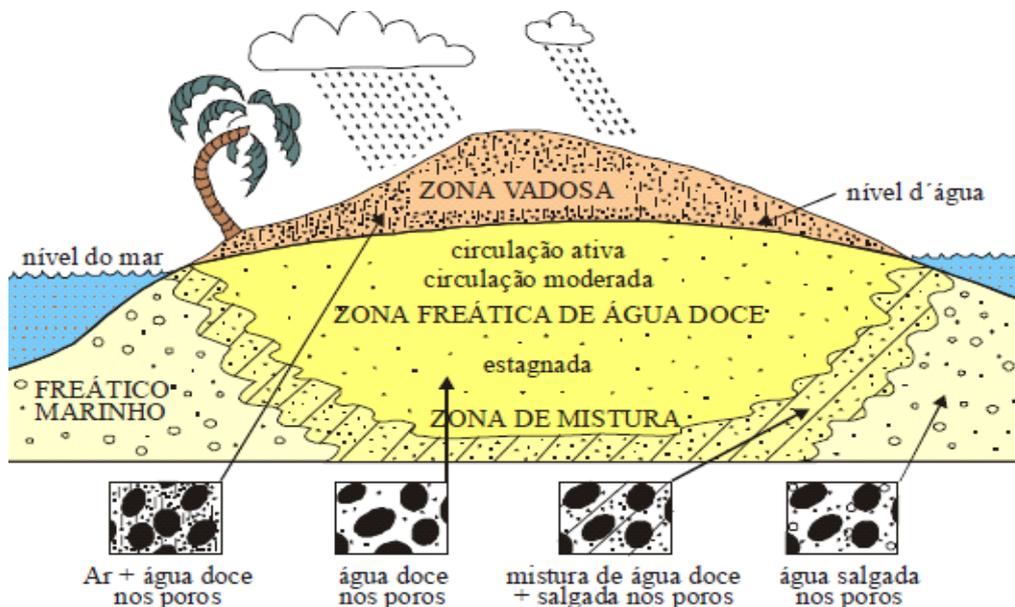


Figura 2. Distribuição dos ambientes diagenéticos em subsuperfície rasa, em uma ilha de areia carbonática idealmente permeável (modificado de Longman, 1980).

A zona vadosa pode ser subdividida em duas partes, que são representadas pela *zona do solo* ou zona de solução e a *zona de precipitação* ou zona de franja capilar. A zona de solução está localizada na parte superior da zona vadosa, mas pode estender-se mesmo de dezenas a centenas de metros de acordo com a localização do topo do lençol de água subterrânea e também da habilidade da água meteórica em tornar-se saturada em carbonato de cálcio. Os processos presentes nesta zona

causam uma dissolução do carbonato de cálcio e dos grãos de aragonita, que são susceptíveis à lixiviação pela água originando geralmente porosidade nos sedimentos.

A zona de precipitação ocorre quando a água, contendo CaCO_3 em solução, evapora ou se a pressão parcial do CO_2 decresce. A água torna-se saturada em calcita e a evaporação ou a perda de CO_2 possibilitam a precipitação de calcita equante de granulometria fina, sob a forma de cimentos

pendulares ou meniscos.

A zona freática de água doce está entre a zona vadosa e a de mistura de água doce e salgada. Todos os espaços nos poros são preenchidos com água meteórica, contendo variável quantidade de carbonato dissolvido. Muitas das águas meteóricas podem entrar na zona freática de água doce diretamente pela zona vadosa.

A diagênese deste ambiente é muito complexa devido às variabilidades na taxa de migração dos fluidos, ao grau de saturação, à composição da rocha hospedeira, bem como à química do fluido. Entretanto, esta zona pode ser simplificada em três partes: de solução, saturada ativa e saturada estagnada. A zona de solução caracteriza-se pela ocorrência de lixiviação; a saturada ativa, pela recristalização de grãos acompanhada de extensa cimentação calcítica intergranular, e a saturada estagnada, pelo neomorfismo sem cimentação.

A zona freática de mistura de água doce e salgada é gerada mediante a mistura de dois ambientes: o freático marinho e o freático de água doce. Exemplos de cimentos produzidos nesta região são raros, possivelmente devido a três fatores: a extensão e o volume pequeno desta zona em relação às zonas freáticas marinha e de água doce, o estado relativamente estagnado da água e a migração constante da zona pelas variações de marés e águas meteóricas. A diagênese nesta zona de mistura é ainda pouco compreendida e o processo diagenético

mais importante nela é a dolomitização.

A zona freática marinha é caracterizada quando os espaços porosos estão com água salgada. Este ambiente pode ser subdividido em duas zonas, a estagnada e a ativa. Na primeira, a movimentação da água através dos sedimentos é baixa ou lenta e a cimentação quase não ocorre, ao passo que, na segunda, a movimentação da água combinada com outros processos resulta em cimentação. Os cimentos dominantes são aragonita fibrosa e calcita magnesiana micrítica.

Turner (1999) propôs um modelo de evolução da morfologia dos arenitos de praia em cinco fases distintas (Figura 3). Inicialmente, ocorre a precipitação de carbonato e, conseqüentemente, a formação do arenito de praia na zona subaérea, onde há interação entre a água do lençol freático e a cunha salina. Mediante um processo erosivo na zona de estirâncio, a rocha fica exposta, sujeita à colonização e endurecimento, ao mesmo tempo em que é erodida pelas ondas.

Esta exposição ao longo de várias décadas leva à formação de fraturas e canais de escoamento entre os arenitos de praia; estes fenômenos podem ser sucessivos, formando várias linhas de arenitos paralelos à costa. A formação destes ambientes influencia no regime de transporte e deposição de material no sistema praial, acentuando o transporte paralelo por deriva no interior dos canais e atenuando o transporte perpendicular por correntes de retorno.

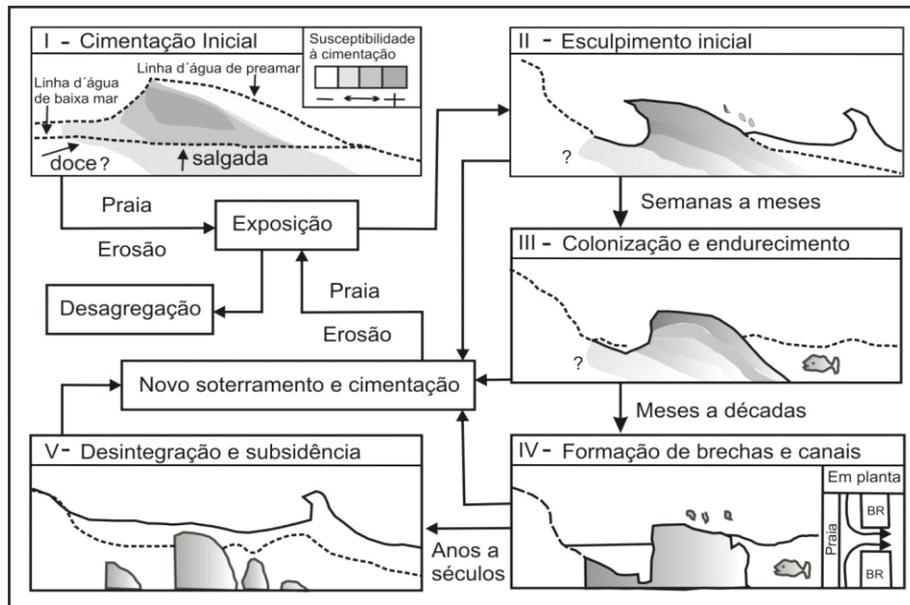


Figura 3. Evolução morfológica do arenito de praia (modificado de Turner, 1999).

Mabesoone (1964) explicou a origem dos arenitos de praia, no Nordeste, seguindo o modelo de Russel (1962), segundo o qual, a litificação ocorreria a partir do contato das águas do lençol freático com as águas salgadas, dissolvendo o carbonato das areias e precipitando-o em forma de calcita. De acordo com este autor, os arenitos de praia são compostos, principalmente, por grãos de quartzo, com percentual variando de 20 % a 80 %, e fragmentos carbonáticos, como algas, moluscos, corais e equinodermatas. Esta composição é concordante com aquelas descritas por Ferreira et al. (2011), tendo sido relatada também a presença de fragmentos de rochas cristalinas nos corpos de arenito do litoral da Bahia (Ferreira, 1969). Os arenitos mostram uma distribuição granulométrica irregular e um baixo grau de seleção, podendo variar de areia a seixo (Bigarella, 1975).

Apesar de não se conhecer com precisão se a origem dos arenitos de praia é devida a um único fator ou a um conjunto de

fatores é sabido que seu tempo de formação é extremamente rápido. Friedman (1998) comprovou que a cimentação num ambiente praial pode ocorrer em um prazo extremamente curto. Uma experiência realizada nas Bahamas com uma lata de sardinha mostrou que, ao longo de um ano haviam se acumulado nela aproximadamente 383 g de material carbonático oolítico cimentante.

Russel (1959) já havia mostrado que os arenitos de praia podem se formar em apenas centenas de anos, enquanto Mabesoone (1964) descreveu também a formação atual destes arenitos na cidade de Recife. De fato, não é rara a ocorrência de objetos modernos completamente cimentados por cimento carbonático.

As estruturas sedimentares dos arenitos de praia e suas características texturais são representativas do tipo de ambiente deposicional no qual foram gerados e da energia hidrodinâmica a que estavam

submetidos no momento da deposição, sendo normalmente bem preservados. Vieira & De Ros (2007) reconheceram ao longo da costa do Rio Grande do Norte, as seguintes litofácies em arenitos de praia: conglomerado maciço a incipientemente estratificado, conglomerado e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo, arenito com estratificação cruzada tabular-planar e acanalada de média escala, arenito conglomerático bioturbado por *Skolithos* e arenito maciço.

Após a litificação, os arenitos de praia podem sofrer modificações na geometria, em função de cursos fluviais, lagos e lagoas, dunas, dentre outras alterações possíveis ocorridas nas últimas centenas de anos. Da mesma forma, ações antrópicas ocorridas em intervalos de tempo ainda menores, como aterros, dragagens, retificação de canais fluviais, uso da rocha na construção civil, dentre outras, podem interferir na dinâmicos processos físicos e químicos associados à formação dos corpos de arenito de praia.

4. Processos de cimentação dos arenitos de praia

De acordo com pesquisas realizadas por Coutinho & Farias (1979) a origem do cimento está relacionada à precipitação de carbonatos da água do mar por causa da evaporação da água intersticial, por processos físico-químicos ou crescimento microbiológico, que produzem calcita

magnesiana. Segundo Moore (1973), o cimento depende das características químicas e físicas das águas onde ele foi precipitado. A calcita é a forma de CaCO_3 normalmente precipitada a partir da água doce e marinha, enquanto que a aragonita é comumente precipitada a partir de soluções de alto potencial iônico, como a água do mar (Komar, 1976). Stoddart & Cann (1965) sugeriram dois estágios de cimentação: inicialmente precipitaria a aragonita e, posteriormente, a calcita preencheria as cavidades.

Dentre as diversas teorias referentes ao processo de cimentação para formação dos arenitos de praia, vários autores descrevem os mecanismos que apontam os fatores responsáveis em diferentes localidades. Entre outros, podem ser apontados os estudos de Ginsburg (1953), Russel (1962), Maxwell (1962), Stoddart e Cann, (1965), Moore (1973) e Strasser et al. (1989), que sugeriram:

- 1) precipitação de calcita altamente magnesiana e aragonita da água do mar como resultado das elevadas temperaturas, supersaturação e/ou evaporação do CaCO_3 ;
- 2) baixa precipitação de calcita e aragonita a partir da mistura de água doce subterrânea com água do mar;
- 3) alta precipitação de calcita magnesiana e aragonita por desgaseificação de CO_2 a partir de sedimento água capilar;
- 4) precipitação de carbonato de cálcio micrítico como um subproduto da atividade microbiológica.

Para Ginsburg (1953) e Scoffin (1970), a evaporação da água do mar é o principal agente de cimentação dos arenitos de praia. A concentração progressiva dos íons, além do cálcio, aumentaria a saturação de CaCO_3 e provocaria a precipitação de aragonita e calcita magnesiana.

Embora existam vários trabalhos sobre o assunto, ainda não há um consenso quanto ao processo de cimentação, se ligado exclusivamente à água do mar, sob influência de água doce subterrânea, ou se originário da mistura de água doce e marinha, ou ainda de ordem biogênica.

A calcita altamente magnesiana e a aragonita são cristais de cimentos precoces precipitados na zona intermaré. Após a fase de precipitação estes cristais metaestáveis são submetidos a processos de substituição adotando mudanças complexas na sua morfologia e textura, usualmente mediante a mudança do ambiente (Longman, 1980; Beier, 1985; Meyers, 1987; Gischler & Lomando, 1997; Font & Calvet, 1997; Spurgeon et al. 2003).

Os principais tipos de cimentos observados na literatura são: aragonita micrítica, aragonita acicular, calcita magnesiana micrítica, calcita magnesiana peloidal e calcita magnesiana paliçada. Este tema é bem descrito nos trabalhos de Meyers (1987), Strasser et al. (1989) e Amieux et al. (1989). Diversos autores mostram como incide a distribuição dos cimentos. Para Strasser e Stromehger (1997), esta correlação

está ligada diretamente ao tipo de substrato, onde a calcita ocorre principalmente em arenitos de praia siliciclásticos e a aragonita, em arenitos de praia carbonáticos. Além disso, a calcita é normalmente precipitada a partir da água doce e a aragonita, a partir da água do mar (Moore, 1973; Stoddart & Cann, 1965).

A calcita magnesiana é definida com concentração de mais de 5% moles MgCO_3 (Milliman, 1974), entretanto os cimentos marinhos precoces contêm entre 12% e 18% de calcita magnesiana (Alexandersson, 1972). Os cimentos micríticos são definidos como compostos de cristais inferiores a $4 \mu\text{m}$ (Folk, 1959).

5. Arenitos de praia como indicadores da variação do nível do mar

De acordo com Suguio et al. (1985), as flutuações do nível relativo do mar resultam das variações reais do nível marinho (eustasia) e das modificações do nível dos continentes (tectônica e isostasia), além de causas influenciadas pelo aquecimento global e alterações por especificidades locais, relacionadas às atividades humanas em zonas costeiras.

O aumento da temperatura das águas de superfície dos oceanos, a diminuição do gelo polar e o aprisionamento da radiação solar pela atmosfera têm sido apontados como causas principais da variação atual do nível do mar.

O nível do mar atual, segundo Martin

et al. (1982), é algo que se pode medir e observar, tanto ao longo de praias como no meio dos oceanos; neste caso, graças à geodésia por satélite. De acordo com esses autores, os níveis marinhos pretéritos devem ser reconstruídos a partir de indicações fornecidas pelas antigas linhas de costa. Para Suguio et al. (1985) é necessário um número suficientemente grande de antigas posições dos níveis relativos do mar, cobrindo um setor da costa, para poder estabelecer uma curva de variações para o setor no intervalo de tempo considerado.

Suguio et al. (1985) chegaram à conclusão de que grande parte do litoral brasileiro esteve submersa até cerca de 5.100 anos AP, incluindo duas rápidas oscilações, seguidas de emersão. A transgressão no litoral brasileiro foi em média 5 m acima do nível relativo do mar atual. Essa fase transgressiva foi responsável pela atual morfologia das planícies costeiras holocênicas que ocorrem ao longo da margem continental brasileira.

Suguio et al. (op.cit.) e Suguio (1999), com base em dados de datações de conchas em sambaquis e em depósitos sedimentares, elaboraram curvas de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos; o litoral brasileiro foi dividido em vários setores, desde a cidade de Salvador (BA) até a região de Itajaí-Laguna (SC).

De acordo com os referidos autores, o nível relativo do mar teria alcançado o ponto máximo de 5 m há aproximadamente 5.100 anos AP. Além disso, teria havido uma rápida

oscilação do nível do mar de 2 m a 3 m com durações de 400 a 500 anos AP, com uma tendência de elevação do nível do mar em torno de 5 m, correspondendo às oscilações secundárias, após a transgressão marinha pós-glacial ocorrida há 5.110 anos AP.

Estudo realizado por Angulo & Lessa (1997) apresenta uma crítica às propostas de curvas de nível do mar para o Brasil, ao analisarem as regiões de Paranaguá (PR) e Cananéia (SP). De acordo com esses autores, as datações dos vermetídeos sugerem que o nível do mar máximo, no fim da transgressão marinha pós-glacial, era em torno de 3,5 m e não mais do que 4 m. Os autores mostram uma tendência consistente de descida do nível do mar após o máximo alcançado nos últimos 5.100 anos AP, mas sem nenhuma indicação de oscilação secundária (Figura 4).

Martin et al. (2003) questionam os dados de Angulo & Lessa (1997) que construíram a curva do nível do mar baseada exclusivamente em dados de apenas um indicador (vermetídeos), que forneceria somente informações parciais sobre o sentido da variação, sem indicar a posição exata do nível relativo do mar. Martin et al. (2003) utilizaram diferentes indicadores disponíveis (sedimentológicos, biológicos, arqueológicos) para reconstruir a curva do nível do mar para diversos locais da costa brasileira: Rio do Fogo (RN), Salvador (BA), Ilhéus (BA), Caravelas (BA), Vitória (ES), Paraíba do Sul (RJ), entre outros; e chegaram à conclusão de que durante os últimos 7.000 anos, a costa

central brasileira esteve sujeita a uma fase do submersão que durou até 5.100 anos AP, seguidos por uma descida do nível do mar.

Tal descida no nível do mar não era contínua, mas foi interrompida por duas oscilações de alta frequência.

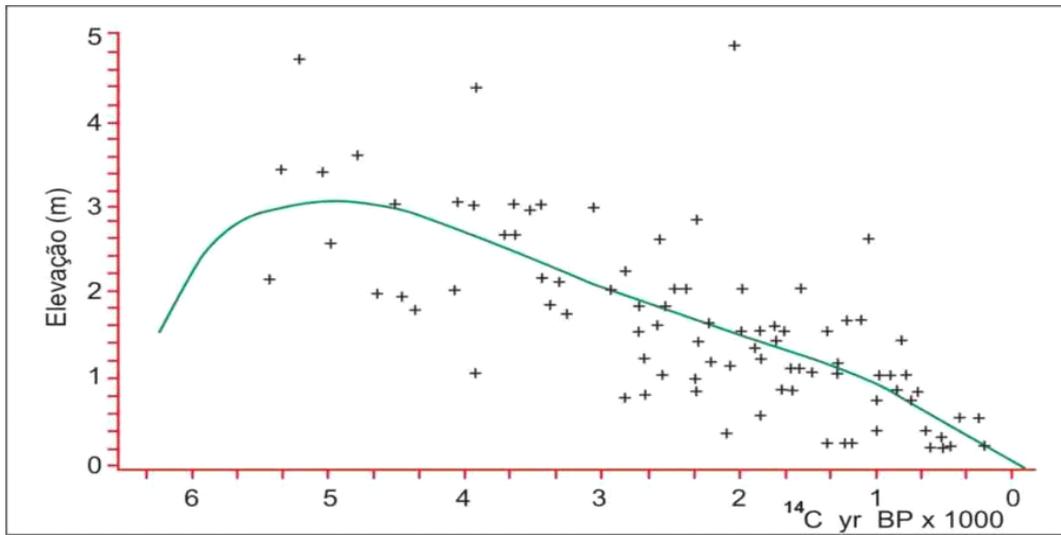


Figura 4. Curva relativa do nível médio do mar construída por Angulo & Lessa (1997). Esta curva foi elaborada apenas com datações de vermetídeos.

Mabesoone & Rolim (1973) consideram os arenitos como evidências das fases de elevação do nível do mar, onde cada fase de subida menor do mar constituía uma linha de arenito de praia submersa por transgressões plio-pleistocênicas. Suguio (1999) analisa que o estudo detalhado da granulometria e das estruturas sedimentares primárias dessas rochas pode fornecer indicações sobre os ambientes praias onde foram sedimentadas e, desta maneira, definir com precisão de cerca de 50 cm, a posição do nível médio do mar por ocasião da sua deposição.

Bezerra et al. (2003) estabeleceram a história do nível do mar na costa do Rio Grande do Norte, com base em 48 datações pelo método de radiocarbono, usando o modelo relativo de mudança do nível médio

do mar. As datações foram realizadas em amostras de conchas de moluscos, depósitos de turfas, recifes de coral, vermetídeos incrustados nos arenitos de praia e planícies de maré. A curva do nível do mar para essa região apresenta uma ascensão relativamente rápida, ficando entre 7.100 - 5.800 anos cal. AP, mantendo-se estável até aproximadamente os 5.000 anos cal. AP, com elevação em torno de 2.5 - 4.0 m, o que ocasionou um recuo do litoral na região. O nível do mar baixou imediatamente e elevou-se outra vez há 2.100 - 1.100 anos cal. AP, tendo por resultado um segundo recuo do litoral no Holoceno.

Com o propósito de comparar com curvas de nível médio do mar existentes, Bezerra et al. (2003) sobrepuseram a curva envelope da área em estudo com a curva

relativa do nível do mar para a costa central brasileira elaborado por Bittencourt et al. (1979) e Suguio et al. (1985) e ainda com a predição glácio-isostática gerada pelo modelo global do nível do mar de Peltier (1998). Com base na sobreposição, foi possível constatar que há discrepâncias notáveis entre a curva para a costa central do Brasil e a curva envelope do Rio Grande do Norte (Figura 5a). Bezerra et al. (2003) observaram ainda que a curva glácio-isostática de Peltier (1998) cai quase inteiramente dentro da curva envelope para a área do estudo. Contudo, entre 2.100 anos cal. AP e 1.100 anos cal. AP, ocorre uma queda na predição glácio-isostática de Peltier

(1998), que não é observada na curva para a costa do litoral do Rio Grande do Norte (Figura 5b).

Mediante a comparação entre a curva relativa do nível do mar para a costa central brasileira e a predição glácio-isostática, Bezerra et al. (2003) concluíram que os eventos locais contribuíram para as mudanças do nível do mar. Fatores como tectonismo ou padrões de ondas e de ventos dificultam a generalização para o registro do nível do mar. Desse modo, os autores sugerem que as curvas do nível do mar construídas para a costa brasileira são confiáveis apenas no âmbito regional ou mesmo local.

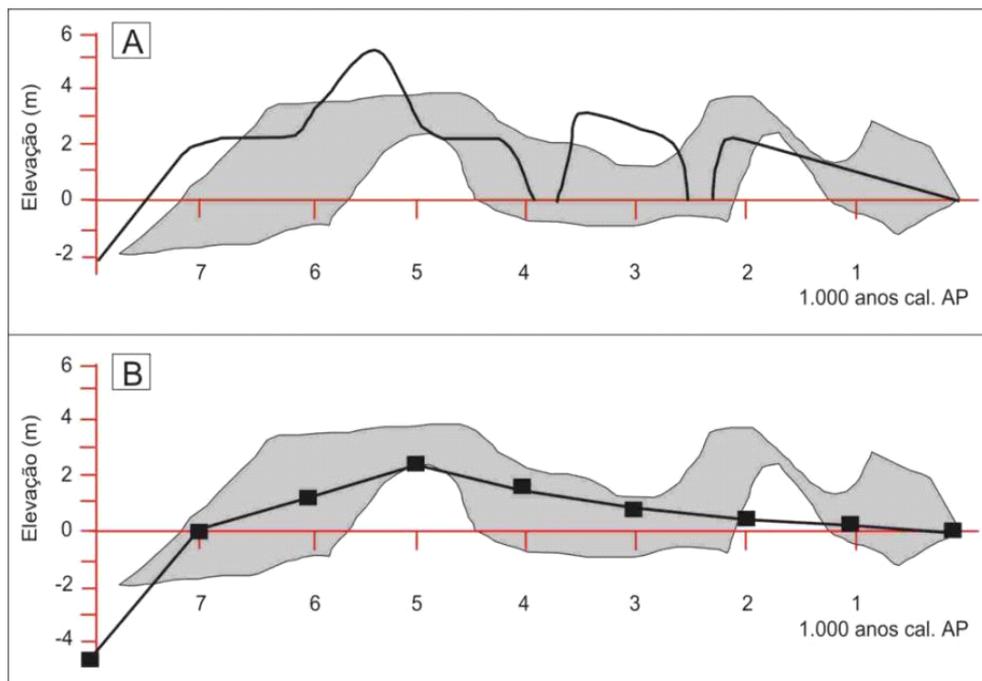


Figura 5. Sobreposição da curva do nível do mar elaborado por Bezerra et al. (2003), com (A) a curva relativa do nível do mar para a costa central do Brasil de Bittencourt et al. (1979) e de Suguio et al. (1985) e (B) a predição glácio-isostática de Peltier (1998).

Barreto et al. (2004) também utilizaram conchas do arcabouço dos arenitos de praia, como indicadores de variação do nível do mar no litoral do Rio Grande do

Norte. As datações neste estudo revelaram idades que variam do Meso-Holoceno até o presente. Os corpos mais extensos apresentam idades mais antigas, isto é, entre 7.400 –

5.600 anos cal. A.P. e o outro grupo varia entre 5.310 – 4.380 anos cal. A.P. Os autores concluíram que a altura do paleonível marinho pode representar o momento de desaceleração da subida do nível relativo do mar.

Caldas et al. (2006) e Stattegger et al. (2006) apresentaram uma nova curva do nível do mar, a partir de conchas em arenitos de praia e planícies de maré, na costa do Rio Grande do Norte. Os resultados das datações em arenitos de praia na zona intermaré indicaram que o nível médio do mar estava há 1,3 m acima do atual durante os 5.900 anos A.P.

Para o Estado de Pernambuco, Dominguez et al. (1990) apresentaram 18 datações pelo método C^{14} , realizadas em depósitos paleolagunares, arenitos de praia, corais, algas coralinas e incrustações de vermetídeos. Os resultados apontaram dois

grandes episódios transgressivos quaternários. O primeiro, pleistocênico, com um máximo atingido há 120.000 anos A.P., sendo representado por terraços marinhos com alturas de 7 a 11 m acima da preamar atual e, o segundo, holocênico, com máximo de 5.000 anos A.P. Assim, como outras áreas da costa do Brasil, os autores sugerem ter havido na costa de Pernambuco, de uma maneira geral, uma gradativa descida do nível do mar, nos últimos 5.000 mil anos A. P., até o presente.

O modelo proposto por Milne et al. (2005) para o litoral de Pernambuco a partir de compilações no estudo de Dominguez et al. (1990) e Van Andel e Laborel (1964), ambos com datações em praias do município de Cabo de Santo Agostinho, apresenta, em geral, uma queda relativa no nível do mar, que é bem representada a partir de 7.000 anos A.P. (Figura 6).

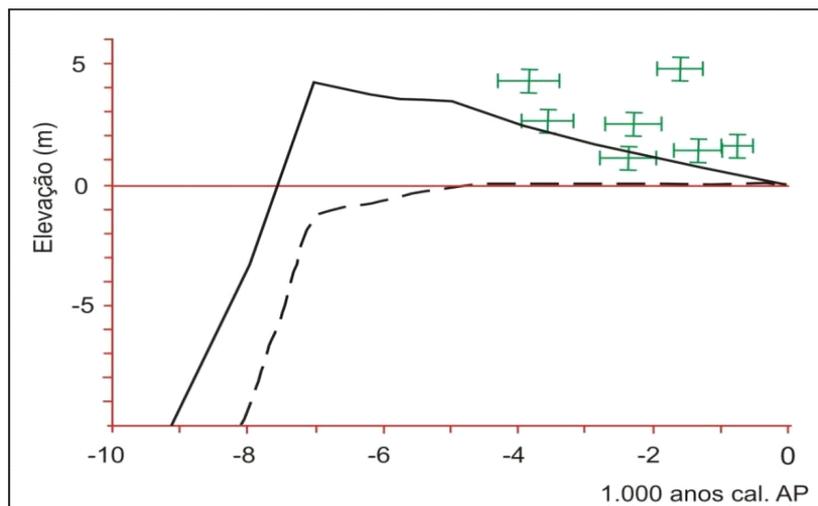


Figura 6. Curva do nível do mar elaborado para a costa de Pernambuco, utilizando datações no Município de Cabo de Santo Agostinho. Modelo de predição (linha sólida) é baseado no modelo descrito por Milne et al. (2005); a linha tracejada mostra a predição glácio-isostática e os pontos em verde são as idades compiladas de Dominguez et al. (1990) e Van Andel e Laborel (1964).

6. Considerações Finais

No litoral do Nordeste do Brasil, os arenitos de praia ou beachrocks, são registros significativos da sedimentação holocênica. Branner (1904) publicou um dos primeiros trabalhos referentes aos beachrocks do Nordeste, sendo considerado um marco nos estudos mais detalhados desses corpos. Segundo este autor, “não existe fenômeno mais notável na costa nordestina do que os recifes rochosos”.

Observaram-se de modo geral algumas características que possibilitam a formação de arenitos de praia no nordeste brasileiro, tais como: supersaturação de CaCO_3 , temperatura da água elevada, regime mesomaré que gera um ciclo de ambiente seco e úmido e que favorece a precipitação de carbonato de cálcio. De acordo com Scoffin (1970), a evaporação da água do mar é o principal agente de cimentação dos arenitos de praia.

Do ponto de vista geomorfológico, estes arenitos de praia constituem um importante agente de proteção contra a erosão marinha, uma vez que dissipam a energia das ondas, e possibilitam o aprisionamento de sedimentos na zona de estirâncio. Além disso, a disposição contínua dessas rochas serve como um sistema de proteção natural à costa. Portanto, o estudo dessas rochas, usualmente desenvolvidos através de inúmeras técnicas (sensoriamento remoto, petrografia microscópica, datação por C^{14} , entre outras), constitui uma ferramenta eficaz na compreensão da atual morfologia costeira,

uma vez que possibilita a interpretação de paleoambientes, a determinação de paleoníveis marinhos e o entendimento da evolução costeira no Holoceno.

7. Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq e a CAPES/DAAD pela bolsa de pesquisa concedida ao primeiro autor. Ao financiamento da FINEP através do Projeto Monitoramento Ambiental - Avaliação dos processos de erosão costeira nos municípios de Paulista, Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes.

8. Referências

- Alexandersson, T. (1972). Intergranular growth of marine aragonite and Mg calcite: evidence of precipitation from supersaturated sea-water. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, p. 441-460.
- Aliotta, S.; Spagnuolo, J.O.; Farinati, E.A., (2009). Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências*, v. 36, p. 107-116.
- Amieux, P.; Bernier, P.; Dalongeville, R.; Medwecki, V., (1989). Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. *Sedimentary Geology*, v. 65, p. 261-272.
- Andrade, G.O. (1955). Itamaracá: contribuição para o estudo geomorfológico da

costa pernambucana. Ofic. Est. Pernambuco, Recife, 84 p.

Angulo, R.J.; Lessa, G.L. (1997). The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions, *Marine Geology*, 140: 141-166.

Araújo, T.C.M.; Seane, J.C.S.; Coutinho, P.N. (2004). Geomorfologia da plataforma continental de Pernambuco. In: Leça, E.E.; Neumann-Leitão, S.; Costa, M.F. *Oceanografia: um cenário tropical*, Recife, Bagaço, pp. 39-57.

Barreto A.M.F.; Suguio, K.; Bezerra, F.H.R. (2004). Geologia e geomorfologia do Quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 4, p. 1-12.

Beier, J. A. (1985). Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55, p. 755-761.

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. S., Vita-Finzi, C. *Coastal Tectonics*. Geological Society, Special Publications, v. 146, p. 279-293.

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*, v. 196, p. 73-89.

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*, v. 42, p. 319-332.

Bigarella, J.J. (1975). Reef sandstones from Northeastern Brazil (a survey on sedimentary structures). In: *Simpósio Internacional sobre o Quaternário*, 1, Academia Brasileira de Ciências, Anais, p. 395-410.

Bittencourt, A.C.S.; Martin, L.; Vilas-Boas; G.S., Flexor, J.M. (1979). Quaternary marine formations of the state of Bahia (Brazil). *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedings*, p. 232-253.

Branner, J.C. (1904). The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations with a chapter of the coral reefs. *Harvard Coll. Mus. Comp. Zool. Bull.*, v. 44, p. 1-285.

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*, v. 228, p. 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). *Marine Geology*, v. 197, p. 75–93.

- Cooray, P.G. (1968). A Note on the occurrence of beachrock along the West Coast of Ceylon. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 38, p. 650–654.
- Coutinho, P. N.; Farias, C. C. (1979). Contribuição à origem dos recifes do Nordeste. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 9, Anais, p. 236-240.
- Davies, P.J.; Kinsey, D.W., (1973). Organic and inorganic factors in recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 59–81.
- Darwin, C. (1841). On a remarkable bar of sandstone of Pernambuco on the coast of Brazil. *Magazin & Journal Sciences*, London, p. 257-261.
- 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). *Géomorphologie*, v.1, p. 5-17.
- Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.S.P.; Leão, Z.A.N., (1990). Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20, p. 208-215.
- El-Sayed. M. K. (1988). Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology*, v. 80, p. 29-35.
- Erginal, A.E.; Kiyak, N.G.; Bozcu, M.; Ertek, A.; Gungüneş, H.; Sungur, A.; Turker, G. (2008). On the origin and age of the Arıburnu Beachrock, Gelibolu Peninsula, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 803-819.
- Ferreira, Y.A. (1969). Recifes de arenito de Salvador, Bahia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 41, p. 542-548.
- Ferreira Jr, A. V.; Araújo, T. C. M.; Vieira, M. M.; Newmann, V. H.; Gregório, M. N. (2011). Petrologia dos arenitos de praia (*beachrocks*) na costa central de Pernambuco. *São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 30, n. 4 (No prelo).
- Folk, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geology*, v. 43, p. 1-38.
- Font, Y.; Calvet, F. (1997). Beachrocks holocenos de la Isla de la Reunión, Océano Índico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, v. 22, p. 81-102.
- Friedman, G.M. (1998). Rapidity of marine carbonate cementation – implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy: perspective. *Sedimentary Geology*, v. 119, p. 1-4.
- Ginsburg, R.N.; James, N.P. (1953). Beach rock in South Florida. *J. Sedimentary Petrology*, v. 23, p. 85-92.
- Gischler, E.; Lomando, A.J., (1997).

Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sedimentary Geology*, v. 110, p. 277-297.

Guerra, N.C.; Kiang, C.F.; Sial, A.N. (2005). Carbonate cements in contemporaneous beachrocks, Jaguaribe beach, Itamaracá island, northeastern Brazil: petrographic, geochemical and isotopic aspects. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 77(2), p. 343-352.

Hanor, J.S. (1978). Precipitation of beach rock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂ degassing. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, p. 489-502.

Holail, H.; Rashed, M. (1992). Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and Red Sea Coasts of Egypt. *Marine Geology*, v. 106, p. 141-148.

Hopley, D. (1986). Beachrock as a sea-level indicator. In: PLASSCHE, O. (Ed.) *Sea level research: A manual for collection and evaluation of data*. Geo books, Norwich, pp. 157- 173.

Jones, B.; Rossen, M.R.; Renault, R.W. (1997). Silica-cemented beachrock from lake Taupo, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 805-814.

Kindler, P.; Bain, R.J. (1993). Submerged upper Holocene beachrock on San Salvador island, Bahamas: implications for recent sea level history. *Geologische Rundschau*, v. 82, p. 241-247.

Kneale, D.; Viles, H.A. (2000). Beach cement: incipient CaCO₃- cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology*, v. 132, p. 165-170.

Komar, P.D. (1976). *Beach process and sedimentation*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 417p.

Longman, M.W. (1980). Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic Environments. *AAPG Bulletin*, v. 64, p. 461-487.

Mabesoone, J.M. (1964). Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). *Journal Sedimentary Petrology*, v. 34, p. 715-726.

Mabesoone, J.M.; Rolim, J.L. (1973). Quaternário no nordeste oriental brasileiro. *Estudos Sedimentológicos - UFRN*, v. 3/4, p. 89-130.

Martin, L.; Bittencourt, A.S.P.; Vilas Boas, G.S. (1982). Primeira ocorrência de corais pleistocênios da costa brasileira - datação do máximo da penúltima transgressão. *Revista Ciências da Terra*, v. 3, p. 16-17.

Martin, L.; Dominguez, J.L.M.; Bittencourt, A.S.P. (2003). Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, v. 19, p. 101-124.

- Maxwell, W.G.H. (1962). Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Barrier Reef. *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 8, p. 217–238.
- Meyers, J.H. (1987). Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite-Maui, Hawaii. *Journal of Sedimentary Petrology*, v, 57, p. 558–570.
- Michelli, M. (2008). Sea-level changes, coastal evolution and paleoceanography of coastal waters in SE - Vietnam since the mid – Holocene. Christian Albrechts Universität, Kiel, 152 p.
- Milliman, J. D. (1974). *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Milne, G.A.; Long, A.J.; Bassett, S.E. (2005). Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 1183-1202.
- Moore, C.H. (1973). Intertidal carbonate cimentation, Grand Cayman, West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, v, 43, p. 591-602.
- Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Albardeiro, L.; Boski, T.; Rodrigues, A.L.; Tareco, H. (2007). Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*, v. 237, p. 127-142.
- Morais, J. O. (1967). Contribuição ao estudo dos “Beachrocks” do nordeste do Brasil. Laboratório de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará. *Trabalhos Oceanográficos*, Univ. Fed. Pernambuco, v. 9, p. 79-94.
- Muehe, D.; Ignara, S. (1984). Arenito de praia submerso em frente à praia de Itaipuaçu - RJ. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, p. 341-348.
- Neumeier, U. (1999). Experimental modelling of beachrock cementation under microbial influence. *Sedimentary Geology*, v. 126, p. 35-46.
- Omoto, K., (2001). Radiocarbon ages of beach rocks and Late Holocene sea-level changes in the southern part of the Nansei Islands, Southwest of Japan. *Radiocarbon*, v. 43, p. 887-898.
- Peltier, W. R. (1998). Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: STEWART, I.; VITA-FINZI, C. *Coastal Tectonics*. Geological Society, Special Publications, v.146, p. 1-29.
- 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). *Sedimentary Geology*, v. 169, p. 93-105.
- Russell, R.J. (1959). Caribbean beachrock. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 3, p. 227-236.

- Russell, R.J. (1962). Origin of beachrock. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 6, p. 1-16.
- Scoffin, T.P. (1970). A conglomeratic beachrock in Bimini, Bahamas. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 756-758.
- Siesser, W.G. (1974). Relict and recent beachrock from southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull*, v. 85, p. 1849-1854.
- Spurgeon, D.; Davis, J.R. A.; Shinn, E.A. (2003). Formation of beach rock at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development. *Marine Geology*, v. 200, p. 19-29.
- Stattegger, K.; Caldas, L. H. O.; Vital, H. (2006). Holocene coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Journal Coastal Research*, v. 39, p. 151-156.
- Stoddart, D.R.; Cann, J.R. (1965). Nature and origin of beachrock. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 35, p. 243-247.
- Strasser, A., Davaud, E.; Jedoui, Y., (1989). Carbonate cement in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sedimentary Geology*, v. 62, p. 89-100.
- Strasser A.; Strohmenger C. (1997). Early diagenesis in Pleistocene coral reefs, southern Sinai, Egypt: response to tectonics, sea level and climate. *Sedimentology*, v. 44, p. 537-558.
- Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G., (1985). Flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geociências*, v. 15, p. 273-286.
- Suguio, K. (1999). *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo, Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 366 p.
- Thomas, P.J. (2009). Luminescence dating of Beachrock in the southeast coast of India-potential for Holocene shoreline reconstruction. *Journal of Coastal Research*, v. 25, p. 1-7.
- Turku, M.P. (1982). Beachrock on Pattaya Beach in southeastern Thailand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 26, p. 375-388.
- Turner, R. J., (1999). Morphodynamic relationship between beachrock exposure and littoral zone processes on the west coast of Puerto Rico. Chapel Hill, University of North Carolina. 395p.
- Van Andel, T. H.; Laborel, J. (1964). Recent high relative sea level stand near Recife, Brasil. *Science*, v. 145, p. 580 -581.
- Vieira, M.M.; De Ros, L.F. (2006). Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern

Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 192, p. 207-230.

Vieira, M.M.; De Ros, L.M.; Bezerra, F.H.R. (2007). Lithofaciology and palaeoenvironmental analysis of Holocene beachrocks in northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 23, p. 1535-1548.

Vousdoukas, M.I.; Velegakis A.F.; Plomaritis, T.A. (2007). Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science*

Reviews, v. 85, p. 23-46.

Wagle, B.G. (1990). Beach Rocks of the Central West Coast of India. *Geo-Marine Letters*, v. 10, p. 111-115.

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. *Sedimentary Geology*, v. 126, p. 317-334.