



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

Caroline Adler Ralho Rodrigues dos Santos
**EOLIANITOS DE FERNANDO DE NORONHA:
PROCESSOS DEPOSICIONAIS E PÓS-DEPOSICIONAIS**
Dissertação de Mestrado

Recife
(2002)

CAROLINE ADLER RALHO RODRIGUES DOS SANTOS

Geóloga, Universidade Federal de Mato Grosso, 1999.

**EOLIANITOS DE FERNANDO DE NORONHA:
PROCESSOS DEPOSICIONAIS E PÓS-DEPOSICIONAIS**

Dissertação que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Eldemar de Albuquerque Menor, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE, PE

2002

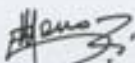
“Existem homens para quem o inatingível tem uma atenção toda especial”. Em geral não são especialistas: têm ambições e fantasias fortes o bastante para afastar quaisquer dúvidas que homens mais cautelosos porventura pudessem ter. Determinação é sua grande arma. Na melhor das hipóteses, são considerados excêntricos; na pior, são tomados por “loucos”.

Walt Unworthy Everest

**EOLIANITOS DE FERNANDO DE NORONHA: PROCESSOS DEPOSICIONAIS
E PÓS-DEPOSICIONAIS**

CAROLINE ADLER RALHO RODRIGUES DOS SANTOS

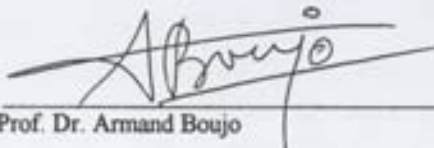
Aprovada:



Prof. Dr. Eldemar de Albuquerque Menor (orientador) 16/12/2002



Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann 16/12/2002



Prof. Dr. Armand Boujo 16/12/2002

AGRADECIMENTOS

Agradeço a UFPE – Programa de Pós-Graduação em Geociências e a toda a sua infraestrutura no desenvolvimento desta dissertação.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro para a execução desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Eldemar de Albuquerque Menor, pela amizade, conhecimento e orientação que levaram a realização desta pesquisa de grande importância para a minha vida acadêmica.

Ao Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann (*cinquinho*), pela paciência, orientação e incentivo.

Ao Prof. Dr. Armand Boujo (USP), pelo apoio técnico e financeiro, imprescindível na realização deste trabalho.

A Profa. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença, pelo apoio técnico e financeiro.

Ao Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial, por me guiar no caminho da pesquisa científica e sobre tudo pelo apoio e amizade nas difíceis decisões profissionais.

A Profa. Dra. Valderez P. Ferreira, pela ajuda na interpretação das análises isotópicas.

A secretária da Pós-Graduação – UFPE, Walmisa por sua amizade, paciência e orientação.

Agradeço aos colegas da Pós-Graduação pela amizade adquirida durante a realização deste trabalho. Em especial a Danielle, Vitor Hugo (Cascão), Fabiana, Ana Cláudia e Marcos.

Agradeço a Clélia pelo apoio e amizade.

Ao amigo Rodrigo, por tudo o que já passamos juntos nesses anos de convivência.

Ao Henrique, pelo carinho, paciência e apoio durante a realização deste trabalho e acima de tudo, pelo companheirismo em todos os momentos. Em especial, agradeço a Ana, Karina, Érika e Pedro.

Aos meus pais por tudo o que sou e aprendi na vida, e ao meu irmão Thiago.

A todos que de uma forma ou de outra contribuíram para o alcance deste trabalho.

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais e irmão que sempre foram meu sustentáculo para que eu atingisse meus objetivos. E em especial dedico e agradeço a meu Pai (*in memorium*) por ser me incentivar e apoiar em todas decisões de minha vida.

Ao meu filho Raul

RESUMO

O Arquipélago de Fernando de Noronha está localizado na “Margem Continental Brasileira” e é hoje o que resta do alto de um grande vulcão oceânico extinto, com cerca de 60 km de diâmetro no topo, e cuja base repousa sobre o assoalho oceânico a uma profundidade aproximada de 4.000 m. Esta dissertação teve como objetivo principal a reconstituição dos processos geológicos que deram origem aos biocalcarenitos eólicos do Arquipélago de Fernando de Noronha. Os locais escolhidos para o desenvolvimento dessa pesquisa foram: a Ponta das Caracas, Ilhota Chapéu de Sueste e Atalaia por apresentarem depósitos expressivos de calcarenitos. Os resultados foram obtidos através das análises integradas de observações de campo, seções delgadas, difratometria de Raios X (DRX), isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e datações C^{14} . As seqüências carbonáticas exibem estruturas sedimentares tipicamente eólicas em todos os perfis estudados. Estratificações cruzadas de grande porte, ausência de vegetação e clastos com bom arredondamento e seleção caracterizam esses eolianitos como sendo paleodunas. Nas seções delgadas os bioclastos marinhos, bem selecionados, dominam amplamente caracterizando essas rochas, segundo Folk (1962) como bioesparito bem selecionado. A DRX confirma a exclusiva presença de *low Mg-calcite* na fração carbonática, ilmenita e magnetita como principais acessórios, e a não detecção de quartzo. Valores persistentemente negativos de δO^{18} e δC^{13} , observados em todos os perfis, apontam processos diagenéticos tardios conduzidos por influência meteórica vadosa. As idades C^{14} (rocha total), que se distribuem entre 42.000 a 22.000 BP, conforme a sucessão estratigráfica, expressam idades mínimas, por incluírem grãos bioclásticos e a cimentação diagenética mais tardia. O conjunto de resultados confirma que esses biomicritos correspondem a eolianitos na concepção de Sayles, ou seja, rochas que foram transportadas e depositadas pelo vento, com características típicas de paleodunas. A extensa formação de dunas em amplas áreas de antepraia, e a diagênese em condições supratidais, são compatíveis com a acentuada regressão marinha e exposição da plataforma insular, durante o Wisconsiniano.



ABSTRACT

The biomicritic eolianites located at the Ponta das Caracas, Ilhota Chapéu de Sueste and Atalaia localities of the Fernando de Noronha Island, Brazilian continental margin; were analyzed in order to determine their provenance, their sedimentary and depositional processes, the diagenetic events that affected them and their depositional age. Sedimentary sequences transect generally present sedimentary structures typical of eolic environments. Cross-bedded stratification, absence of vegetation, as well as well-rounded and well-sorted clasts, were identified as the most common faciological features, leading to interpretation that the sequences mostly represents paleodunes deposits, whose principal source area were the shore-face environments above which they mainly were deposited. Five thin-sectioned samples were analyzed in order to determinate depositional and post-depositional (diagenetic) characteristics. Well-sorted marine bioclasts, classified as biosparites, amply characterize the paleodunes sandstones. The original porosities were filled by acicular and spatic cement, representing the main diagenetic feature of the sandstone identified in thin-sections, by using standard petrography microscope. X-ray diffractometry analysis of the carbonate fraction allowed to the identification of three different principal mineralogical specimens, representing Low-Mg calcite, Ilmenite and magnetite. Total rock ^{14}C analysis provided minimum ages for the sedimentation of the eolianitos between 42 and 22 ka. Negative $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values were observed in every stratigraphic section. The negative $\delta^{18}\text{O}$ values were interpreted as being the result of late diagenetic processes, driven by the influence of meteoric action in the vadose zone. Meanwhile, the negative $\delta^{13}\text{C}$ were interpreted as typical of the geochemistry that domain the deposition of calcarenites.

◇◇◇◇◇

SUMÁRIO

<i>DEDICATÓRIA</i>	<i>i</i>
<i>RESUMO</i>	<i>ii</i>
<i>ABSTRACT</i>	<i>iii</i>
<i>LISTA DE FIGURAS</i>	<i>vii</i>
<i>LISTA DE FOTOGRAFIA</i>	<i>viii</i>
<i>LISTA DE TABELAS</i>	<i>ix</i>
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL	1
1.1 – Apresentação	1
1.2 – Localização da área	2
1.3 – Objetivos e Justificativas	3
1.4 – Trabalhos anteriores	3
1.5 – Aspectos Fisiográficos	5
1.5.1 – Clima.....	5
1.5.2 – Temperatura.....	5
1.5.3 – Precipitação.....	5
1.5.4 – Vegetação.....	6
CAPÍTULO 2 – MÉTODO DE ESTUDO	7
CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA	9
3.1 – Introdução	9
3.2 – Rochas Vulcânicas	12
3.2.1 – Formação Remédios.....	13
3.2.2 – Formação Quixaba.....	13
3.3 – Rochas Sedimentares	13
3.3.1 – Sedimentos Antigos.....	13
3.3.1.1 – Arenito Caracas (Almeida, 1955)	13
3.3.1.2 – Calcários Marinhos.....	15
3.3.1.3 – Depósitos Psefíticos de Terraços.....	15
3.3.1.4 – Depósitos Fluviais.....	15
3.3.2 – Sedimentos Modernos.....	16
3.3.2.1 – Depósitos de Praia.....	16
3.3.2.2 – Depósitos de Talude	16
3.3.2.3 – Dunas Ativas.....	16

3.3.2.4 – Recifes de <i>Lithothamnium</i>	16
3.3.2.5 – Fosfatos Zoógenos.....	16
CAPÍTULO 4 – ROCHAS CARBONÁTICAS.....	18
4.1 - Apresentação.....	18
4.2 – Classificação das Rochas Carbonáticas.....	18
CAPÍTULO 5 - DIAGÊNESE.....	22
5.1 – Conceito de Diagênese.....	22
5.2 – Estádios Diagenéticos.....	22
5.2.1 – Estádios Diagenéticos segundo Fairbridge (1967).....	22
5.2.2 – Estádios Diagenéticos de Choquette e Pray (1970).....	24
5.3 – Processos Diagenéticos.....	26
5.3.1 - Cimentação.....	26
5.3.2 - Neomorfismo.....	26
5.3.3 - Dissolução.....	27
5.4 – Ambientes Diagenéticos.....	27
5.4.1 – Ambiente diagenético marinho.....	27
5.4.2 – Ambiente diagenético meteórico.....	28
5.4.3 – Ambiente diagenético de soterramento.....	31
CAPÍTULO 6 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	32
6.1 - Eolianitos.....	32
6.1.1 - Generalidades.....	32
6.1.2 – Trabalhos Relacionados aos eolianitos de Fernando de Noronha.....	32
6.1.3 – Processos e Ambiente de Formação.....	32
6.1.4 – Idade dos eolianitos de Fernando de Noronha.....	33
6.2 – Análise Petrográfica.	34
6.3 – Difractometria de Raios X (DRX)	34
6.4 – Análise Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$)	40
6.5 – Análise Geocronológica (^{14}C)	40
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES.....	41
CAPÍTULO 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização do Arquipélago de Fernando de Noronha.....	2
Figura 2 – Mapa geológico do Arquipélago de Fernando de Noronha (Almeida 1955) .	11
Figura 3 – Estádios Diagenéticos de Fairbridge (1967).....	23
Figura 4 – Estádios Diagenéticos de Choquette e Pray (1970).....	25
Figura 5 – Zona meteórica vadosa (Longmann, 1981).....	29
Figura 6 – Zona meteórica freática (Longmann, 1981).....	30

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 1 – Ponta das Caracas. Onde há maior ocorrência do arenito Caracas na ilha, ao fundo na parte central da foto.....	14
Foto 2 – Vista da Ilhota Chapéu de Sueste na Baía de Sueste, onde ocorrem exposições do arenito Caracas.....	14
Foto 3 – Detalhe do calcarenito da Baía de Sueste. Estratificação cruzada de grande porte.....	15
Foto 4 – Paredão Ponta das Caracas (Baía de Sueste). Corresponde a subsequência A, de onde foram coletadas as primeiras amostras.....	35
Foto 5 – Paredão de 15,0 m na Ponta das Caracas, onde foi realizada parte da coleta de amostras durante a maré baixa.....	36
Foto 6 – Alga coralínea com aspecto reticulado característico (FNS-8), aumento 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.....	37
Foto 7 – Foraminífero miliolídeo. Ponta das Caracas. (FNS-4) aumento 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.....	37
Foto 8 – Foraminífero do Pleistoceno (40.000 a 22.000 AP) (FNS-4) aumento 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.....	38
Foto 9 – Porosidade Intrapartícula e Interpartícula. (FNS-2). aumento 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.....	38
Foto 10 – Porosidades Interpartícula e Intarpartícula, visualizadas com nicóis cruzados. Lâmina FNS-2, com aumento de 10x. Ponta das Caracas – Baía de SuestE	39
Foto 11 – Alga Coralínea envolta por Cimento Isópaco a Acicular (CIA). Lâmina FNS-4, com aumento de 7 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste	39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação das rochas carbonáticas, segundo Dunham (1962).....	20
Tabela 2 - Classificação das rochas carbonáticas, segundo Folk (1962).....	21
Tabela 3 –Dados das análises isotópicas e das análises geocronológicas realizadas nos eolianitos da Baía de Sueste e da Praia de Atalaia no Arquipélago de Fernando de Noronha.....	41

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO GERAL

1.1– Apresentação

O Arquipélago de Fernando de Noronha foi uma das primeiras terras localizadas no novo mundo, devido sua posição estratégica. Está registrada em cartas náuticas de 1500 pelo cartógrafo espanhol Juan de la Costa, e em 1502 pelo português Alberto Cantino.

Segundo da Rocha em 1995, a descoberta da ilha é atribuída a Américo Vespúcio, participante da 2ª Expedição Exploradora das Costas Brasileiras, comandada por Gonçalo Coelho e financiada pelo fidalgo português Fernan de Loronha, cristão novo, grande arredantário da extração de pau-brasil, figura de muito prestígio na Europa daquela época.

Em 1504, a ilha foi doada em forma de capitania hereditária a Fernan de Loronha, dele herdando o nome. Fernando de Noronha foi invadida várias vezes pelos franceses em 1551, 1558, 1612 e 1736, pelos holandeses de 1629 a 1654 e pelos ingleses em 1534. Isso ocorreu devido ao desinteresse do donatário e por causa da localização privilegiada do arquipélago nas rotas de ligação Brasil-Europa.

A expulsão dos franceses em 1737 pelos portugueses, através da Capitania de Pernambuco, foi acompanhada da decisão de proteger e fortificar o arquipélago, construindo-se dez fortificações em local onde o desembarque fosse possível. O maior e mais importante, foi o Forte dos Remédios. A vila dos Remédios surgiu nessa época e o costume de usá-la como colônia correcional para presos comuns e eventualmente presos políticos.

No governo do presidente Getúlio Vargas em 1938, a ilha foi requisitada para nela instalar um presídio político. No ano de 1942, tornou-se território Federal, subordinado ao Exército até 1981, à Aeronáutica até 1986, ao Estado Maior das Forças Armadas – EMFA até 1988, quando o arquipélago foi reintegrado ao Estado de Pernambuco, por força da Constituinte.

Atualmente, Fernando de Noronha, é um Distrito Estadual do Estado de Pernambuco, dirigido por um administrador indicado pelo governo, referendado pela Assembléia Legislativa com aval da Assembléia Popular Noronhense.

Nos últimos anos, em decorrência de um Programa de Cooperação Técnica entre a UFPE e a Administração do Arquipélago de Fernando de Noronha, foram desenvolvidos projetos de pesquisa sob o domínio da Geologia, financiados pelo CNPq (coordenado pela Prof.dra. Lúcia Maria Mafra Valença – UFPE) pela FAPESP (coordenado pelo Prof.dr.

Armand Boujo-USP) e pela FACEPE (coordenado pelo Prof.dr. Eldemar de Albuquerque Menor). Com o apoio desses projetos, foi possível desenvolver uma investigação detalhada, entre outros assuntos, acerca dos calcarenitos de Fernando de Noronha.

1.2- Localização da área

A área de estudo está localizada no Atlântico Equatorial, nas coordenadas 03°54' de Latitude Sul e 32°25' de Longitude Oeste, distante aproximadamente 350 km de Natal-RN e 545 km de Recife-PE (Figura 1).

Fernando de Noronha é formado por uma ilha principal (que lhe empresta o nome) e por mais 20 ilhas ou ilhotas, ocupando uma área de 26 km², constituindo o topo de uma montanha submarina de origem vulcânica com 60km de diâmetro no sentido NNE-SSW, cuja base está a 4000m de profundidade.

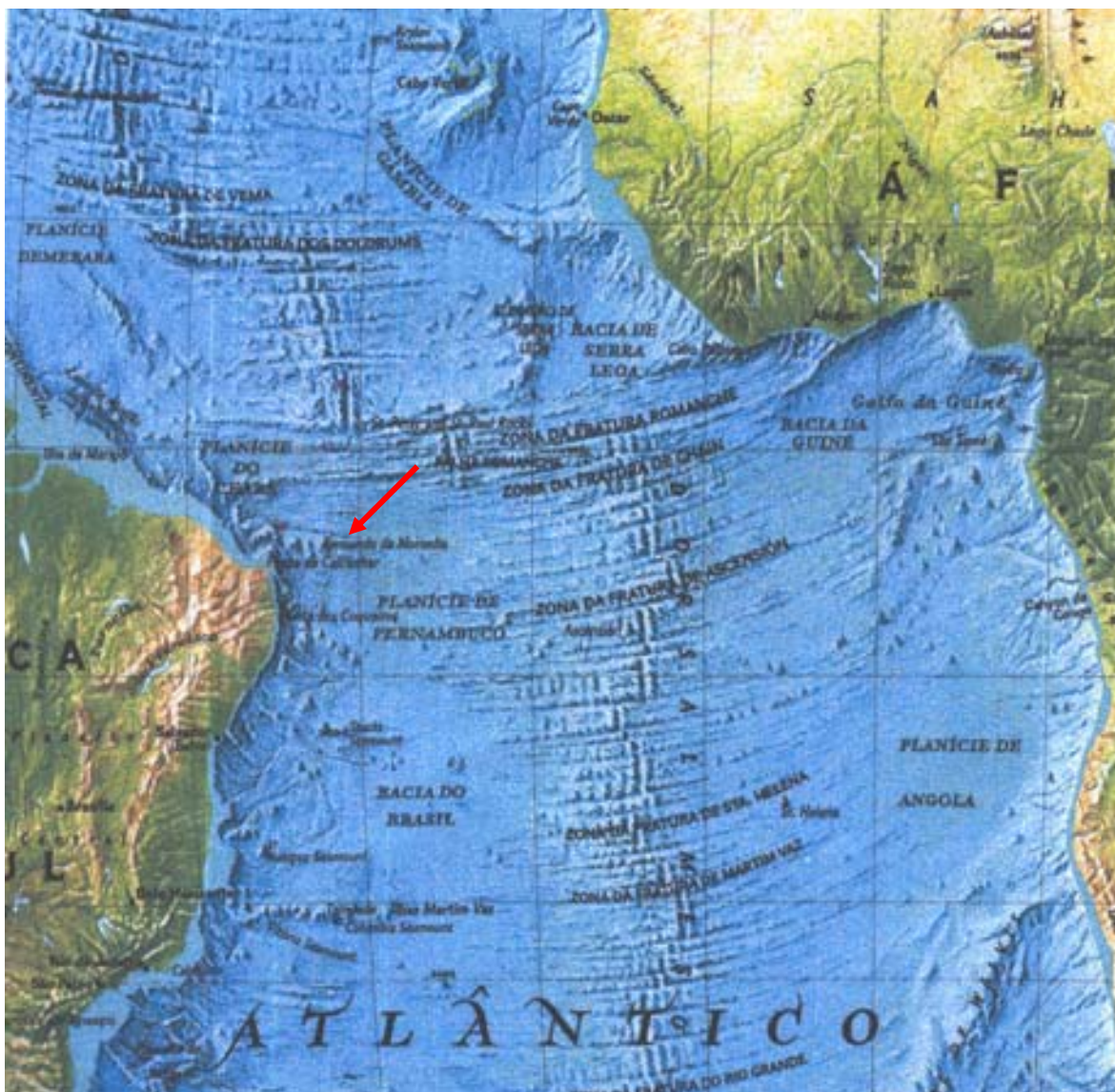


Figura 1 – Mapa de localização do Arquipélago de Fernando de Noronha.

1.3- Objetivos e justificativas

Este estudo tem como objetivo principal, a reconstituição dos processos geológicos que deram origem aos biocalcarenitos eólicos do Arquipélago de Fernando de Noronha.

A importância de se estudar os biocalcarenitos eólicos de Fernando de Noronha, se deve ao fato de que eles só foram estudados por Almeida (1955). Rochas dessa natureza são úteis para se identificar a história geológica de uma área insular vulcânica, até por que depósitos assim são muito difíceis de se encontrar em ilhas oceânicas. Ou seja, poucos depósitos sedimentares costumam ser preservado em ilhas vulcânicas oceânicas.

Os locais escolhidos para o desenvolvimento dessa pesquisa foram: a Ponta das Caracas, Ilhota Chapéu de Sueste e Atalaia por apresentarem depósitos mais expressivos de calcarenitos.

1.4 – Trabalhos anteriores

Embora sendo um dos menores arquipélagos do Atlântico equatorial, com área total não excedendo 18.4km², Fernando de Noronha oferece interesse petrológico entre as demais ilhas desse oceano, devido à numerosa variedade de rochas que aí se expõe à investigação. (Almeida, 1955).

O arquipélago é o que resta de um alto e vasto edifício vulcânico, cuja base encontra-se a 4000m de profundidade no assoalho oceânico. Tem cerca de 60km de diâmetro no sentido NNE-SSW. As ilhas ou ilhotas que fazem parte desse arquipélago elevam-se de uma rasa plataforma, com não mais que 4 ou 5km de largura.

Fernando de Noronha possui numerosos trabalhos e referências relacionado a sua geologia e petrografia, porém a maior parte, de interesse histórico. Em 1832 em sua célebre viagem do *Beagle*, Darwin provavelmente foi o primeiro a transmitir os conhecimentos geológicos dessa ilha ao mundo (Darwin, 1839 in Almeida, 1955).

Segundo Almeida (1955), a maior parte da bibliografia científica da ilha, data da 2ª metade do século XIX. Em 1873, a Expedição Challenger a visitou. Em 1876, foi a vez de John Casper Branner e quatro anos mais tarde a de Orville Derby interessado nos estudos de fosfatos da ilha Rata. Em 1887, teve lugar a expedição do British Museum. O material reunido pela expedição Challenger foi descrito por C. W. Giimbel (1880), e mais extensamente por A. Renard (1882 1886,1889). A coleção do British Museum foi realizada

pelo botânico H.N. Ridley (1890,1891) que deixou breve comunicado sobre a geologia e petrografia das ilhas, esta última baseada em estudos de T. Davis. G.T. Prior (1897), examinando-as mais tarde, nela reconheceu a presença de monchiquitos. Essas duas relações serviram de base para o estudo de W.C. Smith e C. Burri (1933), que constitui a mais completa descrição petrográfica do arquipélago.

Derby remeteu parte do material que recolheu em 1880, a Rosenbush, que em 1887 dele descreveu fonolito nefelinóide, nefelina basanita, nefelinito e augito. (Almeida, 1955). A. C. Gill (1888) e G.H. Williams (1889) *in* Almeida (1955), examinaram a coleção de Branner, descrevendo, traquitos, andesitos, fonolitos, limburgitos e augititos.

No século passado em 1947, a Divisão de Fomento da Produção Mineral do DNPM, enviou ao arquipélago o engenheiro Ernesto Pouchain para que estudasse as possibilidades geo-econômicas. Em 1948, foi apresentado um relatório por este engenheiro, o qual trazia novos e importantes conhecimentos sobre a jazida de fosfatos da ilha Rata.

Em 1955, a Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, publicou a monografia “Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha” (Almeida, F.F.M. de) cujo modelo estratigráfico ainda é utilizado nos dias atuais. Tal estratigrafia é composta por “um substrato de rochas piroclásticas depositadas em ambiente subaéreo cortado por eruptivas alcalinas e, após hiato, derrames de lavas ankaratríticas”.

Em 1970, Cordani, ao estudar a idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul, realizou datações com K/Ar em rocha total e mineral, que indicaram idades variando entre 21 e 01m a para as rochas vulcânicas da ilha.

Figueiredo Filho e Schwab (1988) *in* Rocha (1995), estudando a “Evolução Tectomagmática da Cadeia Marginal de Fernando de Noronha”, propõem que esta cadeia teve a sua evolução a partir de zonas de fraturas Mesozóicas, relacionadas à abertura do Atlântico Sul, passando depois para a cadeia marginal, com participação de plumas do manto no seu estágio final.

Figueiredo Filho *et al.* (1989) *in* Rocha (1995), baseado em parâmetros químicos, propuseram uma nova nomenclatura para as rochas vulcânicas de Fernando de Noronha, formadas por basanitos, nefelinitos, tefrito, fonotetritos e álcali-traquitos, propondo inclusive que o termo ankaratrítico fosse substituído por olivina-nefelenito.

Figueiredo *et al.* (1991) *in* Rocha (1995), efetuando datações em rochas vulcânicas de Fernando de Noronha, encontraram valores para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, entre 0.7073 e 0.7051, indicando uma natureza mantélica para o magma que gerou essas rochas.

1.5 - Aspectos Fisiográficos

1.5.1 - Clima

A partir do conhecimento da hidrologia continental, a relação clima-ilha é aceita como um axioma de que o balanço hídrico da atmosfera e superfície da terra está estreitamente relacionado.

O clima local de pequenas ilhas é inicialmente influenciado por sua localização, área, orientação, proximidade de áreas continentais e principalmente o efeito orográfico que afeta muito o gradiente de precipitação.

O clima de Fernando de Noronha, de acordo com a classificação de Köppen, é do tipo Aw com duas estações bem nítidas, coincidindo a úmida com os meses de março a maio e a seca de agosto a janeiro.

1.5.2 – Temperatura

A temperatura controla a mudança de fase da água, de vapor para líquido e sólido na atmosfera.

Segundo dados fornecidos pelo Serviço Meteorológico do Ministério da Agricultura, no período de 1961-1990, a temperatura anual média foi de 26,5°C, com uma média máxima mensal de 30,0°C em fevereiro, e uma mínima média mensal de 23,8°C em julho e agosto.

1.5.3 - Precipitação

O termo precipitação inclui toda forma de água depositada a partir da atmosfera sobre a superfície da Terra, incluindo chuva, neve, neblina e orvalho. A única forma de precipitação de água na ilha é a chuva.

A precipitação é o principal parâmetro de entrada no balanço hídrico em pequenas ilhas. Sua magnitude, distribuição espacial e temporal, tem uma decisiva influência sobre os recursos hídricos subterrâneos ou superficiais de uma ilha vulcânica.

As precipitações em Fernando de Noronha, no decorrer dos anos, mostram um padrão de distribuição muito irregular, apresentando uma variabilidade bem acentuada em relação à precipitação anual média, tendo atingido 1,89 mm em 1929, 1,98 mm em 1985, 0,36 mm em 1919 e 0,28 mm em 1990.

1.5.4 – Vegetação

Uma análise da vegetação atual da ilha permite concluir que as floras originais, representadas pela Mata Atlântica do tipo insular, foi profundamente modificada pela ocupação antrópica e pelo uso excessivo dos recursos vegetais.

Na área da Ponta da Sapata podemos encontrar ainda a vegetação remanescente da ilha, do tipo Atlântica, que é utilizada como área de nidificação pelas aves terrestres e marinhas.

Função do clima semi-árido predomina atualmente na ilha uma vegetação sub-xerófila, do tipo do Agreste Nordestino, que se despe inteiramente da folhagem na estação seca.

A manipulação sofrida, traduzida na retirada de madeiras, no desmatamento para uso agrícola e pecuário, e nas queimadas, além de reduzir a vegetação primitiva a pequenos testemunhos individualizados, condicionou o desequilíbrio ecológico existente. Este desequilíbrio tem seus efeitos mais evidentes traduzidos na proliferação de uma comunidade de plantas volúveis, denominadas coletivamente “Jitiranas” e na presença excessiva das principais espécies arbóreas endêmicas, como a “Gameleira” (*Ficus noronhae*) e a “Burra-Leiteira” (*Sapium sceleratum*). Atualmente a comunidade de “Jitiranas” se estende por toda a ilha, recobrando falésias, afogando árvores e revestindo planícies ocupadas pela vegetação herbácea arbustiva. (Rocha, 1995).

Ao longo das praias e nas dunas é encontrada a comunidade psamófila, com elementos vegetais idênticos das encontradas no litoral do continente.

Na Baía do Sueste localiza-se a única ocorrência de mangue em ilha oceânica do Atlântico Sul, ocupando uma área de 1.500 m².



CAPÍTULO 2 – MÉTODO DE ESTUDO

Para a execução do trabalho foram estabelecidas as seguintes etapas: levantamento bibliográfico, amostragem e estudo em campo, análises laboratoriais, e interpretação dos resultados.

Inicialmente foi efetuada.

O trabalho de campo correspondeu à amostragem dos eolianitos durante as marés baixas, que ocorrem em vários locais na ilha. Dentre esses foram selecionados os locais onde incluem os mais expressivos afloramentos: Ponta das Caracas, Chapéu de Sueste e Atalaia para a realização da pesquisa.

Em laboratório as amostras foram submetidas às análises: petrográfica, difratometria de raios – X (DRX), isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e datações C^{14} .

Para o estudo petrográfico, foram confeccionadas 15 seções delgadas com o objetivo de avaliar a morfologia do cimento e determinar a diagênese.

As análises difratométricas foram realizadas por meio de difratogramas RX (DRX) produzidas por um equipamento Rikagu do CTG-Deminas da UFPE. O método utilizado foi o do pó desorientado, operando-se com condições standard de registro: intensidade de corrente constante, filtro $\text{K}\alpha$ Cu, velocidade do goniômetro de $2\theta/\text{min.}$, E campo de varredura de 10 a 50θ . O pó das amostras (250 mesh) foi produzido sobre fração representativa da rocha-total, seguindo a homogeneização com quarteador Jones, e a retirada de uma alíquota de material suficiente para o registro DRX.

A composição dos isótopos estáveis de um elemento em uma amostra é uma expressão da razão da abundância do isótopo pesado em relação ao mais leve.

A composição do isótopo de oxigênio é dada pela razão $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ e a do isótopo de carbono pela razão $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$. Como a razão de abundância absoluta do raio do isótopo pesado é extremamente pequena em relação à do isótopo mais leve, para evitar que a precisão dessa medida não seja atingida, realiza-se uma comparação entre a amostra de composição isotópica particular denominada de padrão. Esta forma de expressar a composição isotópica é, atualmente, o modo utilizado em todas as avaliações de isótopos estáveis.

A composição isotópica de uma substância é expressa pela letra delta (δ) dada em per mil (‰) que é expressa como: $\delta = [(R_{\text{AMOSTRA}}/R_{\text{PADRÃO}}) - 1] \times 1000$, onde R é a razão entre os isótopos pesados e leves.

A diferença nas propriedades físicas e químicas entre os isótopos pode provocar uma variação gradual da partição dos isótopos entre diferentes substâncias. A razão isotópica entre duas substâncias A e B é definida como fator de fracionamento isotópico $\alpha_{AB} = R_A/R_B$. Os valores R_A e R_B são expressos também em termos de seus valores δ , o fator de fracionamento pode ser relacionado com estes valores pela seguinte expressão: $1000 \ln \alpha_{A-B} = \delta_A - \delta_B$.

Os isótopos de oxigênio e de carbono são medidos no gás CO_2 que é introduzido na fonte de ionização diretamente por um duto capilar. A passagem por este duto é acompanhada por efeito cinético de fracionamento. Por esta razão, a medida de uma amostra desconhecida pode ser realizada imediatamente quando se introduz um gás padrão de composição isotópica conhecida pelo mesmo duto no espectrômetro de massa.

Para o estudo isotópico do carbono em rochas carbonáticas, o padrão usualmente utilizado é o PDB (*Bellemitella americana* da formação cretácea *Peedee* da Carolina do Sul cujo padrão alternativo é o SMOW - *Standart Mean Ocean Water*- (Craig 1957).

$$\delta O^{18}_{V-SMOW} = 1.03091 x + 30.91; \text{ e } \delta O^{18}_{PDB} = 0.97002 x \delta O^{18}_{V-SMOW} x - 29.98.$$

As análises nas amostras foram feitas, seguindo os padrões descritos acima, no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) – UFPE, pela equipe do Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial. Para tal, foram feitos extração do pó das rochas para serem analisado, o que chamamos de rocha total, onde foram obtidos valores mínimos.

A análise geocronológica foi realizada no Centro de Estudos Nucleares para Agricultura (CENA) – USP, sob a supervisão do professor Luis Carlos Ruiz Pessenda.

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA

3.1 - Introdução

As ilhas vulcânicas são geralmente o topo de vulcões submarinos, os quais repousam sobre o piso oceânico. Como outras pequenas ilhas, são tipicamente de relevo alto, geralmente com centenas e às vezes milhares de metros de altitude, de ocorrência muito comum nos Oceanos Pacífico e Atlântico.

Muitas ilhas vulcânicas formam grandes arquipélagos, tais como Hawaii, no Oceano Pacífico, com cento e trinta e duas ilhas. O arco de ilhas do Mar do Caribe pode ser visto como uma cordilheira parcialmente submersa contendo em algumas áreas rochas ígneas, as quais estão sobrepostas por sedimentos cretáceos de origem marinha e vulcânica, e sedimentos recentes.

Segundo Rocha (1995), existe uma grande variedade de tipos de ilhas vulcânicas, dependendo do tipo de vulcanismo, idade, frequência das erupções e também da associação com outras formações sedimentares. Ele descreve as ilhas vulcânicas em dois grupos distintos: Tipo 1 e Tipo 2.

No primeiro grupo se inscrevem aquelas tipicamente oceânicas, que se elevam do fundo dos oceanos ou estão sobre trincheiras ou zonas de subducção das placas oceânicas. Costumam ser de natureza basáltica, embora existam períodos em que materiais mais ácidos, tais como fonolitos e traquitos, foram emitidos a partir da diferenciação química do magma. Lavas submarinas e materiais piroclásticos podem formar o embasamento, os quais são intensivamente alterados cortados por diques e metamorfoseados. À parte emersa da ilha é geralmente formada pela emissão subaérea de materiais piroclásticos, lavas e cinzas, assim como corpos intrusivos, tais como diques, sills, necks, etc. Variações do nível do mar podem ser muito importantes para a emersão e imersão dessas ilhas. Tais movimentos podem ser influenciados por atividades tectônicas geralmente associados com atividades vulcânicas, além de causas externas como as flutuações climáticas. Exemplos desses tipos de ilha são Hawaii, Micronésia, e Polinésia no Oceano Pacífico; Ilhas Canárias, Madeira, Cabo Verde, Açores e Fernando de Noronha, no Oceano Atlântico, e algumas ilhas do Mar do Caribe.

O segundo grupo engloba aquelas tipicamente associadas a cinturões de placas oceânicas de subducção, onde o material ácido muito viscoso é emitido geralmente de uma forma explosiva. Elas ocorrem em zonas de subducção, formando os conhecidos arcos de

ilhas. Os materiais vulcânicos predominantemente são andesitos e traquitos. Alguns exemplos são as ilhas do Mar do Sul da China, Japão, Filipinas, Aleluia e Martinica no Mar do Caribe.

Fernando de Noronha, que se inclui no primeiro grupo de ilhas vulcânicas constitui um dos menores arquipélagos do Oceano Atlântico. Agrupa uma grande variedade de rochas vulcânicas, constituindo-se num dos melhores exemplos de fracionamento magmático no Oceano Atlântico, onde a composição petrológica varia entre ultrabásica e intermediária. Está localizado na “Margem Continental Brasileira” e é hoje o que resta do alto de um grande vulcão oceânico extinto, com uma forma elipsoidal apresentando cerca de 60 km de diâmetro no topo, e cuja base repousa sobre o assoalho oceânico a uma profundidade aproximada de 4.000 m. Esse arquipélago faz parte da “Cadeia Marginal de Fernando de Noronha” que por sua vez faz parte de uma ramificação da Dorsal Médio-atlântica constituída por um alinhamento de elevações submarinas, cujo prolongamento em direção ao continente vai até a cidade de Fortaleza-CE.

Segundo Almeida, (1955), “Fernando de Noronha é um arquipélago vulcânico constituído por um substrato de rocha piroclásticas depositadas em ambiente subaéreo, atravessadas por grande variedade de eruptivas alcalinas que após um hiato foram recobertas por derrames de lavas basálticas alcalinas de dois tipos fundamentais”. Como sedimentos, ocorrem áreas reduzidas de depósitos litorâneos, eólicos e marinhos, pertencentes ao ciclo atual e a outros, posteriores a quaisquer manifestações de caráter vulcânico (Figura 2).

3.2 – Rochas Vulcânicas

As rochas vulcânicas estão agrupadas em duas formações: Formação Remédios, e Formação Quixaba (Almeida 1955).

3.2.1 – Formação Remédios

As rochas dessa formação são eruptivas intrusivas e leitos piroclásticos, constituindo as maiores elevações da área central da ilha e do planalto do qual se erguem. Ocorrem ao longo da costa nortes, limitando-se desde a península da praia da Biboca até a Praia do Boldró, próximo a foz do riacho do mesmo nome. Ao sul está constituída por todos os acidentes costeiros e litorâneo entre a borda oriental do Saco da Atalaia e a Baía do Sueste, onde seus afloramentos são interrompidos, para ressurgirem na Praia do Leão. Também pertence a ela tudo o que ocorre sob os derrames de ankaratrito na costa da Enseada da Caieira. Seus fonolitos sustentam algumas ilhas: Sela gineta, Conceição, dos Ovos, Cabeluda, da Viúva e do Leão.

As rochas piroclásticas são as mais antigas que se expõem na ilha, onde suas melhores exposições são encontradas na costa da Enseada da Caieira. Ainda merecem referências às exposições da Enseada do Abreu e das praias do Boldró e Cachorro. No planalto central ocorrem entre as grandes intrusões fonolíticas, mas raramente afloram. Apresentam coloração cinza, às vezes com leve tom esverdeado, estrutura granular mais ou menos grosseira, distinguindo-se: aglomerados, brechas, tufos, tufo-brechas, lapilli-tufos.

As rochas eruptivas da Formação Remédios estão constituídas basicamente pelos grandes corpos fonolíticos e traquíticos constituindo, sem, dúvida, as mais espetaculares feições estruturais de Fernando de Noronha. Ao microscópio, os fonolitos mostram-se quase inteiramente afaníticos, e macroscopicamente apresentam uma coloração cinza-esverdeada.

As grandes intrusões fonolíticas exibem seção subelíptica que se alonga na direção ESSE e estão representadas pelos Morros: PicoAtalaias Grandes, Boas Vista, do Meio, Forte Remédios, penínsulas da Conceição, Madeira, Gato, além das ilhas Sela Gineta, dos Ovos, Cabeluda, da Viúva e do Leão.

Os álcali-traquitos, embora menos volumosos que os fonolitos, constituem elementos conspícuos na paisagem, tanto por suas dimensões, como pela coloração creme claro. Ocorrem principalmente como espessos diques verticais com espessuras de alguns metros, na costa da Enseada da Caieira, Saco da Atalaia, Praia do Boldró e Baía do Sueste.

3.2.2 – Formação Quixaba

A Formação Quixaba é representada essencialmente por derrames ankaratríticos com vários metros de espessura, alternados com camadas de rocas piroclásticas. Ocorrem em duas áreas bem distintas no arquipélago. A primeira, na porção ocidental da ilha, configura todo o seu grande planalto, com altitudes de até 171m, com largura máxima no Planalto da Quixaba, e que vai se estreitando para Oeste até culminar na Península da Sapata, onde forma uma falésia com aproximadamente 80m de altura; a segunda constitui o planalto interior, entre as Praias do Cachorro e a Biboca a Norte, Atalaia a Sul, e toda terminação oriental da ilha, onde se destaca o Morro do Francês com 195,0m de altitude que superpõe diretamente ou separadas por intercalações de materiais piroclásticos. A rocha quando fresca é preta, alterando-se esferoidalmente e dando origem a solos castanhos, quando não se fragmenta em blocos irregulares, que tornam pedregosos os solos dos planaltos e formam espessos depósitos de talude nas faldas das escarpas.

Na Ilha Rata forma uma plataforma ankaratrítica parcialmente coberta por sedimentos quaternários, fato este também observado em pequenas ilhas, como a dos Dois Irmãos, também são constituídas por essas lavas.

A única rocha de composição não ankaratrítica observada na Formação Quixaba, é um dique de nefelinito que ocorre na falésia entre a Pontinha e a gruta do Capitão Kid. Sua espessura é variável, em torno de 1m, orientado N57°W e posicionado verticalmente.

3.3 – Rochas Sedimentares

Segundo Almeida (1955), as rochas sedimentares existentes em Fernando de Noronha representam 7,5% da área total do arquipélago. Foram originadas pela ação da erosão no vasto edifício vulcânico, sendo assim divididas em Sedimentos Antigos e Sedimentos Modernos.

3.3.1 – Sedimentos Antigos

Foram identificados conjuntos de sedimentos antigos originados em ciclos anteriores ao atual, provavelmente não mais antigo que o Pleistoceno, os quais se seguem:

3.3.1.1 – Arenito Caracas (Almeida, 1955).

Ocorre na Ponta das Caracas, que se situa na costa logo a Oeste da entrada da Baía do Sueste, onde cobrem uma área com cerca de 5ha. Desde o litoral do Saco da Atalaia até o sopé do morro homônimo, estende-se outra cobertura desses sedimentos (Foto 3). As maiores exposições desse arenito ocorrem sobre as ilhas Rata, do Meio e Raso, numa área total de

cerca de 38ha. Pequenas extensões ocorrem nas imediações do porto, ilha do Chapéu de Sueste, Chapéu do Nordeste e São José (Foto 4).

O calcarenito Caracas na ilha Rasa e do Meio apresenta espessura de 24m acima do nível do mar, enquanto que na Ilha Rata este valor sobe para 30m. Apresentam estratificações típicas de depósito eólico com inclinação original para SE, conforme se observa na ocorrência da Baía do Sueste e no Saco da Atalaia.

São rochas de coloração creme claro, textura granular fina, e nítida estratificação cruzada (Foto 5).



Foto 1 – Ponta das Caracas. Onde há a maior ocorrência do arenito Caracas na ilha, ao fundo na parte central e direita da foto.



Foto 2 – Vista da Ilhota Chapéu de Sueste na Baía de Sueste, onde ocorrem exposições do arenito Caracas.



Foto 3 – Detalhe do calcarenito da Baía de Sueste. Estratificação cruzada de grande porte.

3.3.1.2 – Calcários Marinhos

Segundo Almeida (1955), esse tipo de rocha ocorre nas proximidades do porto, coroando a falésia ankaratrítica. São constituídos por camadas horizontais com 5 a 6cm de maior espessura, maciças ou com uma laminação plano-paralela horizontal mal distinta, não excedendo 6m a espessura total do depósito.

Trata-se de um calcarenito fortemente consolidado por cimentação calcífera de granulação muito fina, e apresenta-se como uma coloração creme avermelhada.

3.3.1.3 – Depósitos Psefítico de Terraços

Em diversos locais da ilha existem nas falésias ou em suas proximidades, cascalhos e conglomerados constituídos por seixos bem arredondados e cimento calcário arenoso, em posições indicando serem depósitos de terraços marinhos.

Nesses depósitos ocorrem variações na quantidade, forma e tamanho dos seixos, onde nas ocorrências da Pontinha, arredores de Tamandaré e da Praia da Atalaia, são constituídos de ankaratrítos e de fonolitos, na extremidade ocidental da Praia do Cachorro.

3.3.1.4 – Depósitos Fluviais

Os poucos vales de Fernando de Noronha, não apresentam mais que reduzido entulhamento de cascalhos e conglomerados mal selecionados, transportados através dos processos de evolução das vertentes e movimentados pelo escoamento em regime torrencial.

Os únicos registros da existência de aluviões na ilha são no Córrego da Atalaia e o Riacho Maceió. Na parte baixa do Córrego da Atalaia, ocorre uma planície de inundação com área de aproximadamente 5ha. Segundo Beltrão (1974) *in* da Rocha (1995), um furo de trado aí realizado revelou uma seqüência tipicamente argilosa, alcançando a profundidade de 5m, sem atingir a rocha fresca.

A Cisagro (1990) *in* da Rocha (1995) realizou no Riacho Maceió, a jusante do Açude Xaréu, uma perfuração de poço tubular profundo (FN-40), onde as amostras de calha coletadas do intervalo de zero a 9m, são constituídas por material areno argiloso presupostamente de origem aluvionar.

3.3.2 – Sedimentos Modernos

Em relação à grandeza dos processos erosivos, os sedimentos modernos representam um pequeno papel, por serem derivados de processos atuais. Quanto aos depósitos submarinos, pouco se conhece sobre eles. Os sedimentos que estão em processo de acumulação nos dias de hoje são os seguintes:

3.3.2.1 – Depósitos de Praia

Pela falta de quartzo na ilha, os depósitos de praia de Fernando de Noronha são constituídos em sua maior parte por grãos carbonáticos. As areias possuem granulação média a fina, boa seleção incluindo uma força acessória de silicatos de rochas vulcânicas: augita, hornblenda, olivina e ortoclásio. Os sedimentos psefíticos estão quase sempre intimamente ligados às rochas aflorantes no litoral dentre elas principalmente fonolitos, ankaratritos, e traquitos. Os principais depósitos desse tipo ocorrem nas praias nas praias do Leão, Sueste, Conceição, Boldró, Bode, Cacimba do Padre e Sancho.

3.3.2.2 – Depósitos de Taludes

Esse tipo de depósito se forma em função da atuação da erosão diferencial nos grandes corpos vulcânicos expostos. Origina-se principalmente pela queda de volumosos blocos de rochas fonolíticas e ankaratríticas, fraturadas, sobretudo quando os derrames recobrem rochas pouco resistentes à erosão, hoje solapadas nas falésias.

3.3.2.3 – Dunas Ativas

Movidas pelos ventos alísios, este tipo de depósito de pequenas espessuras, ocorrem em diversos locais de Fernando de Noronha. Apresentam grande quantidade de grãos

carbonáticos, de origem marinha, procedentes das Praias do Leão, Sueste e Atalaia, enquanto que na Península de Santo Antônio são constituídos por sedimentos provenientes do arenito das Caracas.

As areias dessas dunas são geralmente bem selecionadas, de granulação fina, apresentando poucos vestígios de retrabalhamento eólico, em função do pequeno transporte a que foram submetidas.

3.3.2.4 – Recifes de *Lithothamnium*

Os recifes se desenvolvem caracteristicamente ao longo do litoral sul e oriental do arquipélago, formando estruturas franjadas e barreiras. São constituídas exclusivamente por algas calcárias, ativas, predominantemente do gênero *Lithothamnium* associadas com Melobésias, e abundantes estruturas formadas por vermes Polychaetae além de outros organismos marinhos (equinóides, alguns moluscos, etc).

A área desses sedimentos pode apresentar largura de 10m ou mais, e sua borda marítima termina em abruptas paredes com alguns metros de altura.

3.3.2.5 – Fosfatos Zoógenos

A principal ocorrência desses sedimentos está localizada na parte sul da Ilha Rata, onde o arenito Caracas se encontra substituído na sua maior parte superior por fosfatos hidratados, Colofanita e Vawelita.

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO 4 – ROCHAS CARBONÁTICAS

4.1- Apresentação

As rochas carbonáticas sempre merecem atenção especial por sua significação em termos de registro geológico, inclusive podem também ser tanto geradora como armazenadoras de petróleo. Como registro geológico podem incluir muitos fósseis que documentam a vida neste planeta. Podem incluir importantes reservas de hidrocarbonetos, e de depósitos metálicos, podendo ainda conter grandes reservas de águas subterrâneas. Constituem uma fonte muito diversificada para materiais de construção e para indústrias químicas. Por tudo isso, são rochas de grande interesse econômico.

Sob o ponto de vista científico, os carbonatos são especialmente importantes devido à diversidade de sua origem. Muitos calcários são biogênicos, e o entendimento dos fatores biológicos e paleobiológicos são importantes para a compreensão de sua formação. Devido apresentar uma mineralogia simples, características petrográficas e complexidade química, faz-se necessário o uso de técnicas sofisticadas para sua avaliação diagenética, sendo ainda necessário, o conhecimento dos depósitos carbonáticos no contexto da oceanografia como da limnologia. (Tucker & Wright 1990). Esses autores dizem ainda que os depósitos carbonáticos envolvem uma série de processos mais complexos do que outros tipos de sedimento. A análise da fácies carbonática tem sido fortemente dependente do estudo comparativo entre o passado e o presente, embora o presente não seja necessariamente a chave para o passado, conforme observações de depósitos carbonáticos recentes. A evolução de fatores biológicos e mudanças químicas dos oceanos têm variado através do tempo, afetando a composição dos calcários, potencial diagenético, e conseqüentemente a sua.

O ciclo climático sendo o principal responsável pelas mudanças ambientais e, por extensão, nas alterações das rochas carbonáticas, a existência destas está diretamente ligada às mudanças no nível do mar. Assim, qualquer alteração no nível dos mares, pode causar alteração na produção ou destruição de carbonatos. Por outro lado, qualquer alteração na temperatura, influencia a produção biogênica de modo que a produção de carbonatos é também fortemente dependente da profundidade.

Os eolianitos de Fernando de Noronha merecem atenção especial ao serem estudados. São rochas carbonáticas que foram depositadas em um território insular pela ação do vento e não pela ação hidrodinâmica das águas.

A diagênese, por se tratar de um conjunto de processos físico-químicos que afetam os sedimentos carbonáticos após a deposição, nos ajuda, a saber, quais foram as mudanças ocorridas ao longo do tempo, e que afetaram essas rochas. Tais mudanças indicarão o processo deposicional, bem como a natureza do ambiente em que foram depositadas.

4.2 - Classificação das Rochas Carbonáticas

Três classificações são usadas com ênfases diferentes.

A primeira classificação (Grabau 1904) é muito simples classifica os calcários com base no tamanho dos grãos; calcirudito (grãos > 2 mm), calcarenitos (grãos variando de 2 mm a 62 μ m) e calcilito (grãos < 62 μ m).

A segunda é a classificação de Folk (1962). Esta classificação é baseada principalmente na composição, onde se distinguem três componentes: os alóctones (partículas ou grãos), matrizes (micrítica) e cimento. Também ocorrem os calcários formados *in situ*, os biolitos, tais como os estromatólitos ou os recifes e os micritos.

A terceira classificação, de Dunham (1962), divide os calcários com base na sua textura. Como as texturas originais podem ser afetadas por modificações diagenéticas, deve-se ter muito cuidado para nomear rochas com base nesses conceitos.

Na literatura é mencionado que a quantidade de micrita, limo ou musgo em calcários refletem o grau de agitação do meio aquoso e tendem a ser depositado em lagoas calmas ou nas bordas externas das mesmas, mas também em águas agitadas do fundo dos mares e até mesmo em áreas plataformais. O aumento da agitação leva a redução do conteúdo dos micritos, distribuindo e circulando os grãos que se desenvolvem nas rochas. As interpretações têm que ser cuidadosas por que o limo ou musgos pode se acumular em ambientes de elevada energia, ou quando micróbios superficiais aceleram seu processo de sedimentação. A micrita pode ser precipitada como cimento durante a diagênese.

Segundo alguns autores como Tucker (1995), Dunham (1962), e Leighton & Pendexter (1962), as rochas carbonáticas são classificadas em:

Calcários Bioconstruídos - são resultantes da construção de biohermas, colônias de algas e corais. O desenvolvimento de estruturas formadas por colônias de algas denomina-se estromatólito.

Calcários Bioacumulados - o depósito de calcários bioacumulados são provenientes do transporte e deposição de organismos e restos de carapaças. Constituem clastos de conchas, esqueletos, pelóides, restos de cocólitos e ainda de invertebrados. A matriz ou

cimento pode ser calcissiltítica ou calcilitítica. Os calcários bioacumulados podem ser divididos macroscopicamente em:

- Calciruditos - são acumulações cujos fragmentos tem tamanhos superiores a 2 mm de diâmetro;
- Calcarenitos - representam calcários cujas partículas componentes são de tamanho areia, ou seja, situa-se entre 0,0062 e 2 mm de diâmetro.
- Calcipelitos - constituem os calcários cujos componentes apresentam tamanhos inferiores a 0,0062 mm de diâmetro.

Calcários Metassomáticos:

São dolomitos formados pela substituição dos calcários calcíticos pelo magnésio, sem que haja mudanças na estrutura da rocha. A dolomitização ocorre comumente nos recifes de barreira, que se situam paralelamente à praia, propiciando a formação de lagunas. Verifica-se que as soluções de magnésio formadas nessas lagunas passam através dos recifes em direção ao mar aberto, produzindo dolomitização dos calcários. Em outros casos os dolomitos podem ser formados por precipitação de dolomita primária.

Microscopicamente, para a classificação das rochas carbonáticas, utilizam-se as classificações de Dunham (1962), como mostra a Tabela 1. Da mesma forma pode-se utilizar também a classificação de Folk (1962), como o exposto na Tabela 2.

Componentes originais separados organicamente durante a deposição				Componentes unidos organicamente durante a deposição
Contém lodo carbonatado (micrita)		Sem micrita		
Suportado pela matriz micrítica		Granosportado		
<10% de aloquímicos	> 10% de aloquímicos			
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BUNDSTONE

Tabela 1 – Classificação das rochas carbonáticas, segundo Dunham (1962).

Proporções volumétricas de aloquímicos		>10 % de aloquímicos		< 10% de aloquímicos		
		Calcita espartita > micrita	Micrita > calcita espartita	1 - 10% de aloquímicos	<1% de aloquímicos	
> 25% de intraclastos		INTRAESPARTITA		INTRAMICRITA		Componentes aloquímicos mais abundantes
		IDUESPARTITA		IDOMICRITA		
< 25% de intraclastos		BIOESPARTITA		BIOMICRITA		MICRITA ou se observa zonas espartíticas: DISMICRITA
		BIOPELOESPARTITA		BIOPELMICRITA		
< 25% de oóides		PELESPARTITA		PELMICRITA		Rochas arrecifes e biohermais sem mobilizações
		BIOESPARTITA		BIOMICRITA		
< 25% de oóides. Relação em volume bioclastos: pelóides		de 3:1 a 1:1		BIOPELOESPARTITA		BIOPELMICRITA
		< 1:1		PELESPARTITA		
< 25% de intraclastos				Pelóides		MICRITA COM PELÓIDES
				MICRITA COM INTRACLASTOS		
				Oóides		MICRITA COM OÓIDES
				Bioclastos		
						BIOESPARTITA
						BIOPELMICRITA
						PELMICRITA

Mais de 20 de matriz micrítica				Espartita e micrita em proporções similares	Mais de 20 de cimento espartítico		
0-1% de aloquímicos	1-10% de aloquímicos	10-50% de aloquímicos	> 50% de aloquímicos		Seleção escassa	Boua seleção	Redondados e erosionados
Micrita e desmicrita	Micrita fossilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita espartítica	Bioespartita escassamente lavada	Bioespartita mal selecionada	Bioespartita bem selecionada	Bioespartita arredondada
Matriz micrítica				Cimento de calcita espartítica			

Tabela 2 – Classificação das rochas carbonáticas, segundo Folk (1962).

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO 5 – DIAGÊNESE

5.1 - Conceito de Diagênese

A diagênese compreende um conjunto de processos físicos e químicos que afetam os sedimentos carbonáticos após a deposição. O material original aqui é exclusivamente sedimentar e os processos de transformação não incluem recristalização no estado sólido, mas dissoluções e reprecipitações a partir das soluções aquosas existentes nos poros.

Durante muito tempo a diagênese estava diretamente relacionada a litificação. Hoje se sabe que é um processo muito complexo que ocorre de várias maneiras como a própria litificação, cimentação, estabilidade mineralógica, etc.

Em 1953, Ginsburg definiu diagênese como “um conjunto de processos físico-químicos, bioquímicos e físicos, que modificam os sedimentos entre a deposição e a litificação, a baixas temperaturas e pressões características da superfície ou próximas a ela. Pettijhon (1973), definiu-a como” reações que tem lugar dentro do sedimento entre um mineral e outro, ou entre um ou vários minerais e os fluidos intersticiais. Em 1968, Purdy denominou de diagênese ao conjunto de todas as mudanças experimentadas pelos sedimentos, entre a deposição e antes do metamorfismo. Mais recentemente, Adams *et al.* (1997) definiram a diagênese como sendo um “conjunto de processos que afetam um sedimento e o transformam, de forma progressiva, em rocha sedimentar compacta”.

No geral, os fatores ambientais que intervêm na diagênese são a pressão e temperatura, o quimismo dos fluidos diagenéticos e o tempo. Dentro dos fatores intrínsecos aos próprios sedimentos cabe citar: composição, textura, porosidade e a permeabilidade.

5.2 – Estádios Diagenéticos

5.2.1 – Estádios Diagenéticos segundo Fairbridge (1967)

O esquema dos estádios diagenéticos proposto por este autor é utilizado para qualquer tipo de rocha sedimentar e sua divisão se baseia na origem, natureza e direção do movimento da água de formação.

Fairbridge (1967) divide a evolução diagenética em três fases: a) Sindiagênese; b) Anadiagênese; c) Epidiagênese (Figura 1).

a) Sindiagênese – esta fase se define como a etapa de sedimentação e é pediastrófica. A sindiagênese começa no momento em que os grãos sedimentares tocam o fundo e termina

quando chega à ação das águas de formação, as quais são expulsas lentamente. A fase da syndiagênese é apresentada em dois estádios:

1 – Estádio inicial (*stage initial*) - controlado pelo quimismo das águas suprajacentes. Este estádio é uma zona oxidante, com abundante matéria orgânica que proporciona o alimento aos organismos bioturbadores.

2– Estádio inicial de soterramento (*early burial stage*) – controlado pelas águas residuais, modificadas quimicamente por bactérias e outros organismos subsuperficiais, e corresponde a uma zona redutora, onde o aumento dos valores do pH chega a 9.

O limite inferior da diagênese vai até onde existe a ação de atividade bacteriana e varia de 1 a 100 m de profundidade. A duração absoluta desta fase oscila entre 1.000 e 100.000 anos.

b) Anadiagênese – esta fase coincide com a etapa de compactação e maturação, na qual os sedimentos se litificam, com redução da porosidade e da permeabilidade. Do ponto de vista químico, a anadiagênese é um estádio de desidratação onde as águas juvenis são expulsas progressivamente, desde as zonas mais profundas até zonas mais superficiais, seguindo o mergulho da bacia. O limite inferior da anadiagênese pode alcançar os 10.000 m de profundidade e sua duração absoluta oscila ao redor de 10^7 a 10^8 anos.

c) Epidiagênese – esta fase é a etapa emergente e pós-diastrófica. Nesta fase se incluem o intemperismo, carstificação, etc.

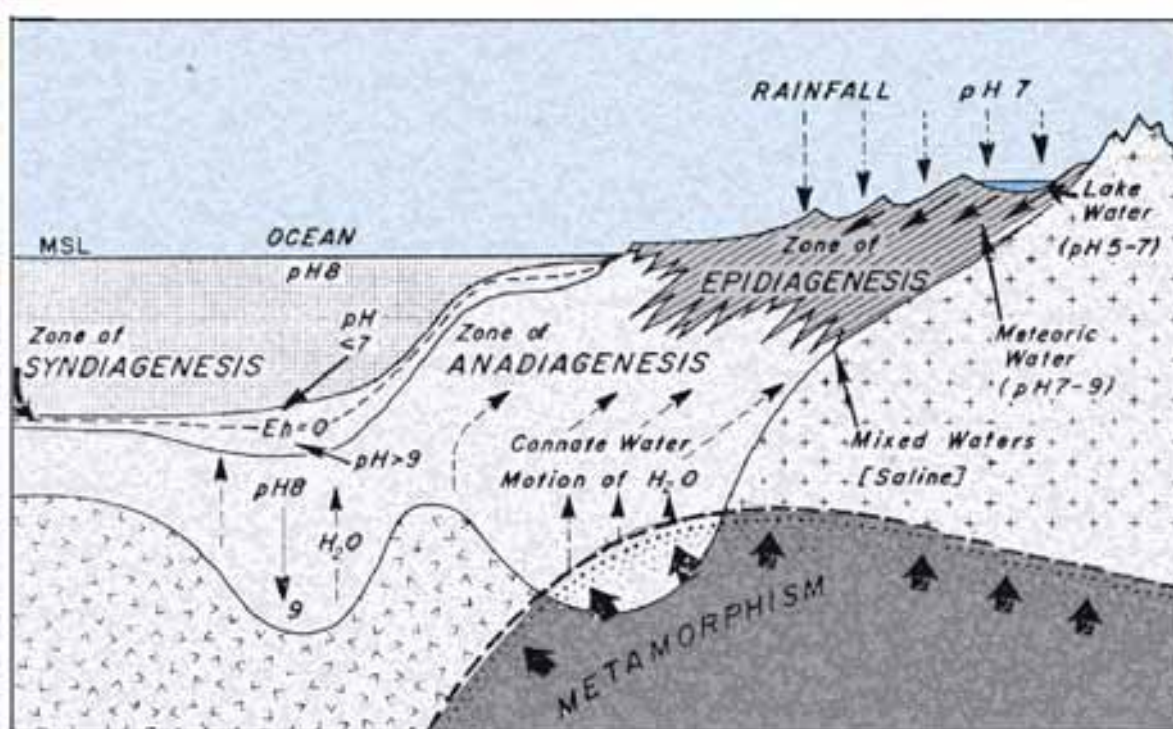


Figura 3 – Estádios Diagenéticos de Faribridge (1967).

5.2.2 - Estádios Diagenéticos de Choquette e Pray (1970).

Choquette e Pray (1970) estudaram a evolução diagenética baseando-se na porosidade. Esse tipo de estudo tem grande aceitação, pois em geral é quase sempre possível determinar a origem e a evolução dos poros. Estes autores dividem a evolução diagenética em três estádios: pré-deposicional, deposicional e pós-deposicional (Figura 2).

Os termos destes períodos também se aplicam aos processos e porosidades que se desenvolveram nestes estádios.

a) Estádio Pré-deposicional – começa quando o material sedimentar se forma pela primeira vez e termina com sua deposição final e a de seus derivados. A duração pode variar de algumas centenas de anos em áreas de retrabalhamento intermitente dos depósitos, a praticamente não existir nos materiais recifais. A principal porosidade do estádio é a porosidade intrapartícula, tanto nos bioclastos (interior de células, câmaras, etc) como em pelóides ou oólitos.

b) Estádio Deposicional – é definido como um curto espaço de tempo envolvido durante a deposição das partículas sedimentares, justo no lugar do enterramento definitivo. A porosidade dominante deste estádio é a porosidade intrapartícula. Outras porosidades características são as porosidades *shelter* e a *framework*.

c) Estádio Pós-deposicional – inclui desde o período posterior à deposição, até os dias atuais. Este estádio é o maior dos três, e foi dividido em três outros estádios: eogenético, mesogenético e telogenético.

1) Estádio eogenético - inclui desde a interface água/sedimento até onde se notam as influências das condições superficiais. Seu limite superior deste estádio é a superfície (subaquática ou subaérea). O limite inferior é gradacional com a zona mesogenética. As influências orgânicas (perfuração, bioturbação, penetração de raízes, decomposição da matéria orgânica) ocorrem em pouca profundidade fazendo com que o limite inferior contenha poucos metros.

Os processos diagenéticos têm uma importância extraordinária na diagênese e na evolução da porosidade apesar de ser um período muito curto de tempo e de ser uma zona estreita. Os processos mais importantes deste estádio são a dissolução, em especial a

dissolução da aragonita, mediante a ação das águas meteóricas, a cimentação que reduz a forma da porosidade primária e a deposição de sedimento interno.

Os principais tipos de porosidade deste estágio são a porosidade móldica, a porosidade de bioturbação, a porosidade de perfuração.

2) Estádio mesodiagenético – corresponde ao período compreendido entre o estágio inicial de soterramento e a fase final de erosão. Os principais processos são a cimentação e a compactação (redução dos poros).

3) Estádio telodiagenético – é o período de tempo durante o qual as rochas carbonáticas, que em geral sofreram um grande período de soterramento, emergem a superfície (subaérea e/ou subaquática) e são afetadas pelos processos associados à formação desta superfície.

O limite superior deste estágio é a interface erosional subaérea ou subaquática. O limite inferior é gradual e se situa a uma profundidade onde os processos relacionados com a superfície são insignificantes. Os principais tipos de porosidade são a porosidade cárstica, de brecha e fratura.

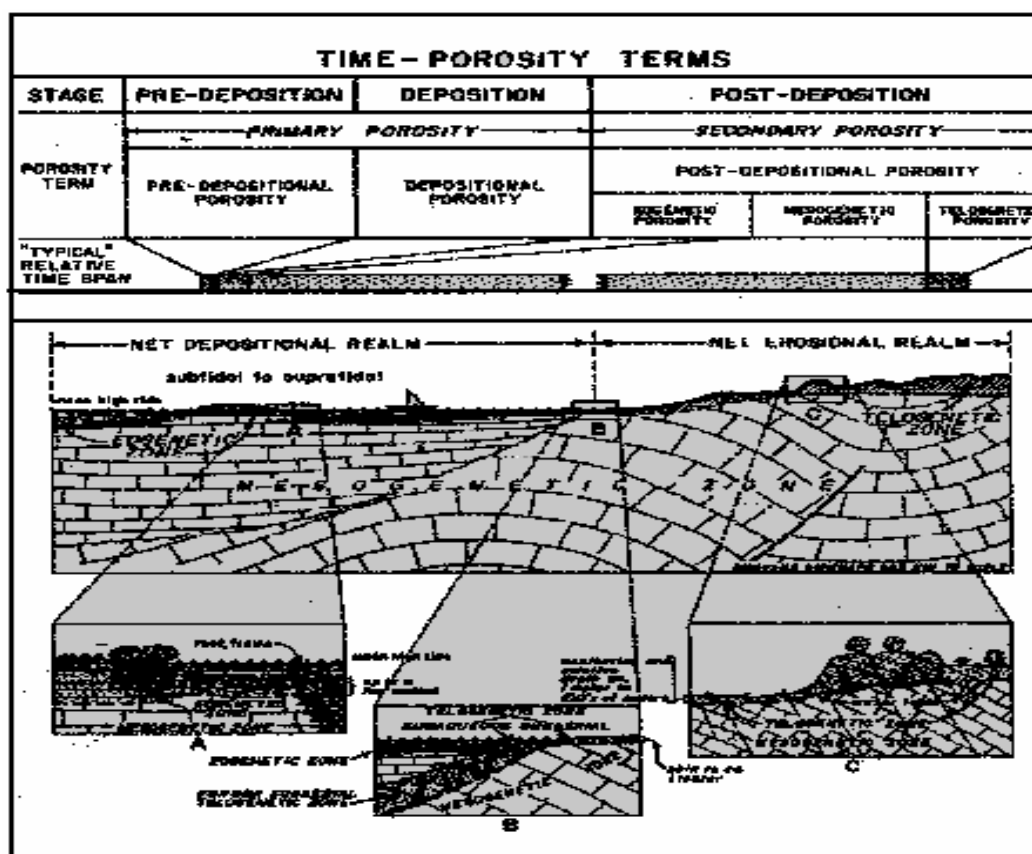


Figura 4 – Estádios Diagenéticos de Choquette e Pray (1970).

5.3- Processos Diagenéticos

A diagênese de carbonatos envolve processos diferentes que ocorrem próximos às su/perfícies marinhas ou lacustres, ambientes meteóricos e nas camadas soterradas profundas, sendo mais comum a obstrução e geração de porosidade nos sedimentos. Seis processos importantes podem ser distinguidos: cimentação, micritização biológica, neomorfismo, dissolução, compactação e dolomitização.

5.3.1 - Cimentação

É o processo diagenético principal na produção de material que une os grãos de uma rocha sedimentar, através de precipitação química de soluções intersticiais, podendo destacar-se a sílica, o carbonato de cálcio e os óxidos de ferro. A mineralogia do cimento depende da P_{CO_2} e da razão Mg/Ca e da taxa de suprimento do carbonato.

Os tipos de cimentos deste processo são:

- a) Calcita com baixo teor de Mg (ambientes com circulação de água doce) – cimento drusiforme, mosaico granular e cimento sintaxial.
- b) Calcita magnesianaragonita (formadas na água do mar) – fibrosa (aragonita) e micrítica (calcita magnesianaragonita).
- c) Baixo teor de Mg (em sedimentos recentes) – menisco e pendular.

5.3.2 - Neomorfismo

É usado para descrever o processo de substituição e recristalização onde ocorrem mudanças mineralógicas, como agregação e substituição de conchas de aragonita e cimentação por calcita (calcitização). Alguns processos diagenéticos envolvem mudanças na mineralogia e/ou na fábrica de sedimentos.

Folk (1959) introduziu o termo *neomorfismo*, o qual inclui transformações entre um mineral e seu próprio polimorfo. Dois aspectos são envolvidos neste processo: transformação polimórfica da calcita a aragonita e a recristalização da calcita para calcita; processo esse que ocorre em presença de água através da dissolução e precipitação. O outro é o processo seco, no estado sólido, onde ocorre inversão da aragonita para calcita, ou recristalização *sensu strictu* de calcita para calcita, só ocorrendo em calcários quando o ambiente diagenético apresenta eventualmente umidade residual.

Muitos calcários do neomorfismo apresentam mosaico de grãos desenvolvidos, havendo dois tipos comuns: formação de micro cristais e pseudocristais de micritos e

calcitização originária de esqueletos de aragonitas, oóides e cimentos. A degradação desse processo resulta em mosaicos de cristais finos (Bathurst 1986).

5.3.3 - Dissolução

Em muitos calcários a dissolução é resultante da passagem de fluídos pelos poros não saturados em relação à fase carbonática presente. Este é o principal processo próximo à superfície do ambiente diagenético meteórico onde a solubilização ocorre dentro de um leito sedimentar após a deposição, seja no início ou após a sedimentação. Também pode ocorrer por pressão, onde os grãos minerais em contato com as películas dos fluídos, sob atuação de tensões, transferem massa das zonas sob compressão para aquelas de menor tensão.

5.4- Ambientes Diagenéticos

5.4.1 – Ambiente diagenético marinho

Nos trópicos, o ambiente carbonático marinho de fundo de oceano onde ocorre a diagênese, envolve principalmente precipitação de cimentos e a alteração de grãos e esqueletos carbonáticos através da micritização e o achatamento de alguns organismos como as esponjas e os bivalves.

A cimentação é muito comum nas áreas de alta atividade das correntes, nas áreas as ondas se quebram e próximo às margens onde os recifes se formam. As precipitações do cimento da água do mar ocorrem em regiões de supersaturação de CaCO_3 . Normalmente a cimentação dos sedimentos marinhos ocorre nas zonas intertidal-supratidal, como resultado da evaporação e perda de CO_2 .

A diagênese do ambiente marinho é dividida, segundo Tucker & Wright (1990), em duas zonas: diagênese marinha freática ativa e diagênese marinha estagnada ou parada.

- **Diagênese Marinha Freática Ativa**

Ambiente de cimentação especialmente onde

- 1) Água do mar passa direto para os sedimentos;
- 2) Fotossíntese e respiração de organismos aumenta a influência do pH microbiano

Locais de cimentação

- 1) Ao longo das linhas de costa formando *beachrocks*, e crostas;
- 2) Ao longo de margens continentais formando cimentos nos recifes, crostas e rochas mais duras;

- 3) Em plataformas onde o grau de cimentação é baixo e/ou a ação das ondas é intensa;
- 4) Onde há alguma ligação orgânica;
- 5) Em inclinações onde as correntes podem formar nódulos.

Produtos

- 1) Cimento de aragonita: filamentos, bioclastos e crostas isópacas;
- 2) Cimento de calcita com alto teor de Mg: micrítico, peloidal, laminado, crostas isópacas;
- 3) Cimentação em cavidades internas;
- 4) Calcita com baixo teor de Mg em profundidade, em águas frias.

• Diagênese Marinha Freática Estagnada ou Parada

Ambiente de micritização, pouco cimento. Efeitos microbianos importantes.

Produtos

- 1) Grãos micritizados, formados geralmente a 1 m abaixo da interface sedimento/água;
- 2) Pequena cimentação sin-sedimentar.

5.4.2 – Ambiente diagenético meteórico

A diagênese meteórica tem afetado muitos calcários ao longo do tempo geológico. Muitas informações de estudos vêm de calcários Pleistocênicos, onde usualmente se desenvolve uma boa textura como resultado de várias mudanças no nível do mar ao longo de milhares de anos. O clima é muito importante para determinar a natureza e a extensão da diagênese meteórica, desde que se defina bem o comportamento do fluxo do fluido.

A cimentação por calcita com baixo teor de magnésio (*low Mg calcite*) é comum e as texturas e estruturas relacionadas à formação do solo são bem desenvolvidas. A mineralogia mista dos sedimentos marinhos modernos varia de estável a parcialmente estável no ambiente meteórico (calcita com baixo teor de Mg).

Próximo à superfície o ambiente meteórico é dividido em duas zonas: vadosa (acima da linha d'água) (Figura 3) e freática (abaixo) (Figura 4).

Zona meteórica vadosa:

- Poros do fluido – preenchido por ar e água, onde os líquidos são retidos entre os grãos pelas forças capilares.
- Freqüente umedecimento e secamente – depende da precipitação e evaporação, ou seja, diretamente relacionado ao clima.

- Água meteórica subfaturada com relação ao CaCO_3 , e então nesse caso a dissolução é muito importante. Quando a água vem saturada, pode-se ter a cimentação.
- O clima é muito importante – úmido, muita alteração, especialmente de aragonita para calcita e árido, caracterizado por pouca alteração.
- A zona vadosa é dividida em zona de solução e zona de precipitação.

Zona de solução:

- dissolução de aragonita preferencialmente sobre a calcita;
- Formação de terrenos cársticos, cavernas, vugular, etc.

Zona de precipitação:

- Textura do cimento: pendular; cimento menisco;
- Cimento: micrítico (*Low Mg calcite*), drusiforme, esparito e nódulos.

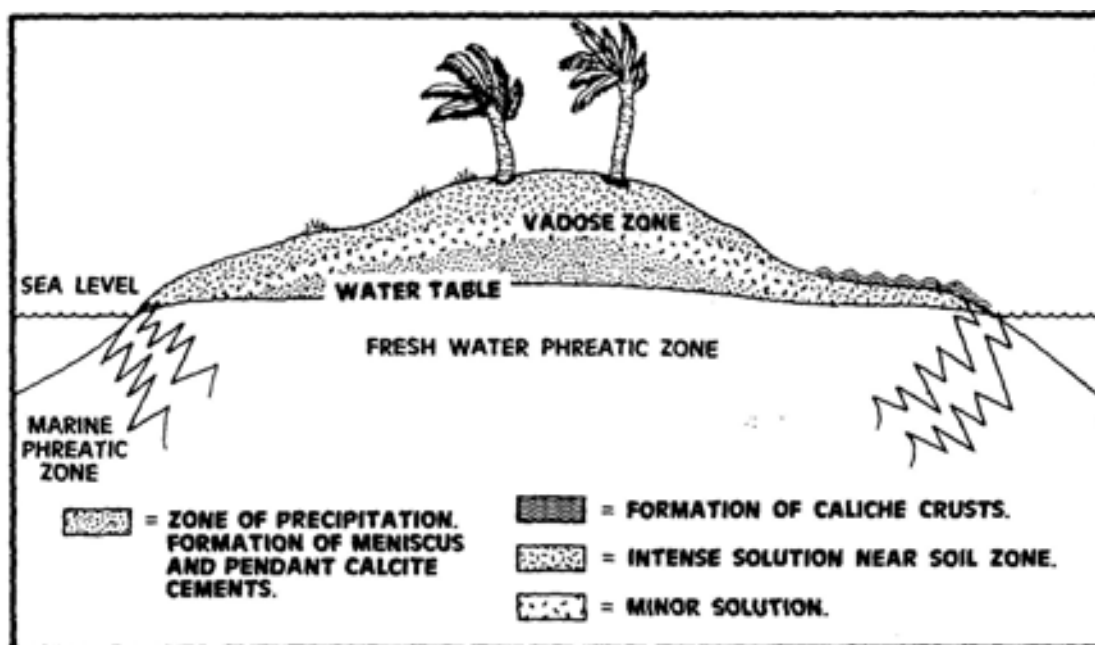


Figura 5 – Zona meteórica vadosa (Longmann, 1981).

Zona meteórica freática

A diagênese em zona meteórica freática depende da saturação do estado da água. São reconhecidas cinco zonas:

- 1) Zona de solução de calcita e aragonita formando porosidades vugulares e móldicas;
- 2) Zona de solução de aragonita para formar porosidade móldica;
- 3) Zona de solução de aragonita e precipitação de calcita formando rápida calcitização de aragonita e cimentação equigranular de calcita;
- 4) Zona de solução. Precipitação de calcita formando rápida cimentação;

- 5) Zona estagnada, saturada com CaCO_3 , resultando em uma pequena ou sem cimentação e baixa calcitização de aragonita.

Produtos:

- zona de solução – água subsaturada em CaCO_3
 - 1) Alguma calcitização de aragonita
 - 2) Porosidade móldica e vugular.
- Zona ativa – circulação ativa de água saturada em CaCO_3 , muita cimentação, dissolução e substituição de aragonita.
 - 1) Abundância de calcita equigranular;
 - 2) Cimento calcítico laminado;
 - 3) Substituição de aragonita por calcita.
- Zona estagnada – pequeno movimento de água, água supersaturada por CaCO_3 .
 - 1) Pequena cimentação;
 - 2) Estabilização para calcita com alto teor de Mg e aragonita para calcita com baixo teor de Mg;
 - 3) Pequena lixiviação;
 - 4) Preservação da porosidade.

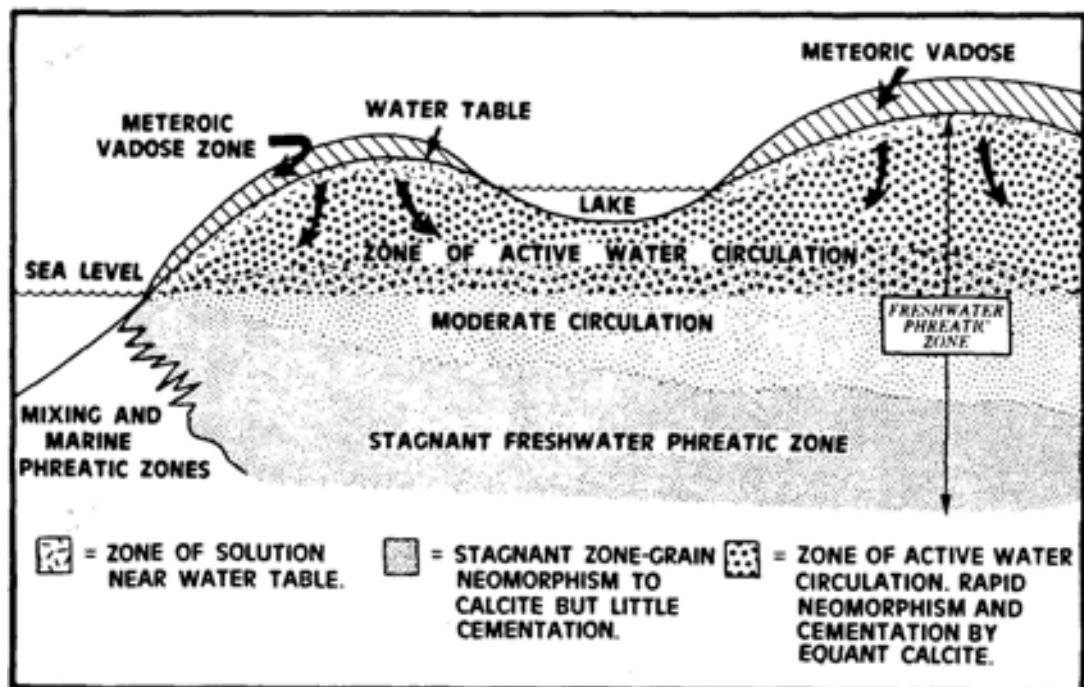


Figura 6 – Zona meteórica Freática (Longmann, 1981).

5.4.3 – Ambiente diagenético de soterramento

Processos:

O ambiente diagenético de soterramento passa por alguns processos como a compactação mecânica; o ajuntamento dos grãos por dissolução química; a cimentação da calcita que ocorre por pressão de CaCO_3 e a dolomitização.

Os produtos resultantes destes processos são:

- 1) Grãos fraturados;
- 2) Estruturas micríticas quebradas. Isso ocorre quando a aragonita é dissolvida antes;
- 3) Soterramento;
- 4) Dissolução-calcitização da aragonita. Quando a mesma não for removida durante a diagênese meteórica mais recente;
- 5) Estilolitos.

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO 6 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 – Eolianitos

6.1.1 – Generalidades

O termo eolianito foi originalmente proposto em 1931 por Sayles (*in* Maia, 1997), para descrever todas as rochas sedimentares consolidadas que foram depositadas pelo vento, sendo posteriormente aplicado por outros autores como um termo restrito para descrever as áreas eólicas cimentadas por calcita em condições meteóricas continentais.

Maia (*op cit.*), transcreve que Pye (1938), denominou de eolianitos, as dunas arenosas cimentadas por carbonato de cálcio que ocorrem nas zonas áridas e semi-áridas de muitas regiões do mundo, particularmente em áreas costeiras com grandes acumulações de areias biogênicas.

As dunas arenosas (*sand dunes*) constituem a mais importante feição de deposição. Dentre as subdivisões dessas dunas arenosas, as arenosas costeiras são as que nos interessam para o melhor entendimento da formação dos eolianitos. Sendo assim, os eolianitos constituem um tipo distinto de paleodunas, os quais apresentam características bastante peculiares, como a preservação de estruturas sedimentares e a ausência de vegetação.

Segundo Goldshimidt, (1978) *in* Rodrigues, (1999), os processos de formação e crescimento de dunas carbonáticas são similares aos processos de dunas de areia quartzosa. Com efeito, essas feições apresentam em sua composição uma variedade de sedimentos, incluindo quartzo, partículas calcárias (foraminíferos, conchas e corais), minerais pesados e até mesmas cinzas vulcânicas.

6.1.2 – Trabalhos relacionados aos eolianitos de Fernando de Noronha.

O Arquipélago de Fernando de Noronha possui numerosos trabalhos relacionados à sua geologia e petrografia, porém a maior parte de interesse histórico. Com os conhecimentos adquiridos de sua célebre viagem no *Beagle*, Darwin (1839) provavelmente foi o primeiro a transmitir os conhecimentos geológicos dessa ilha ao mundo (*in* Almeida 1955).

Em 1890, J.C. Branner publicou um artigo intitulado “*The Aeolian Sandstone of Fernando de Noronha Iland*”, onde relata a presença dessas rochas nas ilhas Rata, Rasa e do Meio, na Baía de Sueste, Chapéu de Sueste e Atalaia. Segundo Branner (*op cit.*), esses depósitos apresentam um contato bem marcado com as rochas ígneas, e nelas são vistas estratificações planares de alto ângulo, que são estruturas características de dunas formadas

pelo vento. Além de Branner, outro trabalho que relata sobre a presença dessas rochas nessa ilha é a monografia de Almeida (1955).

6.1.3 – Processos e Ambiente de Formação

Para podermos falar sobre o processo de formação de um eolianito, precisamos entender qual a importância do vento na formação destas rochas. Os ventos constituem os grandes responsáveis pela dinâmica costeira. Sua distribuição no registro geológico mostra que a formação e migração de dunas estão presentes no nosso litoral desde o pleistoceno até a atualidade (Maia 1997). Isso confirma sua ação não somente como gerador de ondas nos oceanos como também nas correntes litorâneas. Dessa forma os ventos constituem um agente geologicamente importante na sedimentação, transportando e sedimentando grandes quantidades de areia.

A linha de costa (*shoerline*) é o local ideal para o seu desenvolvimento. A areia é trazida da antepraia (*shoreface*) e depositada sobre uma ampla praia ou estirâncio (*foreshore*) pela ação das correntes longitudinais (*longshore currents*) e ondas durante a maré alta. Após este período, os sedimentos ficam expostos (em maré baixa) à atividade eólica e conseqüentemente serão retrabalhados para serem depositadas principalmente sob forma de dunas. Em áreas costeiras, a deposição eólica é claramente observada pelo tamanho e volume das dunas arenosas (*sand dunes*). Nesse ambiente, a vegetação se apresenta como um fator importante na morfologia e estabilização destas formas de leitos eólicos e constitui o fator fundamental de diferenciação entre dunas costeiras e dunas desérticas. (Carter 1988 *in* Rodrigues 1998).

6.1.4 – Idade dos eolianitos de Fernando de Noronha

Dados recentes (Valença *et al.*, 2001), indicam que a idade C^{14} da maioria dos eolianitos de Fernando de Noronha varia entre 42.000 a 22.000 AP. Essas datações referem-se a uma “idade mínima” uma vez que o material analisado corresponde à rocha total. Nesse caso, os bioclastos (mais antigos) e o cimento (mais antigo) carbonático, que foram formados em etapas geológicas distintas, são analisados em conjuntos. Uma pequena área restrita ao porto do Arquipélago apresenta idades entre 10.000 a 9.000 AP.

Esses dados mostram que os eolianitos de Fernando de Noronha foram formados durante a última fase glacial do Quaternário (Wisconsiniano), quando o nível médio do mar (NMM) esteve bem abaixo do atual e possibilitou, portanto uma ampla área de plataforma exposta aos ventos.

6.2 – Análise Petrográfica

Neste item serão apresentados dados obtidos através da análise petrográfica que foram realizadas nas amostras coletadas na Baía de Sueste, mais precisamente na Ponta das Caracas e na praia de Atalaia.

Na Ponta das Caracas, a coleta foi feita em um paredão de 45,0 m, o qual foi dividido em seqüências (subseqüência A e subseqüência B) (Foto 6 e Foto 7). A amostragem se deu a cada 3,0 m aproximadamente onde a primeira foi realizada no topo do paredão, ou seja, a 45,0 m acima do nível médio do mar atual. A última amostragem foi feita a 90,0 cm da base, perfazendo um total de cinco amostras.

Em Atalaia, as amostras foram coletadas em um paredão de aproximadamente 10,0 m, num total de três amostras.

A análise petrográfica indicou a presença de bioclastos; algas coralíneas (Foto 8), fragmentos de corais, fragmentos de braquiópodes, foraminíferos (Foto 9 e Foto 10) e alguns poucos artrópodes.

A relação bioclasto/matriz mostrou maior quantidade de bioclastos inseridos em uma matriz de cimento espartítico, estando esses fragmentos algumas vezes se tocando (10%) e outras se tangenciando (90% soltos no cimento). Em algumas lâminas, alguns fragmentos estão intemperizados, provavelmente pela ação do vento, e outros não.

O grau de porosidade é alto, sendo possível determinar o tipo de porosidade presente. Ocorrem porosidades do tipo intrapartícula (onde ocorreu dissolução de carapaças preenchendo os poros existentes dentro dos grãos) e interpartícula (espaços preenchidos por dissolução de carapaças entre os grãos, sendo que esses grãos não se tocam) (Foto 11 e Foto 12). A definição do tipo de porosidade indica ter ocorrido uma diagênese inicial.

Alguns grãos encontram-se circundados por um cimento isópaco a acicular, indicando ter ocorrido uma diagênese inicial (Foto 13). Há alguns minerais acessórios presentes como ilmenita, magnetita e pirita. Segundo Folk (1962) as amostras classificam-se como um bioesparito bem selecionado.



Foto 4 – Paredão Ponta das Caracas (Baía de Sueste). Corresponde a subsequência A, de onde foram coletadas as primeiras amostras.



Foto 5 – Paredão correspondente a subsequência B, na Ponta das Caracas.

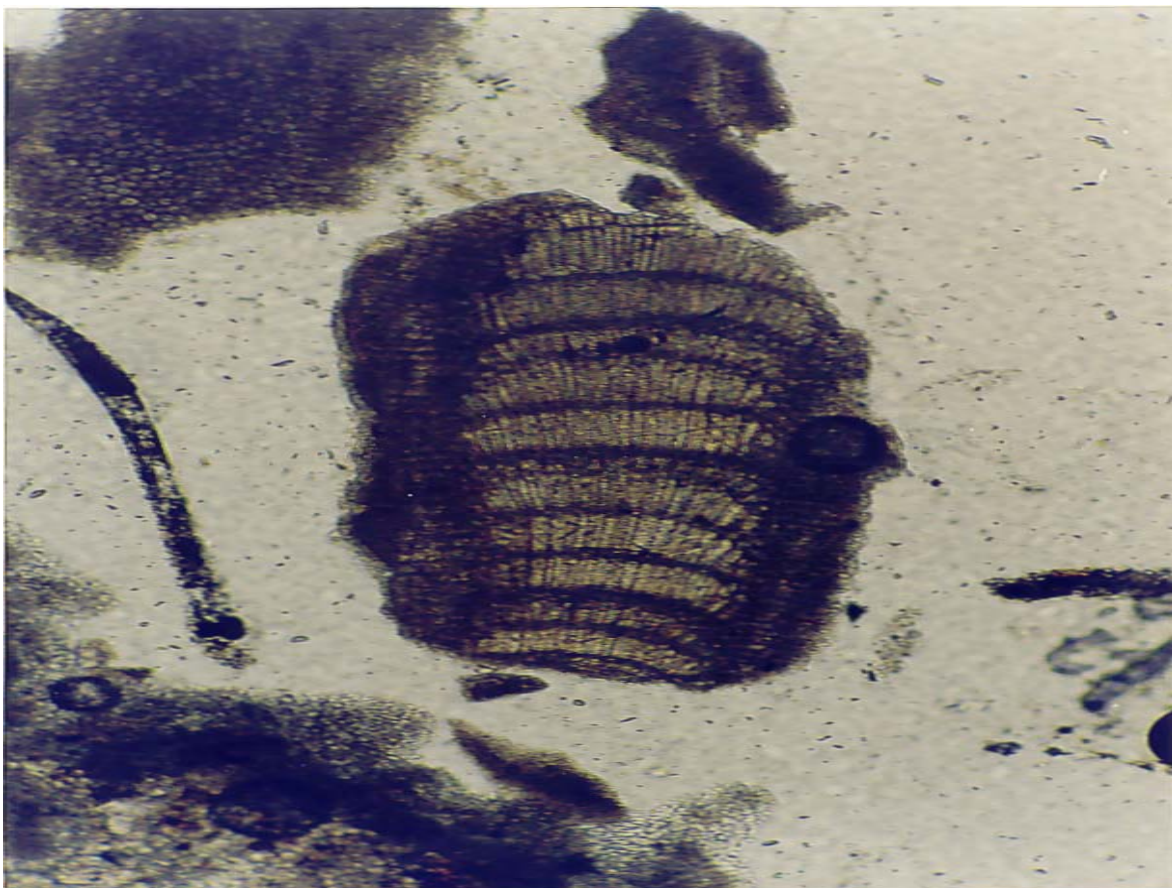


Foto 6 – Alga coralínea com aspecto reticulado característico. Lâmina FNS-8, com aumento de 40x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.

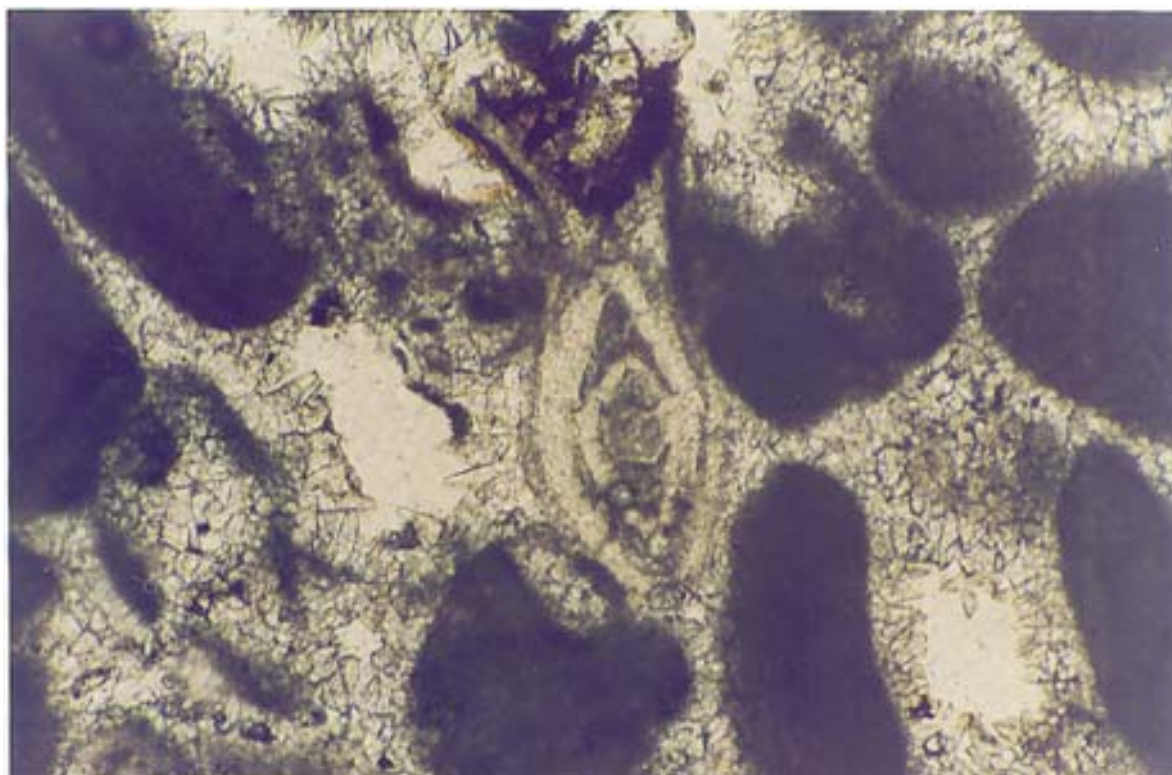


Foto 7 – Foraminífero miliolídeo. Lâmina FNS-4, com aumento de 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.

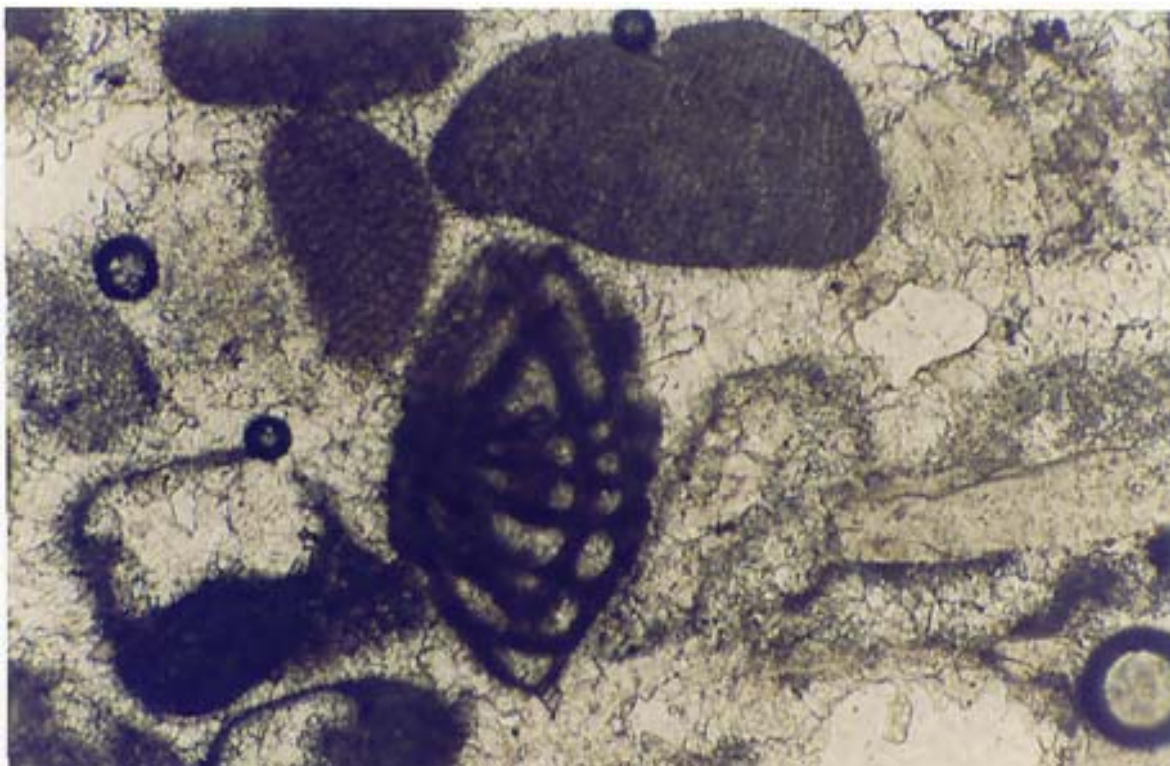


Foto 8 – Foraminífero do Pleistoceno. Lâmina FNS- 4, com aumento de 10x. Ponta das Caracas- Baía de Sueste.

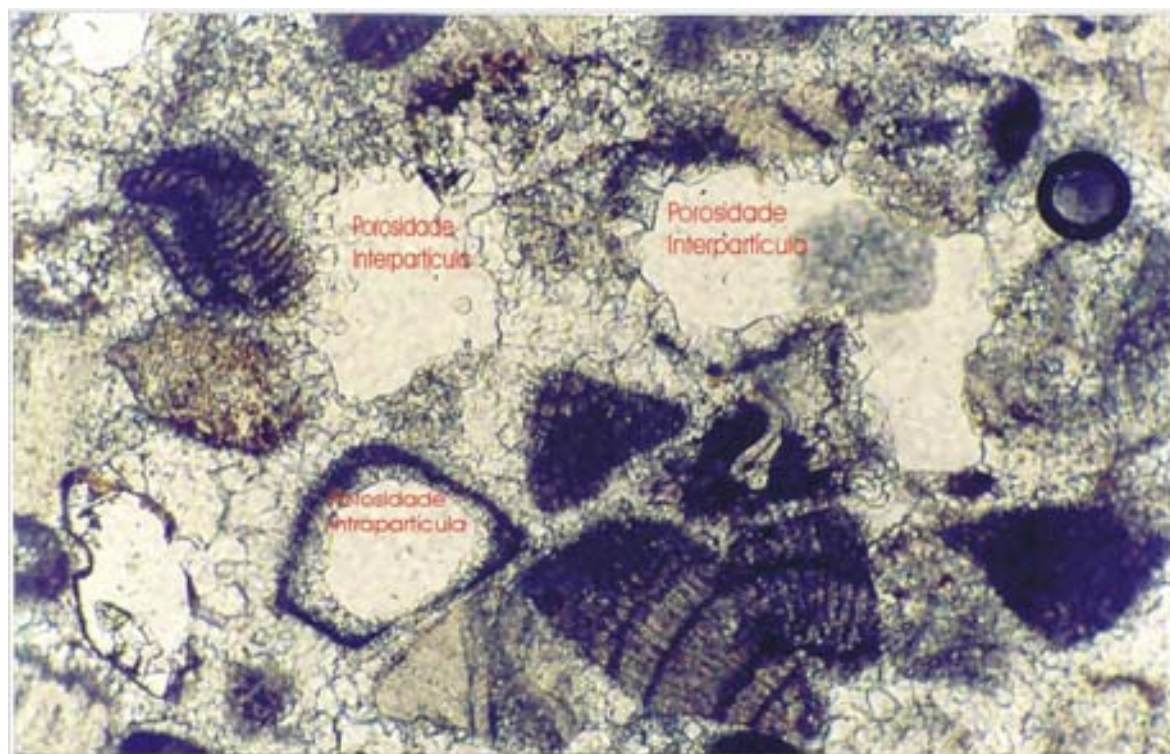


Foto 9 – Porosidades Interpartícula e Intrapartícula. Lâmina FNS-2, com aumento de 10x. Ponta das Caracas Baía de Sueste.

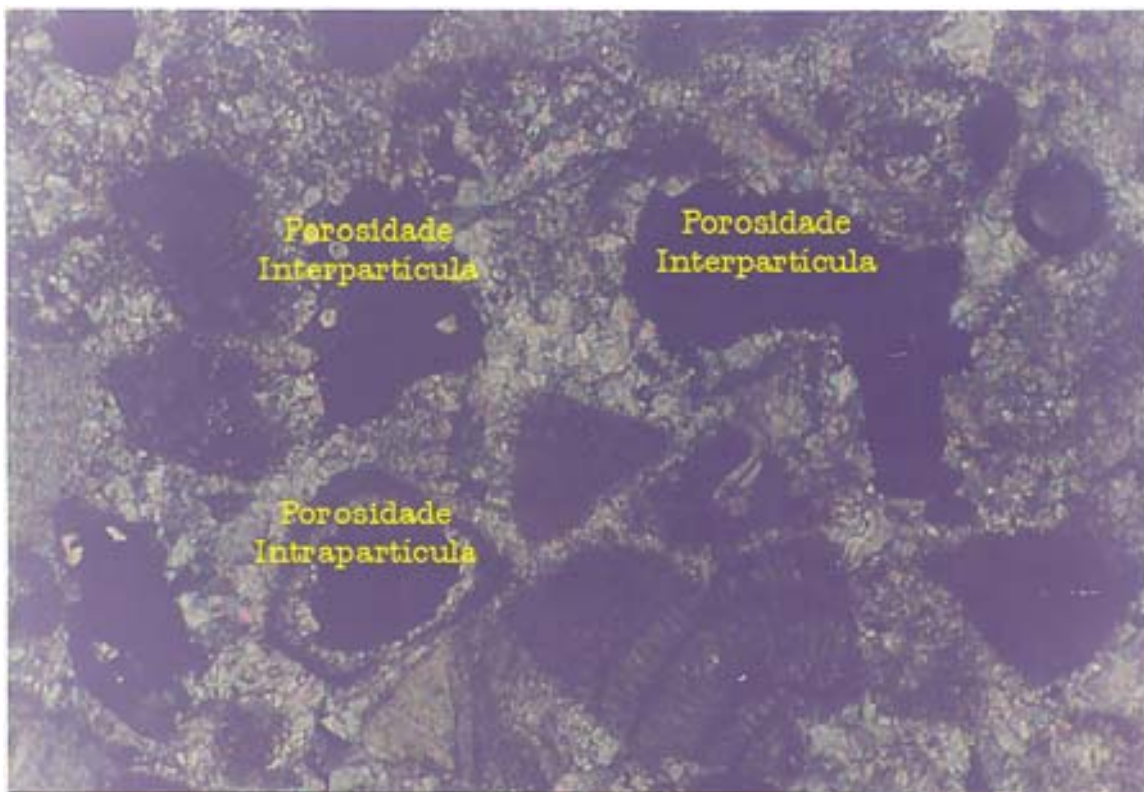


Foto 10 – Porosidades Interpartícula e Intrapartícula, visualizadas com nicóis cruzados. Lâmina FNS-2, com aumento de 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.

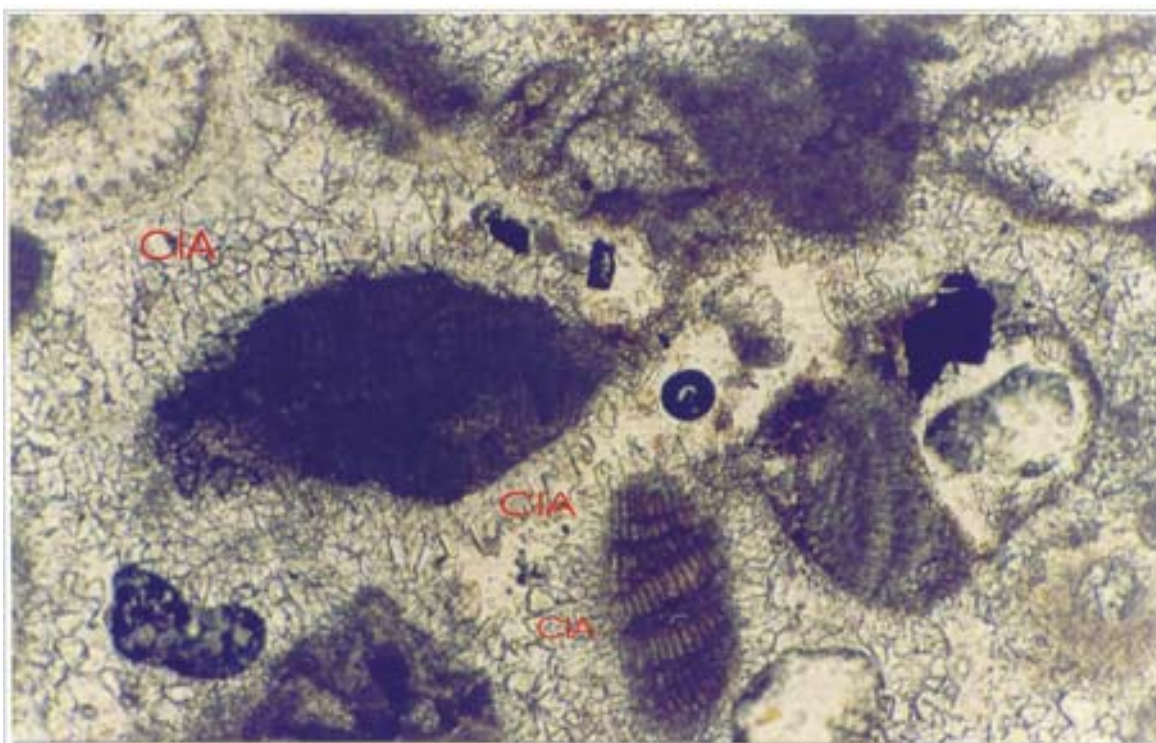


Foto 11 – Alga Coralínea envolta por Cimento Isópaco a Acicular (CIA). Lâmina FNS-4, com aumento de 7 10x. Ponta das Caracas – Baía de Sueste.

As estruturas aqui observadas indicam que o material foi todo transportado pelo vento. Indicações de alta porosidade pretérita, remanescente da fase inicial da sedimentação são observadas nas lâminas. Durante a diagênese esses poros foram preenchidos por cimento, a ponto que em alguns casos os grãos não se tocam, ficando soltos na matriz. E em outros casos, ocorre porosidade do tipo intrapartícula (dissolução de carapaças dentro dos grãos).

Os bioclastos marinhos tais como: fragmentos de algas, moluscos, corais, e foraminíferos, estão bem selecionados, e dominam amplamente nesses calcarenitos, cuja cimentação é predominantemente esparítica, caracterizando bioesparitos conforme classificação de Folk (1962). A biota identificada é típica de ambientes rasos e agitados.

6.3 – Difractometria de Raios X (DRX)

Em todo o conjunto das amostras, procedente de Sueste e Atalia, ficaram evidenciado que o mineral largamente dominante é a calcita, com pico de identificação I=100 próximo à posição ideal de 3,035 Å, ou seja, uma calcita do tipo estequiométrico ou *low-Mg*. Não foi possível distinguir traços da presença eventual de calcitas do tipo *high-Mg* ou de aragonita, o que de toda forma estava dentro das perspectivas analíticas, dada a idade dos biocalcarenitos e da diagênese dessas rochas. Igualmente, não foi constatada a presença de quartzo. Algumas quantidades acessórias e eventuais de ilmenita, magnetita, mineral do grupo dos piroxênios, mineral do grupo dos plagioclásios, ou ainda goethita, podem ser consideradas, embora os respectivos picos de identificação I=100 mal se sobressaiam acima do background dos DRX e os respectivos picos secundários de identificação não sejam perceptíveis. Essa consideração, na realidade, advém mais da observação petrográfica da possibilidade de identificação da DRX, em função do baixo percentual desses minerais, quando presentes, na composição rocha total.

Assim, conclui-se que os biocalcarenitos são rochas carbonáticas quase puras, sendo confirmado pela reconstituição mineralógica por estequiometria que a calcita corresponde entre 96 a 99% da composição rocha-total.

6.4 – Análise Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$)

Os dados das análises isotópicas mostram uma constante no que se refere aos valores do $\delta^{18}\text{O}$, indicando um equilíbrio na temperatura. Os resultados isotópicos estão presentes na tabela 3.

6.5 – Análise Geocronológica (C^{14}).

Os dados obtidos através das amostras FNS-1, FNS-2, FNS-11 e FNA-1, indicam uma idade similar. Essa amostra corresponde à parte superior e/ou topo dos afloramentos em que foram coletadas, (as duas primeiras foram coletadas na Baía de Sueste, a terceira na ilha Chapéu de Sueste e a última na falésia de Atalaia), sugerindo uma contemporaneidade entre elas.

Nos dias atuais, o nível médio do mar (NMM) encontra-se bem abaixo do que no período das paleodunas e respectiva fase diagenética. Tomando-se como referencial a idade mínima de aproximadamente 30.000 AP, que corresponde ao topo e/ou parte superior das áreas estudadas, o mar estava, segundo dados de Skinne *et al.* (1998), aproximadamente 30 m abaixo do atual (NMM).

Tabela 3 – Dados das análises Isotópicas (δC^{13} e δO^{18}) e das análises geocronológicas (C^{14}) Realizadas nos eolianitos da Baía de Sueste e da Falésia de Atalaia no Arquipélago de Fernando de Noronha.

Amostra	δC^{13}	δO^{18}	C^{14} Datação	Litologia
FNS-1	-10.685	- 4.108	32.100 ± 750	Calcar. A
FNS-2	- 8.162	- 5.539	32.700 ± 800	Calcar. A
FNS-3	- 8.423	- 4.218	22.100 ± 245	Calcar. A
FNS-4	- 6.710	- 4.430	40.500 ± 2.300	Calcar. A
FNS-5	-6.288	-3.857	25.600 ± 400	Calcar. A
FNS-6	-6.160	-4.105	27.600 ± 550	Calcar. A
FNS-7	-3.048	-2.077	Não determinada	Calcar. A
FNS-8	- 7.121	- 3.714	Não determinada	Calcar. A
FNS-9	-7.346	-3.215	Não determinada	Calcar. A
FNS-10	- 6.073	- 2.419	Não determinada	Calcar. A
FNS-11	- 6.409	- 4.386	33.100 ± 850	Calcar. A
FNAC-1	-8.135	-4.230	Não determinada	Calcar. A
FNA-1	- 8.949	- 4.465	32.500 ± 800	Calcar. A
FNA-2	- 5.251	- 4.075	30.500 ± 630	Calcar. A
FNA-3	- 8.819	- 4.103	28.500 ± 500	Calcar. A



CAPÍTULO 7 – RESULTADOS E CONCLUSÕES

Os resultados foram obtidos através de análises integradas de observações de campo, seções delgadas, difratometria de Raios X (DRX), isótopos δC^{13} e δO^{18} e datações C^{14} .

As seqüências carbonáticas exibem estruturas sedimentares tipicamente eólicas em todos os perfis estudados. Estratificações cruzadas de grande porte, ausência de vegetação e clastos com bom arredondamento caracterizam esses eolianitos originários de paleodunas. Nesse sentido, corresponde à classificação de Sayles (1931), partindo-se de uma evolução de paleodunas costeiras a rochas calcareníticas através da diagênese.

Quando os níveis das águas foram baixando, a areia começou a ser trazida da antepraia (*shoreface*) e depositada sobre uma ampla praia ou estirâncio (*foreshore*) pela ação das correntes longitudinais (*longshore currents*) e ondas durante a maré alta. Após este período, os sedimentos ficaram expostos (em maré baixa) à atividade eólica, para serem depositadas sob a forma de dunas ligando as praias atuais de Atalaia, a Baía de Sueste e a ilha Chapéu de Sueste. Sobretudo depois que as dunas se fixaram, é que as carapaças carbonáticas sofreram dissolução por infiltração de águas com pH ácido, ricas em carbonato de cálcio dando início ao processo de cimentação.

A DRX confirma a exclusiva presença de *low Mg-calcite* na fração carbonática, ilmenita e magnetita como principais acessórios, e a não detecção de quartzo.

Valores persistentemente negativos de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$, observados em todos os perfis, apontam processos diagenéticos tardios conduzidos por influência meteórica vadosa.

As idades ^{14}C (rocha total), que se distribuem entre 42.000 a 22.000 BP obedecem quase que invariavelmente à sucessão estratigráfica dos leitos. Essas determinações expressam idades mínimas, por incluírem grãos bioclásticos (mais antigos) e a cimentação diagenética, que ocorreu a posteriori.

A extensa formação de dunas em amplas áreas de ante-praia, e a diagênese em condições supratidais, são compatíveis com a acentuada regressão marinha e exposição da plataforma insular, durante o Wisconsiniano.

Valores persistentemente negativos de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$, observados em todos os perfis, apontam processos diagenéticos tardios conduzidos por influência meteórica vadosa e são correspondentes com a evolução paleogeográfica e geoquímica dos calcarenitos estudados.



CAPÍTULO 8 - BIBLIOGRAFIA

- Adams, A. E.; Mackenzie, W. S.; Guilford, C. 1997. *Atlas de Rocas Sedimentarias*. Manson S. A., Barcelona-Espanha, 106p.
- Almeida, F. F. M. de, 1955. Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. DNPM, monografia **XIII**. 181p.
- Bathurst, R. G. C., 1975. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 658p.
- Bathurst, R. G. C., 1986. *Carbonate diagenesis and reservoir development: conservation, destruction and creation of pores*. Quart. J. Colorrado School Mines, **81**, 1-125.
- Branner, J. C., 1890. *The eolian sandstone of Fernando de Noronha*. Amer. Jour. Sci., v. **XXXVIX**: 247-257.
- Chaves, N. S. 1996. *Bachrocks do Litoral Pernambucano: Estudo Sedimentológico e Análise de Isótopos Estáveis*. Dissertação de Mestrado. Centro de Tecnologia e Geociências – Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 80p.
- Choquette, P. W. & James, N. P., 1990. *Limestones – The burial diagenetic environment*. In: Mecllreath, I. A. and Morrow, D. W. (eds.) , Diagenesis. Geosc. Canada Reprint Series, **4**, 75-112.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C., 1970. *Gologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*. Am. Ass. Petrol. Geol. **54**, 207-250.
- Coplen, T. B.; Kendall, C. & Hopple, J. 1983. *Comparison of stable isotope references samples*. Nature, v. **302**, 236-238p.
- Craig – 1957. *Isotopic standards for Cargon and Oxygen and corrections factors for Mass Espectrometer Analysis of dioxide carbon*. Geochem. Cosmochem. Acta, v.**12**, 133-140p.
- Darwin, C., 1839. *Journal of researches into the Geology and Natural History of the countries visited*. H. M. S. Beagle. London. 615p.
- Dunham, R. J., 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W. E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks. Am. Ass. Petrol. Geol. **1**, 108-121.
- Fairbridge, R. W., 1967. *Phases of diagenesis and authigenesis*. Developments in Sedimentology, 8. Elsevier, Amsterdam, 10-20.
- Folk, R. L. & Land, L. S., 1975. *Mg / Ca ratio and salinity, two controls over crystallizations of dolomite*. . Am. Ass. Petrol. Geol. **59**, 109-119.

- Folk, R. L., 1959. *Practical petrographic classification of limestones*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. **43**, 1-38.
- Folk, R. L., 1962. *Spectral subdivision of limestones types*. In: W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Am. Ass. Petrol. Geol. **1**, 62-84.
- Ginsburg, R. N., 1953. *Beachrocks in south Florida*. In: J. Tulsa (ed.). *Sedimentary Petrology*, **23**: 85-92.
- Goldsmith, V. 1978. *Coastal dunes*. In: Davis, R. A. (Editor). *Coastal sedimentary environments*. New York:Springer – Verlag, 420p.171-235p.
- Gümbel, C. W. 1880. *Lithologisch – mineralogische Mitteilungen. I. Gesteine der Kerguelen-Inseln; II. Das weisse mineral der pflanzenversteinerungen aus d. Tarentaise*. Tscherm. Min. und Pet. Mitt., N.F., v. **II**, Wien., 186-191p.
- Hay, P. D. & Grossman, E. L., 1991. *Oxygen isotopes en meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate*. *Geology*, **19**, 441-444.
- Leighton, M. W. & Pendexter, C., 1962. *Carbonate rock types*. In: W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Am. Ass. Petrol. Geol. **1**, 33-61.
- Longmann, M. N. 1981. *Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic traps*. AAPG Fall Education Conference in Calgary, Canada. Education Courses n. **21**, 32p.
- Maia, L. P.; Sabadia, J. A. B.; Freire, G. S.; Raventos, J. S. 1997. *Caracterização Geoquímica e Diagenética da Cimentação Carbonática dos Beachrocks e Eolianitos da Região Costeira do Ceará*. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, **15**: 177-181p.
- Milliman, J. D., 1974. *Marine Carbonate*. Spriger Verlag, New York, 375p.
- Moore, C. H., 1989. *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Elsevier, Amsterdam, 338p.
- Muller, G. I. & Förstner, U., 1972. *Formation dan diagenesis of inorganic Ca-Mg-carbonates in the lacustrine environment.*, *Naturwissenschaften* 59, 159-164.
- Pettijonh, F. J.; Potter, P. E.; Silver, R., 1973. *Sand and Sandstone*.Springer – Verlag. New York, 617p.
- Purdy, E. G., 1968. *Carbonate diagenesis: an environmental survey*. *Geologica Romana*, **7**, 183-228.
- Purdy, E. G., 1968. *Carbonate diagenesis: na environmental survey*. *Geologica Romana*, **7**, 183-228p.
- Renard, A. 1886. *On some rock specimens from island of Fernando de Noronha group*.British Assoc. Adv. Sci, Rep. (Aberdeen) 1885, sec. C., London, 1031p.

- Renard, A. 1889. *Report on the rock specimens collect on oceanic island during the voyages of H. M. S. Challenger during the yaears 1873-1876: The voyage of H. M. S. Challenger*. Physics and Chemistry, **II**, London, 29-39p.
- Ridley, H. N. 1890. *Notes on the geology of Fernando de Noronha, by Thomas Davies, in The Natural History of the island of Fernando de Noronha, etc.* Linnean Soc., Jour. Botany, v. **XXVII**, London, 90p.
- Ridley, H. N. 1891. *The raised reefs of Fernando de Noronha*. Amer. Jour. Sci., 3rd Ser., v. **XLI**, New Haven, 406-409p.
- Rodrigues, A. C. B. 1999. Caracterização Sedimentológica e Processos Eólicos Costeiros da Região de Caucaia, Costa Oeste do Estado do Ceará. Dissertação de mestrado. Centro de Tecnologia e Geociências – Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 116p.
- Smith, W. C. e C. Burri. 1933. *The igneous rocks of Fernando de Noronha*. Schweiz. Min. Und Pet. Mitt., v. **13**, Zürich., 405-433p.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1996. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford-London, 428p.
- Tucker, M. E., 1995. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford-London, 248p.
- Weiser, J., 1992. *Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates*. Reviews in Mineralogy, 11, 265-300.
- Williams, G.H. 1889. *Geology of Fernando de Noronha. Petrography. Pt.II*. Amer. Jour. Sci., 3^{ed} Ser., v. **XXXVII**, New Haven, 178-189p.

