



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

RAFAEL CELESTINO SOARES

**GÊNESE DOS NÍVEIS COQUINÓIDES DO MEMBRO ROMUALDO,
FORMAÇÃO SANTANA, NA PORÇÃO CENTRAL E LESTE DA
BACIA DO ARARIPE**

**FORTALEZA
2012**

RAFAEL CELESTINO SOARES

**GÊNESE DOS NÍVEIS COQUINÓIDES DO MEMBRO ROMUALDO,
FORMAÇÃO SANTANA, NA PORÇÃO CENTRAL E LESTE DA
BACIA DO ARARIPE**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de
Mestrado em Geologia, da Universidade Federal do
Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Geologia

Área de Concentração: Geologia

Orientador: Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho

FORTALEZA
2012

RAFAEL CELESTINO SOARES

GÊNESE DOS NÍVEIS COQUINÓIDES DO MEMBRO ROMUALDO,
FORMAÇÃO SANTANA, NA PORÇÃO CENTRAL E LESTE DA BACIA
DO ARARIPE

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Mestrado em Geologia, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Geologia. Área de Concentração: Geologia

Aprovada em 14/12/2012.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho (orientador)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Cesar Ulisses Vieira Veríssimo
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Márcio Mendes

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

S656 Soares, Rafael Celestino.

Gênese dos níveis coquinóides do Membro Romualdo, Formação Santana na porção central e leste da Bacia do Araripe / Rafael Celestino Soares. – 2013.

76 f. : il. color., enc. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2013.

Área de Concentração: Paleontologia e Sedimentologia.

Orientação: Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho.

1.Coquinas. 2. Sedimentologia. 3. Membro Romualdo. I. Título.

CDD 551

A meus pais, José Decivan Borges Soares e Maria de Fátima Celestino Soares, pelo apoio e compreensão. A Ruanna Gonçalves, pelo estímulo nos momentos de dificuldade. A minha avó Francisca Zuila Borges Soares (*in memoriam*), eterno modelo de vida.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por esta vida e oportunidade de crescimento. Aos auxiliares do plano espiritual, pela inspiração e fortaleza. Ao Centro Espírita União e Caridade, por nos bem direcionar na nossa jornada evolutiva.

Ao Prof. Wellington Ferreira da Silva Filho, pela orientação, paciência, dedicação, e amizade construída.

Aos professores do Departamento de Geologia, que de algum modo contribuíram na realização deste trabalho: Prof. José de Araújo Nogueira Neto, Prof. Christiano Magini, Profa. Teresa Falcão de Oliveira Neri e Prof. Wagner da Silva Amaral.

Aos professores, componentes da banca, Cesar Ulisses Vieira Veríssimo e Marcio Mendes, por aceitarem avaliar este trabalho.

À Profa. Glória Maria Silva Hamelak, pelo auxílio no laboratório de Petrologia Sedimentar.

Ao Prof. Alexandre Magno Feitosa Sales, pela inestimável colaboração nas etapas de campo desta pesquisa, e nas discussões/sugestões propostas para este trabalho. Ao amigo Arthur Andrade, pelo campo conjunto que fizemos em Jardim.

Agradecimento especial à Profa. Maria Helena Hessel, pelo auxílio na concepção desta pesquisa ainda enquanto proposta de dissertação, e pelas valorosas discussões/colaborações para com este trabalho.

Aos colegas de curso que sempre nos auxiliaram incondicionalmente. Agradecemos a todos nas pessoas de: Diones Oliveira, Agnaldo Filho, Glauciane Diniz, Ludmila Prazeres.

À Profa. Simone Cardoso Ribeiro (amiga e eterna orientadora) e Prof. Jörn Seemann (amigo, além de professor), por terem acreditado em nosso potencial nos tempos de graduação, e nos ter auxiliado em nossa caminhada acadêmica.

À amiga e colega de curso Gabriela de Carvalho, pelos tantos momentos (bons e difíceis) compartilhados, quando pudemos sempre contar um com o outro.

A minha família, em especial aos meus tios José Danilo Borges e Socorro Azevedo por todo apoio prestado quando da nossa estada em Fortaleza. Ao meu primo Marcus Borges por ser um grande irmão durante este tempo.

Às pessoas que nos auxiliaram em trabalhos de campo. Agradecemos a todas nas pessoas de: José Oreste de Oliveira e Ludmila Alves.

Aos artistas (*in memoriam*) que contribuíram na trilha sonora deste longa-metragem: Lula Côrtes, Tim Maia, Raul Seixas e Itamar Assumpção.

“Tu perguntas:
‘O que uma lagosta tece lá embaixo com seus pés dourados?’
Respondo que o oceano sabe.
‘E por quem a medusa espera em sua veste transparente?’
Está esperando pelo tempo, como tu.
‘Quem as algas apertam em seu abraço...’, perguntas,
‘mais firme que uma hora e um mar certos?’ Eu sei.
Perguntas sobre a presa branca do narval,
e eu respondo contando como o unicórnio do mar,
arpado, morre.
Perguntas sobre as plumas do rei-pescador,
que vibram nas puras primaveras dos mares do sul.
Quero te contar que o oceano sabe isto:
Que a vida, em seus estojos de jóias,
é infinita como a areia incontável, pura.
E o tempo, entre uvas cor de sangue,
tornou a pedra dura e lisa, encheu a água-viva de luz,
desfez o seu nó, soltou seus fios musicais,
de uma cornucópia feita de infinita madrepérola.
Sou só a rede vazia, diante dos olhos humanos na escuridão.
E de dedos, habituados à longitude do tímido globo de uma laranja.
Caminho como tu, investigando a estrela sem fim,
e em minha rede, durante a noite, acordo nu.
A única coisa capturada é um peixe preso dentro do vento”.

Pablo Neruda

RESUMO

O objetivo fundamental deste trabalho é fornecer subsídios que possam contribuir na determinação da gênese dos níveis coquinóides identificados no Membro Romualdo, Formação Santana, da Bacia do Araripe. Para tanto, foram desenvolvidas atividades de coleta de amostras em pontos distintos das porções central e leste da bacia, a fim de se produzir dados petrográficos e sedimentológicos a partir dos quais se pudessem estabelecer inferências e deduções sobre os constituintes, feições e estruturas identificadas nas rochas. Também se levou em consideração os principais estudos já desenvolvidos no tema objetivando a associação com dados pré-existentes para efeitos de interpretação. Identificando as características das concentrações de microfósseis para cada amostra, e comparando-as, foi possível se propor uma origem para a formação destes materiais a partir da ocorrência de eventos episódicos de tempestades, estando os produtos diferenciados de acordo com a maior/menor influência energética do vetor de transporte e interferência de fatores paleogeográficos específicos. Através da análise micropetrográfica se determinou os litotipos, que variam entre *packstones* a *wackstones* bioclásticos com porções fortemente desmicritizadas que originam *grainstones*. De modo geral, podem ser interpretados também como biomicritos. Os parâmetros tafonômicos analisados, juntamente ao conteúdo siliciclástico, sugerem aproximação com um paleoambiente transicional de dinâmicas deposicionais complexas e variadas, associadas à ocorrência de eventos de rápida sedimentação e constantes retrabalhamentos influenciados por episódios de tempestades, que contribuíram no aumento da energia do transporte. Para a interferência marinha neste paleoambiente, considerou-se a influência das águas tetianas durante a transgressão iniciada no Aptiano, desempenhando um importante papel na dinâmica de transporte e deposição. Os níveis coquinóides também são encontrados em outras porções da Bacia do Araripe (não tão somente na porção Cearense). Assim, uma análise mais detalhada para a origem dessas concentrações é algo mais complexo a se tratar, ainda mais levando-se em conta um domínio paleobiogeográfico ampliado.

Palavras-Chave: Coquinas, Sedimentologia, Membro Romualdo.

ABSTRACT

The fundamental aim of this research is to provide subsidies that contribute to determinate the genesis of the coquinoid levels identified in the Romualdo Member, Santana Formation, Araripe Basin. Therefore, activities were developed for sampling at different points of the center and eastern border of the basin, to produce petrographic and sedimentological data that could establish inferences and deductions about constituents, features and structures identified on the rocks. It was considered the main related researches already developed, aiming the association with pre-existing data for the interpretations. Identifying the characteristics of macrofossils concentrations for each sample, and comparing them, it was possible to suggest an origin for the formation of these materials from the episodic occurrence of storms, with products characterized according to the major/minor influence of the transport vector and interference from specific paleogeographical factors. The petrographic analysis determined the lithotypes, ranging from bioclastics packstones to bioclastics wackstones, with highly demicriticized portions originating grainstones. Overall, may also be interpreted as biomicrites. The taphonomical parameters analyzed, together with the siliciclastic content, suggest a transitional paleoenvironment system and a complex deposition dynamic, associated with the occurrence of rapid sedimentation events and constant reworking episodes influenced by storms, which contributed to increase the transport energy. It was considered the Tethyan waters influence for the marine interference in this paleoenvironment during the Aptian transgression, playing an important role in the transport and depositional dynamics. The coquinoid levels are also found in others portions of the Araripe Basin (not so only in Cearense portion). Thus, a more detailed analysis for the origin of these concentrations is something more complex to treat, even more considering a magnified paleobiogeografic domain.

Keywords: Coquinas, Sedimentology, Romualdo Member.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA	1	A: Distribuição de plataformas carbonáticas cretáceas no Atlântico Sul (Rangel, 2002). B: Detalhe da margem leste do Brasil, com bacias mesozóicas em destaque (modificado de Dilcher <i>et al</i> , 2005)	1
FIGURA	2	A: Localização da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. B: Mapa da Bacia do Araripe com a localização das principais cidades do ponto de vista desta pesquisa. Modificado de Báez <i>et al</i> . 2009	3
QUADRO	1	Analogia granulométrica de calcários e dolomitos com as rochas terrígenas (Folk, 1962)	10
FIGURA	3	Diagrama de classificação para rochas carbonáticas segundo Dunhan (1962). Retirado de Antunes (2004)	10
FIGURA	4	Zonas diagenéticas e tipos de água (com base em Galloway, 1984, <i>in</i> McBride, 1985)	12
FIGURA	5	Terminologia para a orientação de bioclastos (Adaptado de Kidwell <i>et al</i> . 1986)	18
FIGURA	6	Geometria de acumulações esqueletais em 2D e 3D (Adaptado de Kidwell <i>et al</i> . 1986)	19
FIGURA	7	Estrutura conceitual para a gênese de concentrações esqueletais (modificado de Kidwell <i>et al</i> . 1986). Biogênica (área 1); sedimentológica (área 2); diagenética (área 3); mistas (área 4, 5 e 6)	20
FIGURA	8	Varição esperada de concentrações esqueletais ao longo de um translado onshore-offshore em um ambiente marinho dominado por sedimentação terrígena (adaptado de Kidwell <i>et al</i> .1986). B, S e D designam respectivamente o tipo de concentração para: biogênica, sedimentológica e diagenética	22
FIGURA	9	Mapa de Localização da Bacia do Araripe incluindo pontos de coleta das amostras (modificado de Pires & Guerra-Sommer, 2011).....	24
FIGURA	10	Histograma estratigráfico de distribuição de concreções no Membro Romualdo em escavação controlada Adaptado de Fara <i>et al</i> . 2005)	28
FIGURA	11	Carta estratigráfica da Bacia do Araripe modificada de Antonietto, 2010 (com base em Assine, 2007). Significado das abreviações para formações: CAR – Cariri, BSA – Brejo Santo, VEL – Missão Velha, ABA – Abaiara, BAR – Barbalha, SAN – Santana, ARA – Araripina, EXU – Exu. Ilustração do perfil esquemático da Bacia do Araripe retirado e adaptado de Assine (2007)	30
FIGURA	12	Estrutura coquinóide da porção superior da Formação Santana, proveniente do município de Santana do Cariri, Ceará, apresentando restos de gastrópodos (barra indica 1 cm). Cedido por Hessel (2011)	34
FIGURA	13	Modelo de reconstituição para o Aptiano proposto por Scotese, 2001 . Figura retirada e adaptada de Arai (2012)	37
FIGURA	14	Modelo de reconstituição para o Aptiano, proposto por Arai, 2007 ; A cor violeta representa as grandes bacias evaporíticas; A linha vermelha indica a barreira constituída pelo alinhamento Dorsal de São Paulo – Alto de Florianópolis; Os pontos vermelhos são ocorrência de <i>Subtilisphaera</i> , sugerindo influência tetiana; Os pontos amarelos são registros de microfocloras austrais; O ponto azul é o registro de radiolários da Formação Areado. Figura retirada de Arai (2012)	37

TABELA	1	Localização de concentrações coquinóides na Bacia do Araripe. Pontos de coleta em azul	39
FIGURA	15	Síntese esquemática envolvendo as etapas dos trabalhos de laboratório	40
FIGURA	16	Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Crato: Biomicrito na classificação de Folk (1959) ou <i>packstone</i> na classificação de Dunham (1962). Detalhe de turritelídeo (centro) em corte longitudinal. Bordas dos bioclastos micritizadas (microbioerosão). Ponto: UTM 456783/9193906	42
FIGURA	17	Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Crato: Biomicrito (Folk, 1959) ou <i>packstone</i> (Dunham, 1962). Ocorrência de desmicritização (recristalização da matriz micrítica). No interior da concha de turritelídeo, preenchimento com micrita e pelóides, na zona mais enegrecida. Na zona mais esbranquiçada, preenchimento por calcita espática. Ponto: UTM 456783/9193906..	43
FIGURA	18	Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Crato: Biomicrito (Folk, 1959) ou <i>packstone</i> (Dunham, 1962). Fragmentos de turritelídeos, bivalves, e organismos indistintos em concentração densa. Observar micritização nas bordas das conchas. Ponto: UTM 456783/9193906	43
FIGURA	19	Campo de concentrações coquinóides em Crato: Disposição em blocos interruptos	44
FIGURA	20	Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Araripe: Notoriamente um biomicrito (Folk 1959) ou <i>wackestone</i> (Dunham, 1962). Organismos turritelídeos observados em corte transversal. Os pontos mais claros indicam grãos de quartzo Ponto: UTM 0385917/9205240	45
FIGURA	21	Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Araripe: Bivalve articulado fechado indicando preservação em condição de vida. Presença de grãos quartzosos. Ponto: UTM 0385917/9205240	45
FIGURA	22	Lâmina petrográfica de amostra da localidade de Araripe: Fragmentos de ostracodes e presença de grãos de quartzo. Ponto: UTM 0385917/9205240	45
FIGURA	23	A: Campo de concentração coquinóide em Araripe. B: Bloco coletado em campo. C: Continuidade do nível coquinóide identificando condição <i>in situ</i> . D: Presença de macrofósseis nas argilas acima da concentração calcirrudítica. Ponto: UTM 0385917/9205240	46
FIGURA	24	Lâmina petrográfica em luz polarizada, amostra Jardim: Biomicrito (Folk, 1959) ou <i>Wackestone</i> a <i>Wackestone</i> (Dunham, 1962). A matriz micrítica apresenta desmicritização. No detalhe: Presença de organismo ostracode. Ponto: UTM 470094/916172	47
FIGURA	25	A - Lâmina petrográfica em luz polarizada, amostra Jardim: Crescimento de cristais a partir de fragmento fóssil preservado. B – Detalhe ampliado (x 5): Franja de cristais aciculares de calcita	48
FIGURA	26	Diferenciação de camadas da Amostra ARJ 1 – E, da base para o topo, coletada em Crato. As linhas contínuas dividem as camadas identificadas. A linha pontilhada menor reconhece a subdivisão de uma camada identificada. A linha pontilhada maior separa a zona de intemperismo	48
FIGURA	27	Diferenciação de camadas da Amostra ARR 1 – E, da base para o topo, coletada em Araripe. As linhas contínuas dividem as camadas identificadas. A linha pontilhada reconhece a subdivisão de uma camada identificada	49

FIGURA	28	Diferenciação de camadas da Amostra JAR 1,2 – E, da base para o topo, coletada em Jardim. As linhas contínuas dividem as camadas identificadas. As linhas pontilhadas reconhecem diferenciações, ainda que neste caso não tenham sido consideradas como subdivisões	49
TABELA	2	Propriedades identificadas para as amostras estudadas com base na distribuição de bioclastos	52

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
1.1. Justificativa	2
1.2. Localização da área de estudo	3
1.3. Estrutura da dissertação	3
2. HISTÓRICO DO CONHECIMENTO	4
2.1. Sedimentos carbonáticos	5
2.2. Diagênese	11
2.3. Tafonomia de camadas coquinóides	14
2.4. Geologia da Bacia do Araripe	23
2.5. Acumulações fossilíferas: coquinas x <i>hardground</i>	30
2.5.1. <i>Hardgrounds</i>	30
2.5.2. Coquinas	31
2.5.3. Níveis coquinóides do Membro Romualdo	31
2.6. Níveis sedimentares endurecidos da Formação Santana	33
3. MATERIAIS E MÉTODOS	38
3.1. Trabalhos iniciais	38
3.2. Trabalhos de campo	38
3.3. Trabalhos de laboratório	40
3.4. Análise de informações	41
3.5. Trabalhos finais	41
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
4.1. Análise petrográfica	42
4.1.1. Concentrações na localidade de Crato	43
4.1.2. Concentrações na localidade de Araripe	44
4.1.3. Concentrações na localidade de Jardim	47
4.2. Interpretação de dados	48
4.3. Conclusões	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A partir da abertura do Oceano Atlântico Sul, diversas plataformas carbonáticas iniciaram seu desenvolvimento ao longo do leste brasileiro, durante o Eocretáceo (fig.1A). Dentre as bacias interiores do Nordeste, a Bacia do Araripe (fig.1B) destaca-se como a que mais apresenta exposição de rochas cretáceas (Carvalho & Bertini, 2000). Na parte superior do Membro Romualdo da Formação Santana (Aptiano-Albiano), estratos não metamorfizados de rochas carbonáticas encontram-se bem representados. Nesses bancos de calcirruditos podem-se encontrar concentrações coquinóides, ainda pouco estudadas, e que podem fornecer importantes contribuições para reconstituição paleoambiental, além de possivelmente representarem importante marco bioestratigráfico. Estes calcirruditos contém macroinvertebrados (bivalves, gastrópodes e equinóides) que necessitam de estudos mais apurados, tanto de ordem taxonômica, quanto relacionados à natureza do sedimento que os abrigam.

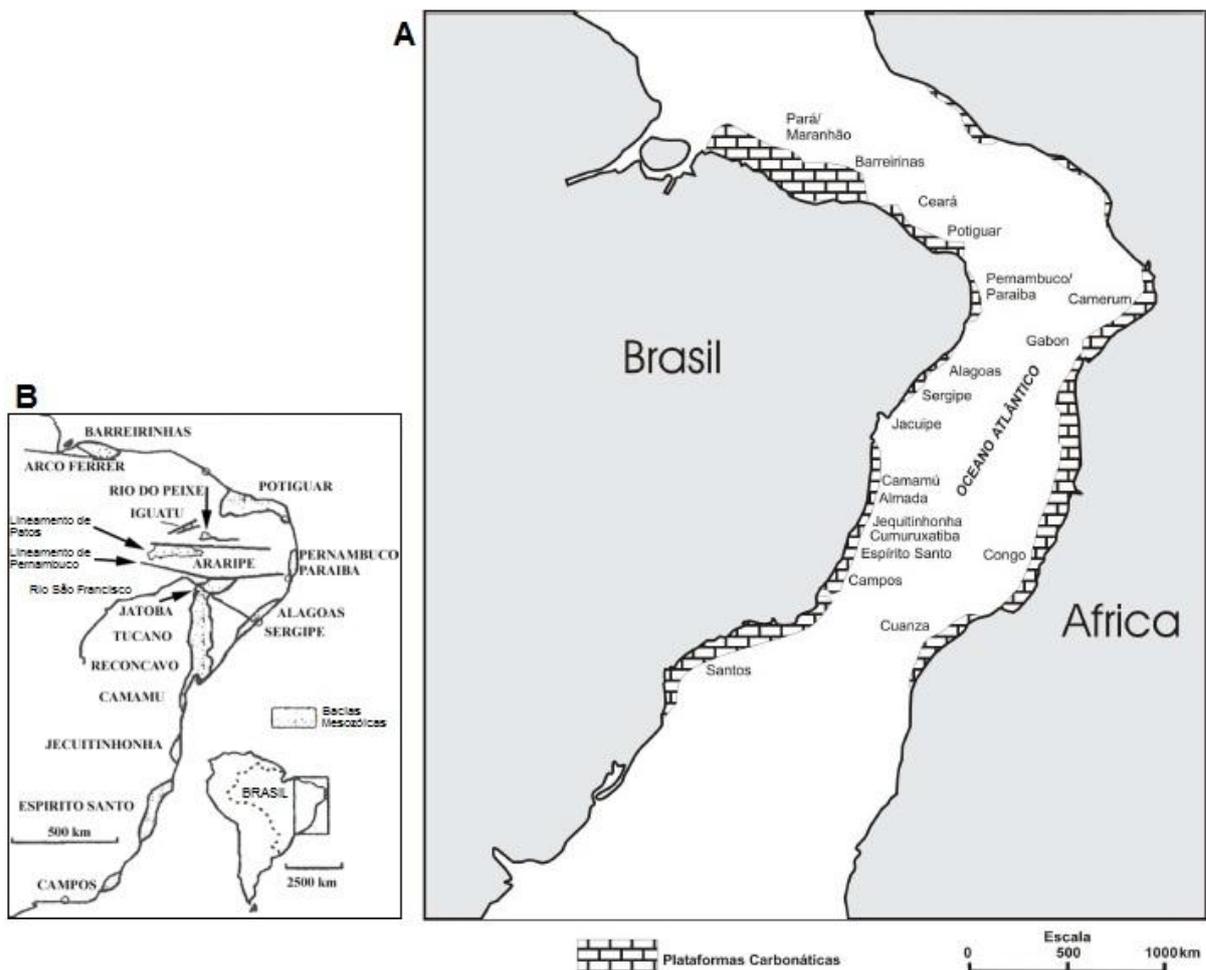


Figura 1- A: Distribuição de plataformas carbonáticas cretáceas no Atlântico Sul (Rangel, 2002). B: Detalhe da margem leste do Brasil, com bacias mesozóicas em destaque (modificado de Dilcher *et al.*, 2005).

A presente pesquisa tem por objetivo estabelecer a gênese dos níveis endurecidos que se apresentam na parte superior do Membro Romualdo, Formação Santana, da Bacia do Araripe. A partir da definição das características petrográficas das acumulações esqueléticas, foi possível descrever e compreender os processos envolvidos na origem destas concentrações. A análise do material bioclástico baseada em dados petrográficos contribuiu ao melhor entendimento do modelo sedimentar proposto para a sequência carbonático-clástica da Formação Santana (Eocretáceo, Bacia do Araripe). A interpretação das amostras com base na diferenciação de camadas pelo critério de distribuição dos microfósseis na rocha, assim como o exame da forma como estão dispostos fundamentaram as observações sobre o paleoambiente e contribuíram na identificação de possíveis alterações pós-deposicionais dos carbonatos.

Esta investigação ainda se propôs a atender aos seguintes objetivos específicos:

- revisar a literatura relacionada à temática em estudo;
- identificar os constituintes da rocha, avaliando as implicações de suas propriedades no comportamento posterior de produtos elaborados;
- descrever a litologia e estruturas sedimentares associadas às concentrações fossilíferas encontradas no Membro Romualdo;
- analisar as acumulações esqueléticas a partir de lâminas petrográficas;
- caracterizar as concentrações coquinóides a partir da distribuição dos bioclastos.

1.1 Justificativa

As concentrações coquinóides presentes na Bacia do Araripe (Membro Romualdo, Formação Santana) foram reconhecidas e mencionadas em diversos trabalhos acadêmicos (Lima, 1978; Arai & Coimbra, 1990; Berthou *et al.*, 1990; Martill, 1993; Simões *et al.*, 1995). Contudo, poucos estudos específicos mais aprofundados sobre estas concentrações foram desenvolvidos, a exemplo da tese de doutoramento de Sales (2005), cujo enfoque se deu em tafonomia. Desse modo, com o presente trabalho procura-se contribuir no entendimento da gênese dos níveis coquinóides do Araripe, tendo por base o levantamento de dados micropetrográficos associados ao conteúdo bioclástico, inferindo possíveis interpretações paleoambientais a partir dos resultados obtidos.

1.2 Localização da área de estudo

A área estudada está na porção cearense da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, entre as coordenadas UTM 9161721 e 9205240 de latitude Sul e 385917 e 470094 de longitude Oeste. A figura 2 compreende essa área descrita. Detalhes adicionais serão explanados mais adiante no item 3.2, que se refere aos trabalhos de campo.

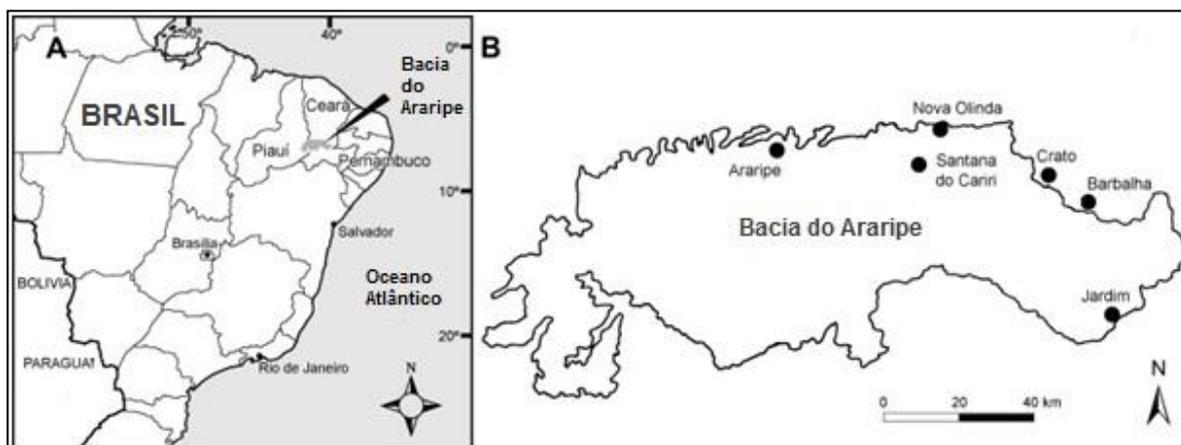


Figura 2 – A: Localização da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. B: Mapa da Bacia do Araripe com a localização das principais cidades do ponto de vista desta pesquisa. Modificado de Báez *et al.*, 2009.

1.3 Estrutura da dissertação

A dissertação consta de quatro capítulos. No capítulo “Introdução e Objetivos” é feita uma breve apresentação da temática e das metas a serem alcançadas. O trabalho também é devidamente justificado e é fornecida a localização da área de estudo. No capítulo “Histórico do Conhecimento” está sintetizado todo o estudo teórico que se fez necessário à fundamentação da pesquisa, incluindo considerações importantes sobre a temática estudada através da apreciação de estudos fundamentais desenvolvidos por diversos pesquisadores. Os pontos tratados versam sobre sedimentos carbonáticos e diagênese, tafonomia para camadas coquinóides, geologia da Bacia do Araripe, e uma breve sinopse relacionando os conceitos de coquinas e *hardgrounds* com concentrações fossilíferas, finalizando com uma explanação sobre os níveis sedimentares endurecidos da formação Santana. Em “Materiais e Métodos” está sintetizado todo o processo metodológico envolvido na obtenção de dados. Por fim, no capítulo “Resultados e Discussão”, os dados são apresentados, avaliados e interpretados, incluindo sugestões para futuras pesquisas no tema.

2. HISTÓRICO DO CONHECIMENTO

As rochas carbonáticas representam aproximadamente 10% dentre os sedimentos expostos no mundo, e totalizam 4% das reservas de hidrocarbonetos brasileiras. Dentre vários aspectos importantes do estudo de carbonatos pode-se destacar: a associação dos mesmos com depósitos de evaporitos e fosfatos; o alto potencial na formação de aquíferos e reservatórios petrolíferos; e a hospedagem de mineralizações relevantes, como as de chumbo, zinco e fosfatos uraníferos (Rangel, 2002).

Os carbonatos têm ampla presença no registro geológico, desde o Proterozóico médio até o Holoceno (Read, 1982). No Brasil, as rochas carbonáticas estão amplamente distribuídas. Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, São Paulo, Rio de Janeiro e Paraná são estados brasileiros com depósitos consideráveis. A região Nordeste apresenta ocorrências relevantes, destacando-se os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Bahia, que juntos somam 80% das reservas desta região (Vidal *et al.*, 2005).

Os componentes mineralógicos essenciais dos sedimentos carbonáticos são a calcita e a dolomita, que definem a classificação dos calcários (predomínio de CaCO_3) e dolomitos [predomínio de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] a partir das várias combinações possíveis em diferentes proporções (Bigarella, 1956; Pettijohn, 1957). Outros carbonatos podem ocorrer em níveis baixos e de maneira associada. No Brasil, por exemplo, a magnesita (MgCO_3) pode ser encontrada associada aos dolomitos ou a calcários em processo de dolomitização.

A concentração de carbonatos pode ocorrer nos mais diversos ambientes como rios, lagos, lagoas e cavernas. Sedimentos carbonáticos marinhos podem formar dunas eólicas por retrabalhamento, porém a maioria dos depósitos é constituída propriamente em ambientes marinhos, a exemplo das plataformas carbonáticas australianas e do nordeste brasileiro (Rangel, 2002).

A dinâmica deposicional dos sedimentos carbonáticos é complexa, pois está sujeita às influências das mais sensíveis variações no ambiente, podendo ocorrer facilmente mudanças de textura e composição. Na sedimentação carbonática, são vários os fatores que podem ser entendidos como controladores do processo, tais quais: variações de temperatura (especialmente para ambientes de clima árido e semi-árido); a saturação das águas em íons carbonato, cálcio e magnésio; o baixo grau de turbidez das águas; o baixo fornecimento de sedimentos terrígenos; o grau de incidência da luz solar no ambiente; a profundidade da lâmina de água; e a pressão da coluna de água, que pode dissolver as partículas (Tucker, 1990).

2.1. Sedimentos carbonáticos

No período de 1930 até 1950, dois trabalhos são apreciados como clássicos em se tratando de estudos em sedimentos carbonáticos. Black (1933) analisou sedimentos carbonáticos provenientes das Bahamas com ênfase na precipitação de carbonato de cálcio. Do mesmo modo, Cayeux (1935) desenvolveu um estudo sobre as rochas sedimentares francesas, com ênfase em rochas carbonáticas. A partir de 1950, as pesquisas em sedimentos carbonáticos crescem com uma preocupação mais evidente com os processos deposicionais. Dentre os trabalhos de maior destaque pode-se citar: Newell *et al.* (1951), Illing (1954), Ginsburg (1956), Newell & Rigby (1957), Cloud (1962) e Purdy (1963).

Os primeiros trabalhos relacionados aos sedimentos carbonáticos no Brasil objetivaram principalmente a compreensão das bacias marginais, mais especificamente nas questões envolvendo reservatórios potenciais, diagênese de carbonatos e ambientes deposicionais. Na década de 70, Mabesoone (1970), estabeleceu um estudo petrográfico comparativo entre os calcários oriundos de bacias litorâneas com aqueles provenientes de bacias intracontinentais (paleozoicas e mesozoicas) do Nordeste brasileiro. Carrozzi *et al.* (1973) estudaram microfácies de carbonatos do Cenomaniano da Bacia de Barreirinhas (RJ). Contudo, foi a partir da década de 80, que se observou uma expansão das pesquisas com carbonatos no Brasil. Barbosa (1980) desenvolveu um método para estudo de microfácies, partindo de uma adaptação das classificações de Folk (1974), Chilingar *et al.* (1967) e Carrozzi *et al.* (1973). Falkenhein *et al.* (1981) pesquisaram carbonatos de idade albiana/cenomaniana na Bacia de Campos. Bertani & Carrozzi (1984) também trabalharam nesta mesma bacia com sedimentos carbonáticos eocretáceos. Wolff & Carrozzi (1984) desenvolveram estudos relacionados na Bacia da Foz do Amazonas. Terra *et al.* (2010) sistematizaram uma proposta de classificação de rochas carbonáticas para bacias brasileiras, partindo de uma adaptação das classificações mais clássicas.

As rochas carbonáticas apresentam características bem peculiares. Basicamente, uma rocha carbonática possui três componentes principais: grãos aloquímicos, matriz, e cimento. A mineralogia é relativamente simples com predomínio de carbonato de cálcio nas suas formas polimorfos (calcita, dolomita, aragonita). A partir da matriz carbonática, os grãos se encontram como componentes adicionais. É na diagênese que o cimento carbonático se compõe e se estabelece. As relações entre a natureza e quantidade dos grãos presentes, em função do tipo de cimento e da matriz estabelecida, são de importância ímpar aos estudos que envolvem reconstituições paleoambientais.

Os grãos componentes do arcabouço carbonático foram denominados de aloquímicos por Folk (1959), e classificados pelo mesmo autor, segundo a textura, em seis tipos principais: oólitos, oncólitos, pelóides, intraclastos, bioclastos e agregados.

Oólitos

São compostos predominantemente por CaCO_3 , havendo presença de outros elementos traços (como Mg), e matéria orgânica em percentual muito variável. Segundo Bathurst (1976), esses grãos carbonáticos são formados por camadas concêntricas agrupadas em torno de um núcleo, que por vez pode ser um pelóide, um grão de quartzo, ou um fragmento de concha. Possuem dimensão que varia de 0,1 a 2 mm. Por vezes, grãos oolíticos que ultrapassam a dimensão dos 2 mm são chamados psólitos (Suguio, 1980) e, em geral, são de origem cárstica.

Diversos autores discutiram a possibilidade de origem orgânica para os oólitos, devido o papel bacteriano na precipitação de CaCO_3 . Contudo, a maioria dos autores desprezou as observações (Tucker, 1991), que voltaram a ser consideradas atualmente.

Embora não seja comum, estruturas biogênicas podem se apresentar nos oólitos, constituindo apenas uma pequena porção nas suas camadas mais externas (Tucker & Wright, 1990). Os oólitos geralmente se formam em ambientes com águas mornas e agitadas que apresentam correntes constantes em múltiplas direções, e caracterizam a forma esferoidal/elipsoidal dos grãos. Ex: praias, canais de maré, plataformas rasas dominadas por ondas ou marés.

Oncólitos

São grãos consolidados a partir da síntese metabólica de cianobactérias, portanto de origem biológica. Caracterizam-se por apresentar camadas micríticas agrupadas irregularmente em torno de um núcleo que pode ser um fragmento de concha, um oólito, ou mesmo outro oncólito.

Oncólitos já foram definidos como um tipo particular de estromatólito esferoidal (Logan *et al.*, 1964). Cianobactérias tem alta tolerância em relação a mudanças ambientais bruscas. Assim, oncólitos podem se formar tanto em ambientes de águas doces quanto hipersalinas. Ex: zonas de intermaré, margens de canais de maré.

Intraclastos

Representam fragmentos rochosos carbonáticos preexistentes, geralmente pouco consolidados, de granulometria entre areia fina a matacão, e que foram adicionados a um novo sedimento carbonático (Folk, 1959). A designação intraclasto infere que o sedimento foi necessariamente retrabalhado e redepositado (Folk, 1962).

Agregados

Trata-se de partículas carbonáticas justapostas por micrita, matéria orgânica, ou cimento microcristalino (Tucker, 1991). Às vezes, a diferenciação entre agregados e intraclastos torna-se difícil, devido à proximidade conceitual entre essas estruturas.

Pelóides

São clastos de calcita microcristalinas de forma irregular (esférica, elipsoidal, ou angular) consolidados pela micritização de outros grãos aloquímicos. O termo designa os grãos de modo independente da origem, levando-se em conta apenas a disposição das características mencionadas (Folk, 1962). Não raramente são cimentados por calcita. Muitas vezes, pelóides são interpretados como pelotas fecais fossilizadas, oriundas de invertebrados ou peixes, dispostas em formas esferoidais (Suguio, 2003). Neste caso, são denominados *peletes*.

Agregados de lama mal consolidados e intraclastos retrabalhados podem também constituir pelóides. Estes sedimentos são típicos de ambientes restritos. Ex: interior de plataformas e lagunas.

Bioclastos

Pelo termo bioclasto se denomina todo fragmento esquelético de natureza biomineral, inteiro ou fragmentado, não necessariamente articulado, com tamanho maior que 2 mm, e de composição química característica, que pode permitir o registro de atividades de agentes físicos, químicos e/ou biológicos, atuantes desde a morte do organismo até seu soterramento (Damazio, 2004). São, portanto, fragmentos de fósseis diversos, ou mesmo fósseis completos de vegetais e animais. Dentre os tipos de grãos, os bioclastos são os mais abundantes no Fanerozóico, sendo que representam a parte predominante de alguns calcários (Suguio, 2003). Muitas vezes, são encontrados em associação com outros grãos carbonáticos. Os bioclastos podem ser formados por vários organismos, dentre os quais se podem destacar: algas verdes (Clorofíceas) e vermelhas (Rodofíceas), foraminíferos bentônicos e plantônicos, equinodermos, moluscos, ostracodes, briozoários e corais (Horowitz & Potter, 1971; Suguio 1980). Abaixo, segue uma síntese com as principais características dos invertebrados bentônicos que se avaliam importantes neste trabalho, considerando Moore *et al.* (1952):

As algas verdes e vermelhas, que apresentam alguma calcificação, são conhecidas genericamente como algas calcárias. As algas verdes podem ser encontradas em águas rasas até profundidades que chegam aos 150 metros e são, em maioria, marinhas. Dasycladacea e Codiácea são famílias de Clorofíceas (algas verdes) que podem ser encontradas em ambientes lagunares. As carófitas são um grupo que se desenvolve em

rios e lagos. As algas vermelhas caracterizam ambientes tipicamente marinhos e não se restringem a profundidades do mesmo modo que as algas verdes. Apesar de prevalecerem em plataformas rasas, podem ser encontradas em profundezas de até 270 metros. Juntamente com outros organismos dispostos em colônias consolidam recifes orgânicos (bioconstruções). Assumem várias formas como crostosas, nodulares ou ramificadas.

Foraminíferos são protozoários predominantemente de habitats marinhos - de hábitos bentônicos (desde o Cambriano) ou plantônicos (a partir do Eojurássico). A composição deste organismo pode ser orgânica (quitina), aglutinada (cimentados, junto a grãos dispostos no ambiente) e calcária (produzido pelo próprio organismo). A importância dos foraminíferos reside na aplicabilidade destes organismos como datadores de rochas e auxiliares em inferências sobre condições de deposição. Morfologicamente, possuem uma carapaça (ou teca) composta por câmaras.

Os equinodermos são invertebrados exclusivamente marinhos e que habitam regiões diversas, desde uma zona intermaré até zonas mais profundas. Equinóides (ouriços-do-mar) e crinóides (lírios-do-mar) são seus representantes básicos. Os primeiros habitam ambientes proximais à costa (como recifes), enquanto os crinóides se concentram em maiores profundidades. Após a morte destes organismos, é comum a dissociação das pequenas placas calcárias ricas em magnésio que compõem seu esqueleto interno.

Os moluscos são um filo que compreende organismos de um período que se estende do Neopaleozóico ao Holoceno. Estes podem ser: gastrópodes, bivalves e cefalópodes. Apesar da baixa diversidade de espécies, os gastrópodes costumam se apresentar em associações populacionais densas. Suportam bem variações de salinidade, daí serem habitantes de ambientes marinhos, salobros, dulcícolas e até terrestre. A concha possui aragonita e/ou calcita na sua composição.

Os bivalves se assemelham aos gastrópodes quanto à estrutura interna. A composição das conchas é basicamente aragonita e/ou calcita. Estes organismos vivem em ambientes marinhos, de água salobra, assumindo também formas dulcícolas. Eles representam um suprimento importante na contribuição para formação de sedimentos carbonáticos marinhos.

Cefalópodes são comuns em calcários paleozoicos e mesozoicos, a exemplo dos extintos amonitas, e habitam ambientes pelágicos. Apresentam conchas finas, de composição aragonítica ou constituídas por calcita espática.

Ostracodes são pequenos crustáceos representantes do filo dos artrópodes. São encontrados em ambiente marinho, como também lacustre e fluvial. Possuem uma carapaça de matriz quitinosa ou calcítica.

Os briozoários são organismos predominantemente marinhos que constituem colônias e formam estruturas ramificadas, crostas e fenestrações no ambiente. Possuem um esqueleto calcítico e podem variar bastante em tamanho, de centímetros até metros.

Matriz

Na rocha calcária, geralmente, a matriz constitui uma fração fina de cristais de calcita, tamanho silte a argila, que foi depositada junto com outros grãos. Dependendo do nível de turbidez das águas o percentual da matriz pode variar. A ação de correntes faz com que praticamente apenas grãos aloquímicos sejam depositados. Da mesma forma, em águas calmas, ou em maiores profundidades, as boas condições para decantação proporcionam que a matriz se constitua no principal componente da rocha (Tucker & Wright, 1990).

Quando os cristais de carbonato de cálcio são microcristalinos (1 a 5 μm), a matriz é denominada micrita ou lama carbonática. Para cristais acima de 5 μm até 15 μm , o termo microspato é indicado (Folk, 1959). Em razão da fragilidade, a micrita é facilmente alterada pelos processos da diagênese.

Além de designar a matriz microcristalina de uma rocha, a denominação micrita pode ser mais abrangente. Pode estar relacionada a uma rocha totalmente composta por calcita microcristalina, além de poder ser utilizada conjuntamente com outras nomenclaturas na classificação de rochas carbonáticas, a exemplo das denominações biomicrita e pelmicrito.

Cimento

Ao material cristalino quimicamente precipitado nos poros da rocha, dá-se o nome de cimento. Apresenta granulação maior do que 10 μm e é composto por calcita espática, daí o cimento também ser chamado de esparito. O termo “franja” é utilizado para se definir a fração calcítica precipitada nas paredes das porosidades. Já por “mosaico” entende-se a fração calcítica depositada nos espaços centrais das porosidades, selando os poros (Tucker & Wright, 1990).

Classificação Granulométrica

Relacionando os grãos carbonáticos (aloquímicos) à natureza do cimento e da matriz, Folk (1962) estruturou uma classificação para rochas carbonáticas bastante simples, com base no diâmetro dos grãos, tal qual disposto no quadro seguinte:

Quadro 1 - Analogia granulométrica de calcários e dolomitos com as rochas terrígenas (Folk, 1962).

DIÂMETRO (mm)	ROCHAS
64 a 2 mm (<i>ruditos</i>)	<i>Calcirrudito - Dolorrudito</i>
2 a 0.062 mm (<i>arenitos</i>)	<i>Calcarenito - Doloarenito</i>
0.062 a 0.002 mm (<i>pelitos</i>)	<i>Calcilutito - Dololutito</i>

A classificação para rochas carbonáticas proposta por Dunham (1962), baseada na presença/ausência de lama carbonática e particularidades do arcabouço é utilizada para as descrições. Desse modo, tem-se (fig.3):

- *Mudstones*: rochas em matriz micrítica (lama carbonática), com percentual de grãos no arcabouço menor que 10%;
- *Wackstones*: rochas em matriz micrítica, com percentual de grãos no arcabouço entre 10% e 30%;
- *Packstones*: rochas que apresentam micrita, com arcabouço suportado por grãos;
- *Grainstones*: rochas sem micrita, com arcabouço suportado por grãos;
- *Boundstones*: bioconstruções preservadas *in situ*. Ex: tapetes algálicos, estromatólitos.

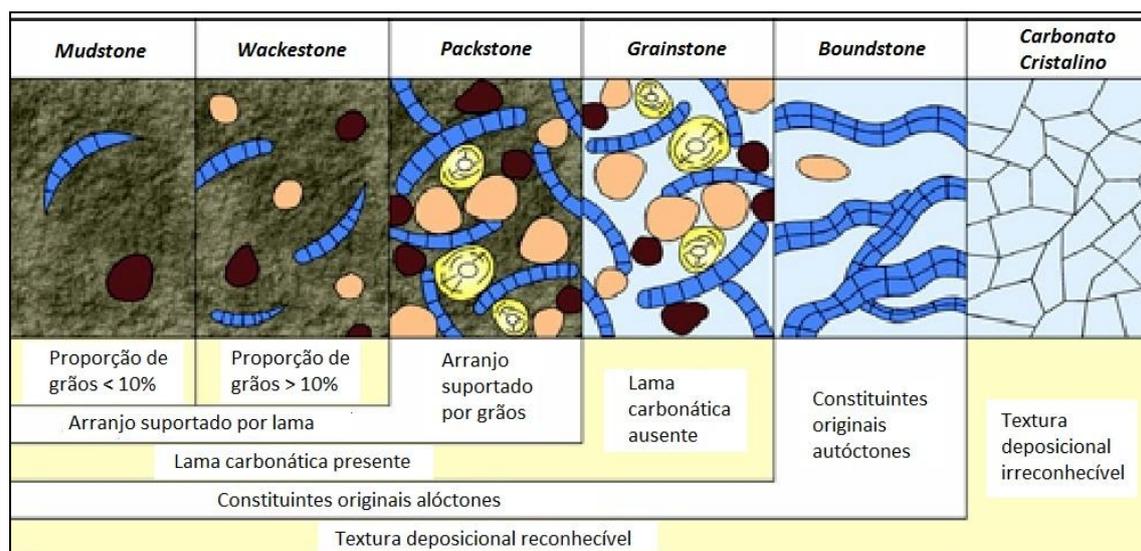


Figura 3 - Diagrama de classificação para rochas carbonáticas segundo Dunham (1962). Retirado de Antunes (2004).

Assim, foi possível a nomeação dos litotipos de acordo com as categorias de Dunham (1962). Ocorrendo transição entre tipos litológicos, ambos serão utilizados separados por uma barra. Todo o procedimento foi desenvolvido seguindo também a nomenclatura de grãos proposta por Folk (1959), para arcabouços carbonáticos. Sendo necessário, se levará em conta os principais tipos de grãos dominantes como elementos nomeadores secundários. Havendo relevância, poderão ser considerados também grãos secundários. Então, tem-se como exemplos possíveis para nomeação dos litotipos:

Mudstones peloidais-bioclásticos, *Grainstones/packstones* intraclásticos-peloidais, dentre outras várias combinações possíveis.

2.2. Diagênese

A diagênese compreende todos os processos que atuam sobre os sedimentos após a deposição e que ocorrem até o início do metamorfismo (Suguio, 2003). Sedimentos carbonáticos são bastante susceptíveis às mudanças ambientais, e quaisquer alterações podem provocar consequências diagenéticas relevantes, como dissolução, substituição, recristalização, compactação, dentre outros. A atividade de microorganismos também interfere de modo incisivo nestes sedimentos, a exemplo das algas calcárias que atuam no processo de micritização dos grãos.

Fatores Controladores

Dentre os fatores que controlam a diagênese pode-se citar: Composição mineralógica, textura, temperatura, características dos fluidos envolvidos, e a pressão.

Os componentes mineralógicos são bastante relevantes para o entendimento da evolução diagenética, pois são justamente os minerais presentes nos depósitos que se constituirão em fonte dos elementos componentes dos fluidos envolvidos no processo.

A depender da textura, a área de contato (área específica) do sedimento com o fluido poderá ser maior ou menor. De fato, quanto maior essa área, maior também será a resposta do sedimento em relação ao contato com os fluidos.

Durante a diagênese, a temperatura é uma característica que está intimamente ligada à dinâmica das reações, acelerando-as, ou mesmo sendo essencial para viabilizá-las. O gradiente geotérmico (acréscimo de temperatura) aumenta em função da maior profundidade do soterramento.

A movimentação das águas em uma bacia ocorre de acordo com as condições de temperatura, pressão, e em função de algumas características específicas do sedimento, como a porosidade e a permeabilidade. Desse modo, elas percorrem no sentido de maior para o de menor pressão. Havendo de se citar um agente principal da diagênese, este seria a água. Além de ser o condutor das reações, muitas vezes a água interage na composição dos minerais formados nessas reações. As características das águas são definidas especialmente em função das rochas pelas quais essas águas percolam, dependendo também do tipo de sistema de circulação de água envolvido. Segundo Galloway (1984), os sistemas podem ser dos tipos: meteórico, comportando águas que infiltram superficialmente, nas porções mais rasas da bacia, até o lençol freático; compactacional, comportando águas eliminadas no processo de compactação; e

termobáricas, comportando águas provenientes da desidratação de sais, a níveis mais profundos. Estes sistemas podem atuar em três regimes diagenéticos distintos, conforme definiram Choquette & Pray (1970): Regime eogenético, mesogenético, e telogenético. No regime eogenético, os processos diagenéticos ocorrem próximos à superfície de sedimentação, sendo conhecidos pelo termo diagênese precoce. No regime mesogenético, os processos diagenéticos ocorrem durante o soterramento. Grandes transformações diagenéticas ocorrem sob este regime, como cimentações, substituições e neomorfismos. Por vez, no regime telogenético, os processos diagenéticos atuam novamente na zona afetada pelos agentes superficiais, em sedimentos soerguidos ou que afloraram por consequência das ações erosivas (fig.4).

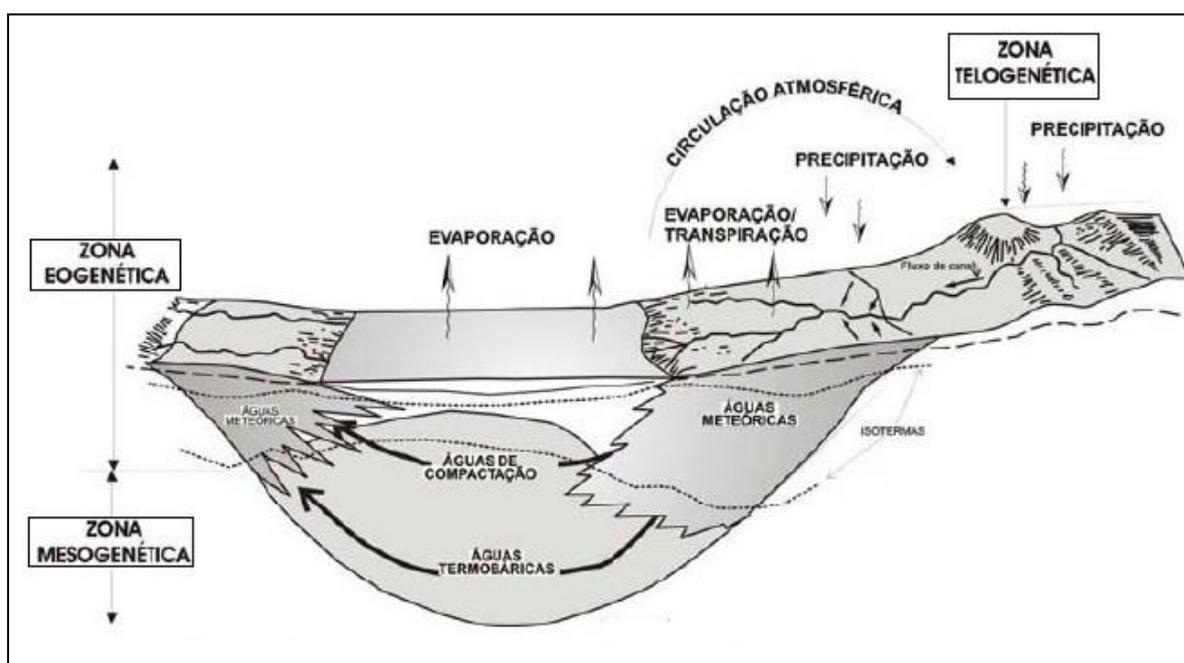


Figura 4 - Zonas diagenéticas e tipos de água (com base em Galloway, 1984, *in* McBride, 1985).

A pressão é uma condição determinante na movimentação dos fluidos em uma bacia. Conforme há aumento de profundidade, a pressão aumenta gradativamente. Dois tipos de pressão podem ser definidos quando se trata de bacias sedimentares: A pressão litostática (geostática), que ocorre em função do peso das camadas rochosas; e a pressão hidrostática, que é aquela exercida pelo peso de uma coluna fluida.

Cada dinâmica ambiental específica conduz reações distintas por parte dos sedimentos. Porém, os sedimentos carbonáticos estão submetidos a processos diagenéticos similares. Desse modo, Longman (1980) estabeleceu quatro ambientes diagenéticos de subsuperfície, típicos para estes sedimentos: Zona vadosa de água doce, zona freática de água doce, zona mista (água doce e marinha) e zona marinha freática.

Assim, a depender do ambiente diagenético, alguns processos serão mais atuantes do que outros. Dentre os processos diagenéticos, podem-se destacar:

Compactação

Bastante frequentes em rochas carbonáticas, os processos de compactação abrangem uma natureza física ou química (Bathurst, 1976; 1987).

A compactação mecânica ocorre seguida a deposição do sedimento, produzindo efeitos como empacotamento, fraturamento, deformação e rotação dos grãos componentes. Dependendo de energia do processo, a compactação pode atuar mais ou menos na redução de espessura e na redução da porosidade dos sedimentos.

A compactação química ocorre em condições de soterramento profundo, compreendendo a dissolução por pressão. Este processo ocorre devido ao aumento da pressão sobre o sedimento soterrado. Em presença de fluido (geralmente água), ocorre a dissolução nos pontos de concentração de pressão, gerando contatos e suturas.

Cimentação

É um dos principais processos que afetam as rochas carbonáticas, no tocante a diagênese, e ocorre em conjunto com a dissolução diagenética. Na cimentação, há formação de novos minerais através da precipitação química que ocorre nas cavidades existentes entre os grãos do sedimento (Bathurst, 1976; Tucker & Wright, 1990). Estas cavidades podem ser obliteradas parcial ou totalmente, fornecendo consistência ao conjunto arca-bouço-matriz para a formação de rocha, condição necessária à litificação. Vários são os minerais que podem ser formados através da cimentação, tais quais: quartzo, calcita, hematita, dolomita, gipsita, etc.

Recristalização Diagenética

A recristalização ocorre durante a litificação e provoca mudanças mineralógicas e de textura do pacote sedimentar. Quando essas mudanças não alteram a composição química do mineral, ele é chamado neomórfico ou produto de neomorfismo (Folk, 1965), a exemplo da transformação da aragonita em calcita. Quando a recristalização ocorre com aumento do tamanho dos cristais, chama-se agradante. Caso contrário, havendo diminuição dos cristais, chama-se degradante.

Outro tipo de recristalização diagenética bastante considerável é o processo de substituição. Este se dá quando um novo mineral substitui outro pré-existente. Neste caso, ocorre mudança na composição química do mineral, como na permuta da calcita por sílica. Quando no processo de substituição ocorre a preservação do hábito cristalino, diz-se da substituição pseudomórfica.

Autigênese

A autigênese está associada ao processo de cimentação. Refere-se à cristalização singenética dos minerais, ou a cristalização ocorrida logo após a deposição, diminuindo a porosidade da rocha sedimentar, ou mesmo cimentando-a. Minerais assim formados também são chamados neocristalizados. Este processo pode ocorrer de modo bastante diverso, como pela precipitação de sais introduzidos por um agente fluídico, ou pela combinação de vários processos de fases distintas como no intemperismo e na substituição.

Bioturbação

É um processo pós-deposicional que ocorre em função da atividade biológica deformando ou alterando o material sedimentar original. Alguns organismos perfuram e/ou revolvem sedimentos, ou simplesmente deixam as marcas e/ou rastros do seu comportamento no meio em que vivem. Exemplos de bioturbação são os produtos da atividade de organismos bentônicos, perfurações provenientes das raízes de vegetais, dentre outros. A atividade bioturbadora pode comprometer fácies, destruindo laminações e acamamentos, e exerce grande influência nos aspectos relacionados à permoporosidade do substrato, muitas vezes até originando reservatórios.

2.3. Tafonomia de camadas coquinóides

A cimentação é o principal processo diagenético que produz carbonatos litificados a partir de grãos soltos (Tucker, 1991), de modo que estabelecer o porquê e quando ocorreu este processo nestes níveis mais litificados do membro Romualdo da Formação Santana pode auxiliar a reconhecer sua gênese. É possível também que existam verdadeiros *hardgrounds*, horizontes de cimentação *sinsedimentar* que se formam logo abaixo ou na superfície do fundo sedimentar, geralmente representando mudanças súbitas ou de curta duração das condições de sedimentação (Tucker, 1991). Segundo este autor, há dois tipos de *hardgrounds*: os planares, formados por erosão (comum em ambientes inframaré rasos, onde ondas e correntes erodem formando uma superfície erosional planar) e os irregulares, formados por dissolução (comum em ambientes pelágicos onde períodos de não-sedimentação permitem a cimentação e dissolução do fundo oceânico). E naturalmente *hardgrounds* podem conter bioclastos.

Coquinas são largamente registradas em sucessões marinhas rasas do Fanerozóico e são interpretadas como produtos de retrabalhamento episódico de sedimentos ricos em bioclastos (Eyles & Lagoe, 1989). O termo coquina designa, segundo Schreiber (1978), uma rocha carbonática em grande parte composta por fragmentos

fósseis mecanicamente ordenados, fraca a moderadamente cimentados e, de modo geral, que apresenta alta porosidade. Caso seus poros sejam obliterados na diagênese, transforma-se em um coquinito duro e pouco poroso, similar a alguns pavimentos frequentemente coquinóides encontrados acima dos matrascões e concreções do Membro Romualdo. Porém, estas camadas mostram um percentual bem menor de bioclastos do que os coquinitos, sendo mais bem descritos como bancos coquinóides. Este termo assinala um depósito de material conchífero *in situ* (autóctone), em geral com matriz de granulação fina (Farrow, 1974).

Alguns fatores favorecem a formação de acumulações autóctones de bioclastos, como uma abundante biota fornecedora destes clastos, um ambiente subaquático raso (golfo, baía, estuário, mar epicontinental, etc.), uma topografia que ofereça um refúgio relativamente calmo (enseada, banco submerso, etc.), uma dinâmica aquática (correntes de marés, ondas, etc.) ou climática (ventos, tempestades, etc.) capaz de acumular fragmentos esqueléticos centimétricos, e uma diagênese que favoreça e/ou providencie uma boa porosidade da rocha, uma das características que distingue as coquinas de outras acumulações fossilíferas.

A acumulação de camadas com grande quantidade de bioclastos macroscópicos (*shell beds*) depende basicamente da dinâmica entre as taxas de sedimentação e de suprimento de bioclastos em um determinado local (Kidwell, 1986b), de modo que estas camadas se formam quando:

- o suprimento de bioclastos aumenta sob constante taxa de sedimentação;
- a taxa de sedimentação diminui sob constante suprimento de bioclastos;
- o suprimento de bioclastos aumenta em relação a taxa de sedimentação ou vice-versa.

Em regimes de sedimentação nula, a erosão gera concentrações de bioclastos através da remoção seletiva da matriz fina por fluidos da interface água/substrato e do retrabalhamento hidráulico da matriz e dos fragmentos duros. Esses fragmentos são naturalmente concentrados, quer seja em razão das partículas sedimentares permanecerem em suspensão, ou pela alternância entre os processos deposicionais e erosionais, havendo ainda a possibilidade de falta de suprimento sedimentar, resultando na ausência temporária de deposição (Kidwell, 1986b). Nem toda a superfície de descontinuidade reflete um intervalo de baixa taxa de sedimentação, pois se a taxa de deposição de bioclastos for muito alta, haverá maior concentração deles, sem que existam verdadeiras superfícies de erosão ou não deposicionais. Para distinguir superfícies de erosão e não deposicionais, Kidwell (1986b) sugere observar a ocorrência de:

- truncamento de estruturas abaixo da superfície, irregularidades polidas, incorporação de fragmentos mais antigos acima da superfície, indicando então uma superfície de erosão;
- relevo topográfico suave, perfurações abaixo da superfície, indicando uma superfície não deposicional; a ocorrência de cimentação ou concentração de glauconita ou minerais autigênicos fosfatados abaixo da superfície pode também indicar superfície de erosão (mas neste caso, deve-se observar se há uma das características de erosão; se não há, deve ser classificado como não deposicional).

No estudo de níveis litificados e acumulações conchíferas, o exame da matriz, do cimento, de superfícies de descontinuidade, da composição dos bioclastos, da fase ontogenética que eles representam, da orientação dos fragmentos esqueléticos, do seu grau de abrasão, da sua disposição e possível imbricação (Farrow, 1974), do modo de vida dos organismos formadores dos bioclastos (detectável pela morfologia do seu esqueleto), da granulometria e grau de consolidação do substrato onde viviam (Fürsich, 1978) e de outras feições sedimentares, pode fornecer informações sobre: A distância em que os clastos foram transportados *post mortem*; a possível condensação (acumulação subaquática de bioclastos devido a não deposição) de sucessivas comunidades; a taxa de sedimentação, o nível de turbulência do paleoambiente e outras características paleoecológicas que auxiliariam no melhor entendimento da reconstrução da história geológica da Bacia do Araripe, mormente do Membro Romualdo da Formação Santana.

Acumulações esqueléticas muitas vezes são referidas em concentrações e/ou associações, de modo que é necessária a distinção entre estes termos. Por concentrações entende-se qualquer acumulação densa de origem biológica. Associações compreendem qualquer grupo de fósseis pertencente a um determinado intervalo estratigráfico, e restrito a uma localidade geográfica. Assim, uma concentração fossilífera pode conter várias associações fossilíferas.

Adaptando-se o procedimento comparativo desenvolvido por Scott (1970), podem-se considerar as seguintes observações, quando do estudo de formação das acumulações:

- Se os fósseis estão *in situ* ou foram transportados;
- Se houve transporte, verificar a possibilidade de se encontrarem no habitat de origem (alocados no substrato original);
- Observar se constituem associação fossilífera. Em caso afirmativo, verificar o caráter homogêneo ou heterogêneo da associação (se há espécimes misturados pela incidência de processos físicos e/ou químicos).

Kidwell *et al.* (1986) propuseram uma classificação para associações de bioclastos, que permite também a análise quanto a origem dos espécimes. Assim, têm-se as associações:

- autóctones: compreende exemplares provenientes de uma comunidade específica e preservados em suas posições de vida. Do ponto de vista ecológico, podem ser homogêneos ou heterogêneos;
- para-autóctones: compreende exemplares autóctones retrabalhados, mas não transportados para além do ambiente de origem. Podem estar reorientados, desarticulados ou seletivamente destruídos, pela ação de organismos bioturbadores e/ou escavadores;
- alóctones: abrange exemplares transportados para além do ambiente de vida original, e que se encontram noutra substrato;
- compostas ou mistas: abrange exemplares de origem complexa, podendo ser mista, entre os tipos acima descritos.

A autora ainda salienta que as nomenclaturas para associações descritas acima devem ser utilizados quando houver contemporaneidade entre os bioclastos e os sedimentos que os contém. No caso do material bioclástico ser produto de remanejamento (retrabalhamento) e de origem anterior aos sedimentos, utiliza-se para referi-lo o termo “retrabalhado” (*remanie*). Já para o material mais jovem, incluído posteriormente em fendas e fissuras, o termo adequado é “escoado” (*leaked*).

No entendimento das concentrações de bioclastos é necessário se definir a composição taxonômica, a fim de identificar primeiramente a origem biológica dos clastos. De acordo com a composição por um ou vários tipos de bioclastos, poderão ser monoespecíficos ou poliespecíficos. Kidwell & Flessa (1995) reforçam a importância de elementos esqueletais preservados, pois auxiliam de forma singular na identificação de comunidades e constituem excelentes indicadores nos estudos de variação morfológica, distribuição geográfica e ambiental das espécies. E ainda, a depender das suas características, podem ser potenciais parâmetros na interpretação da dinâmica ecológica, bem como de sua evolução (Kidwell, 1986a).

O arranjo tridimensional dos restos esqueletais na matriz (biofábrica) também deve ser avaliado quanto à orientação, compactação e seleção dos bioclastos. Deste modo, é possível compreender a hidrodinâmica envolvida e deduzir aspectos relacionados à biofábrica, permitindo a análise de uma série de fatores, tais quais: A desarticulação dos elementos na compactação; a destruição da matriz por processos erosionais; e a ecologia

dos organismos envolvidos (incluindo aqueles capazes de modificar posteriormente os elementos esqueléticos).

A orientação pode ser descrita no plano da superfície de acamamento através de diagramas de roseta (fig.5). Em associações que contém múltiplas formas, geralmente se avalia individualmente a orientação de cada forma, reconhecendo-se o tipo de alinhamento dos elementos analisados.

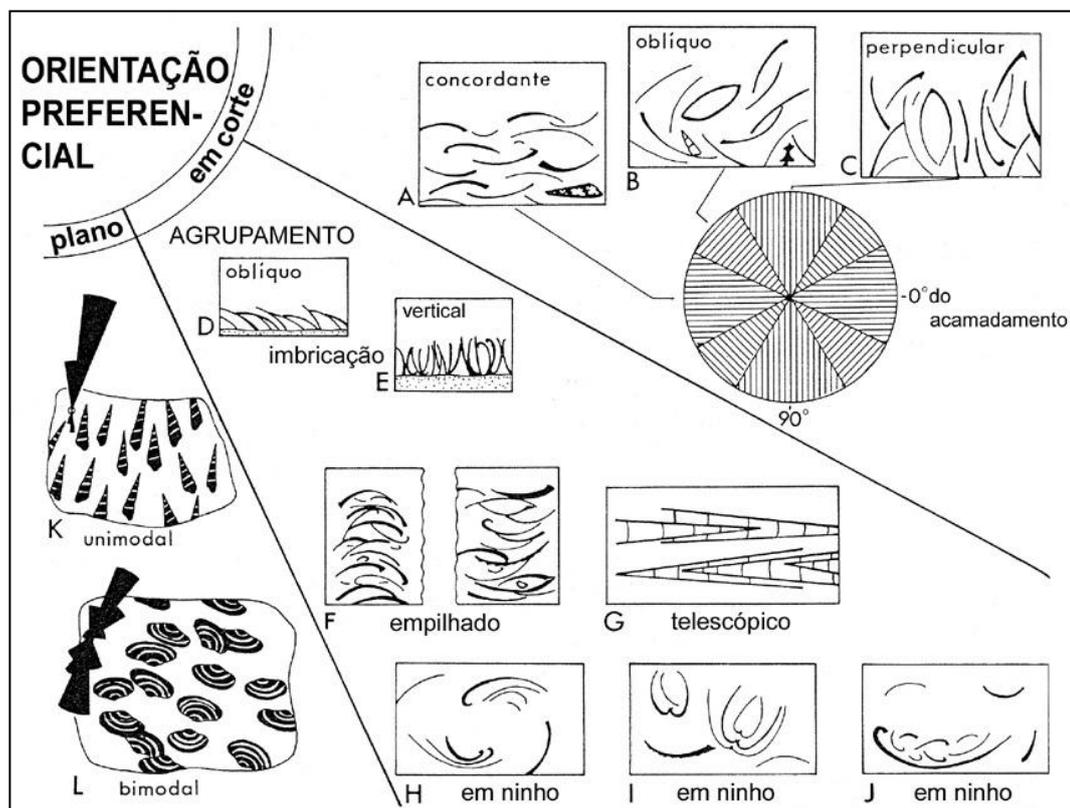


Figura 5 - Terminologia para a orientação de bioclastos (Adaptado de Kidwell *et al.*, 1986).

Em cortes transversais, a orientação pode ser descrita sob os seguintes termos: Concordante, no caso de alinhamento concordante com o acamamento de bioclastos alongados, ou superfícies planas de elementos achatados; perpendicular, para elementos organizados principalmente em ângulo reto ao acamamento; e oblíquo, para elementos que exibem posições intermediárias. Para fábricas ordenadas em corte transversal ainda se reserva outros termos específicos para o agrupamento: Agrupamento em imbricação (oblíqua ou vertical); em empilhamento; telescópico (elementos cônicos que se interpenetram); ou em ninho.

A disposição geométrica é uma característica importante a se considerar no entendimento da origem de acumulações. Através desta particularidade podem-se inferir observações sobre: O modo de vida e habitat do organismo produtor do bioclasto; a disposição da superfície deposicional quanto ao caráter mais ou menos poroso; a presença

de sinais de atividades de outros organismos; a ocorrência de processos físicos geradores de topografia singenética, como as marcas de ondas.

A descrição geométrica das concentrações fossilíferas pode ser realizada definindo a condição bi ou tridimensional da análise (Kidwell *et al.*, 1986; fig.6). Na observação bidimensional, a concentração pode se apresentar em série (fileiras) ou lateralmente expandida (pavimentos). Para o exame tridimensional, a concentração pode ocorrer de modo:

- irregular - em pequena escala, com limites bem definidos (vagem);
- regular - com terminações laterais cônicas (lentes);
- acumulado - com margens pobremente definidas (aglomerado);
- com extremidades afiladas em só uma direção (cunha);
- com espessura variada (camadas).

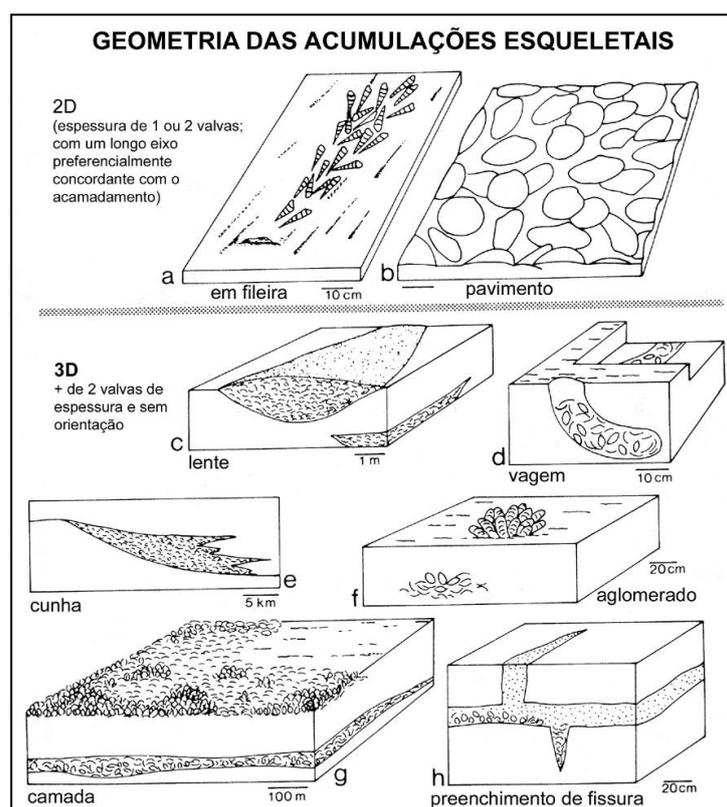


Figura 6 - Geometria de acumulações esqueléticas em 2D e 3D.
(Adaptado de Kidwell *et al.*, 1986).

Diferentes arranjos estruturais podem ocorrer em uma série de possibilidades, caracterizando as concentrações em simples ou complexas. Concentrações simples são aquelas que exibem um padrão monótono de estruturação interna, como o predomínio de um tipo determinado de variação dos bioclastos. Isto acontece, por exemplo, no caso dos

tempestitos *offshore*. Concentrações complexas exibem um arranjo estrutural mais complicado. Os grãos podem estar reorientados, e os bioclastos podem alternar horizontes articulados e desarticulados. Estas concentrações são tipicamente amalgamadas.

Associações fossilíferas podem ser entendidas a partir da menor ou maior influência dos processos atuantes na sua formação. Estes podem ser agrupados em três grupos, a depender da natureza do agente: biológico, sedimentológico e diagenético. Dessa forma tem-se (fig.7):

- concentrações biogênicas (biológicas): são resultantes da influência do comportamento coletivo dos organismos com esqueleto (biogênica intrínseca). Podem resultar também da ação de bioturbadores, predadores, e outros organismos capazes de interagir e influenciar diretamente na concentração dos restos esqueléticos (biogênica extrínseca);
- concentrações sedimentológicas: resultam principalmente de retrabalhamento hidráulico por ação dos processos deposicionais (predomínio dos processos físicos);
- concentrações diagenéticas: são resultantes tanto de processos físicos (pressão e compactação) quanto químicos (dissolução, recristalização, cimentação), que ocorrem após o soterramento;
- concentrações mistas: refletem comumente mais de um episódio de concentração esquelética. Em geral, são concentrações formadas a longo prazo (centenas a milhares de anos).

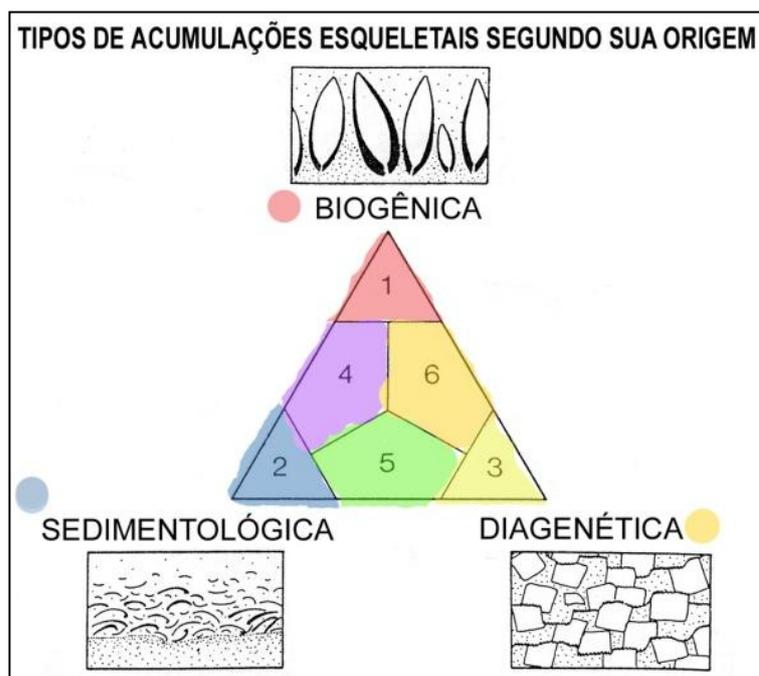


Figura 7 - Estrutura conceitual para a gênese de concentrações esqueléticas (modificado de Kidwell *et al.*, 1986). Biogênica (área 1); sedimentológica (área 2); diagenética (área 3); mistas (área 4, 5 e 6).

Conforme o tipo de concentração estabelecido, algumas características podem ser observadas:

Concentrações biogênicas intrínsecas possuem componentes autóctones ou para-autóctones. Podem registrar, por exemplo, uma aglomeração efêmera de organismos em função dos seus hábitos, como no caso de muda ou desova; Concentrações biogênicas extrínsecas possuem componentes para-autóctones e alóctones. Registram, por exemplo, a ação de organismos bioturbadores externos, a acumulação de conchas produzidas pelo transporte de aves, ou massas fecais com conteúdo bioclástico;

Concentrações sedimentológicas geralmente estão associadas a casos onde as acumulações ocorreram em consequência de remoção e transporte preferencial de sedimentos finos, ou pela seleção conjugada de bioclastos e sedimentos. Podem acontecer também, em períodos de baixa sedimentação, casos onde resultaram concentrações de bioclastos autóctones-paraautóctone acumulados a nível local. E ainda, podem ocorrer transporte e deposição de elementos alóctones, que misturados a elementos autóctones e parautóctones já existentes, produziram uma associação conjunta. São exemplos de concentrações sedimentológicas as marcas de conchas produtos de tempestades e os turbiditos pavimentados por conchas;

Embora a grande maioria das associações fossilíferas sofra com alguma modificação em decorrência de processos da diagênese, apenas quando ocorre um aumento significativo da densidade fossilífera, é que podem ser consideradas como concentrações diagenéticas. Registram, por exemplo, casos em que concentrações são resultantes da destruição de bioclastos em camadas adjacentes em função dos processos de diagênese.

Concentrações mistas registram a interação de dois ou mais processos simultâneos ou que aconteceram em tempos distintos, desde que mantidas as impressões dos mesmos.

Kidwell *et al.* (1986) propuseram um modelo descritivo da tendência de variedade das concentrações esqueléticas ao longo de um traslado *onshore-offshore* de um ambiente marinho onde a sedimentação terrígena é predominante. Foi observado uma pré-disposição no sentido *offshore* de aumento das concentrações biogênicas e diminuição de concentrações sedimentológicas, em relação à costa (fig.8).

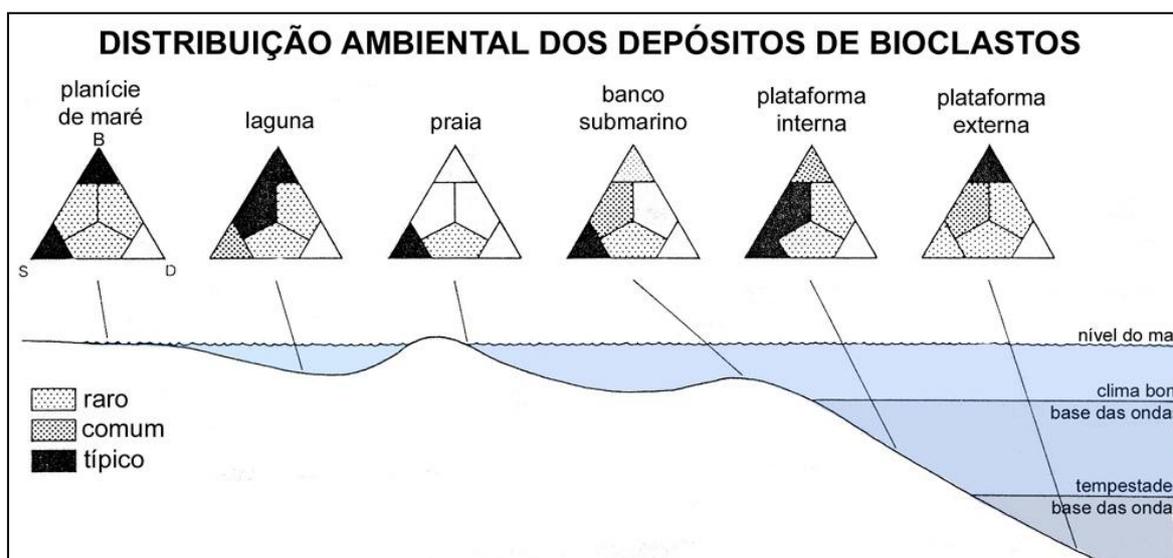


Figura 8 - Variação esperada de concentrações esqueléticas ao longo de um translado onshore-offshore em um ambiente marinho dominado por sedimentação terrígena (adaptado de Kidwell *et al.*, 1986). B, S e D designam respectivamente o tipo de concentração para: biogênica, sedimentológica e diagenética.

Nas zonas intermaré e supramaré de ambientes costeiros as concentrações sedimentológicas incluem basicamente produtos de tempestade (conchas e marcas) e da dinâmica das marés. Concentrações biogênicas incluem desde aglomerados de moluscos, ostras (encravadas nas margens) até bivalves soterrados em posição de vida. Marcas de organismos oportunistas podem ser encontradas superficialmente.

Em ambientes lagunares as concentrações sedimentológicas compreendem produtos de inundação (plantas e invertebrados de água doce) e marcas de tempestade. As concentrações biogênicas compreendem produtos do trabalho de espécies oportunistas, da mortandade em massa (por variação de salinidade, temperatura e oxigênio), e da colonização de organismos epifaunais sésseis.

A praia é um ambiente tipicamente perturbado e caracterizado pela alta instabilidade, de modo que, poucas são as espécies capazes de colonizar uma praia (Suguio, 2003). As concentrações biogênicas e sedimentológicas estão praticamente ausentes. Quando presentes são representados por depósitos de conchas provenientes da dinâmica de marés ou da formação de canais de tempestades. Há um predomínio de marcas no plano de acamamento (conchas alóctones e/ou parautóctones).

Na zona inframaré as concentrações biogênicas são, em diversos graus, caracterizadas pelo retrabalhamento, pois se trata de um ambiente de alta energia. As concentrações sedimentológicas provenientes de ventos e tempestades fornecem o substrato para colonização de bentônicos, aumentando a frequência das camadas de conchas do tipo mista (biogênico-sedimentológica).

Nas plataformas abertas, acima da base das ondas de tempestade, predominam as concentrações sedimentológicas, que incluem conchas amalgamadas por tempestades, marcas características dos indivíduos presentes, além de concentrações biogênicas retrabalhadas e concentrações sedimentológicas recolonizadas. Outros processos biológicos *offshore* podem formar mais concentrações, a exemplo das concentrações fecais. Nestas áreas, o retrabalhamento é pouco frequente e a baixa energia não contribui na formação de depósitos de conchas biogênico-sedimentológicas. A ocorrência de bioturbação ainda se sobressai, removendo evidências de quaisquer retrabalhamentos físicos. A taxa de sedimentação reduzida oferece condições para colonização por parte de organismos de natureza epifaunal. Assim, as concentrações sedimentológicas são mais comuns nos sistemas dominados pelas marés, do que na zona de plataforma.

2.4. Geologia da Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe é caracterizada por uma estratigrafia complexa onde as sequências sedimentares estão superpostas e separadas de modo discordante (Ponte, 1996), daí se admitir para esta uma evolução tectônica poli-histórica (Brito Neves, 1990; Assine, 1992). A Bacia do Araripe possui afinidades litológicas e paleontológicas consideráveis com várias bacias relativamente próximas, a exemplo da Bacia do Grajaú, Bacia do Recôncavo e Bacia Tucano-Jatobá (Campos, 1964; Braun, 1966; Santos & Carvalho, 2009). Assine (1994) demonstrou que tais sequências, limitadas por discordâncias regionais, constituem fragmentos de diferentes bacias superpostas em um mesmo espaço geográfico, sendo esta opinião reforçada por Arai (2006). Hessel & Freitas (2009) enfatizaram que as fases estratigráficas descritas das bacias marginais brasileiras formadas entre o Neojurássico-Eocretáceo, durante a fragmentação do Gondwana (fases pre-rifte, sinrifte e posrifte), não se aplicam no entendimento da gênese da Bacia do Araripe. Os autores ainda propuseram que esta bacia teria um desenvolvimento estrutural diferenciado, semelhante ao processo de formação de bacias *pull-apart*, formada em regime transcorrente.

A Bacia do Araripe abrange uma área de aproximados 9.000km² (Chagas, 2006) incluindo parte dos Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. É delimitada pelas coordenadas geográficas 38°30'W e 41°00'W e 7°00'S e 8°00'S, estando orientada de modo geral no sentido NE-SW (fig.9). A base litoestratigráfica foi estabelecida por Beurlen (1963), que propôs as formações Cariri, Missão Velha, Santana e Exu, para toda a sequência sedimentar. A partir de então, várias propostas foram desenvolvidas e apresentadas, como Ponte & Appi (1990), Assine (1992), Martill & Wilby (1993), Neumann & Cabrera (1999). Assine (2007) revisou a estratigrafia da Bacia do Araripe, sendo sua

proposição a adotada neste trabalho. O autor tem se dedicado ao estudo contínuo dos aspectos litoestratigráficos da Bacia do Araripe, com diversas publicações e trabalhos técnicos voltados a este tema.

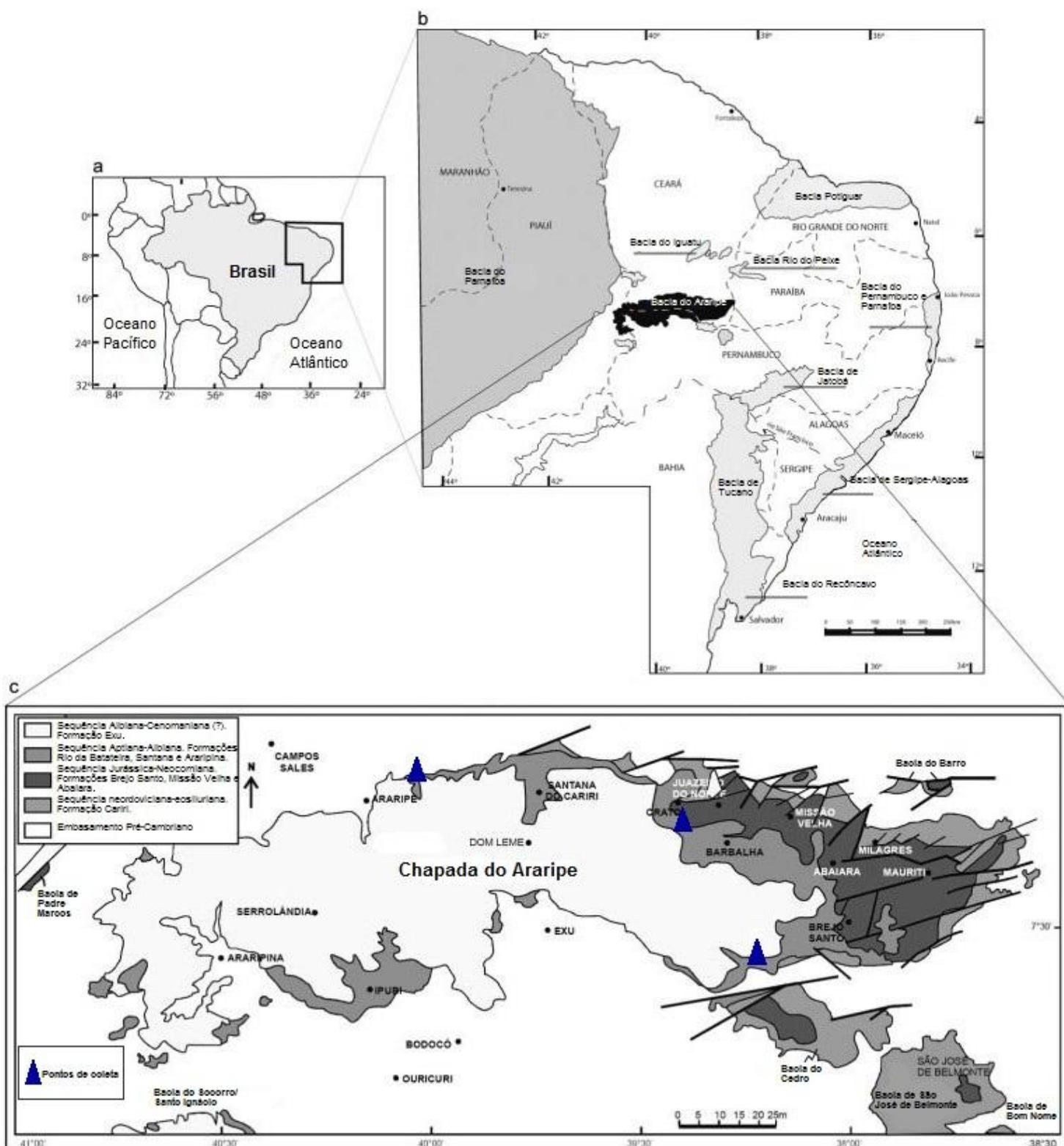


Figura 9 - Mapa de Localização da Bacia do Araripe, incluindo pontos de coleta das amostras para este trabalho (modificado de Pires & Guerra-Sommer, 2011).

A seqüência neordoviciana-eosiluriana é composta por uma única unidade, denominada por Beurlen (1962) de Formação Cariri. É constituída de arenitos médios a muito grossos, com grãos angulares e subangulares depositados em sistemas fluviais entrelaçados. Podem ocorrer níveis de ortoconglomerados especialmente na base, incluindo fragmentos do embasamento e clastos de feldspatos róseos com boa preservação.

A seqüência neojurássica se inicia com a deposição da Formação Brejo Santo, constituída basicamente por folhelhos e lamitos vermelhos, depositados em ambiente lacustre sob retrabalhamento eólico. A Formação Missão Velha sobrepõe concordantemente, constituída por arenitos quartzosos, feldspáticos a caolínicos, e pontualmente conglomeráticos. A presença de fragmentos de madeira e troncos silicificados, atribuídos à conífera *Dadoxylon* sp., associados à estratificação cruzada planar ou acanalada, sugere deposição em planícies fluviais de sistemas entrelaçados, com canais rasos e de alta energia.

A seqüência eocretácea se inicia com a deposição da Formação Abaiara, que ocorre em contato discordante com a Formação Missão Velha. Assine (1994) descreveu uma seção onde a Formação Abaiara é composta por folhelhos sílticos e siltitos vermelhos, com camadas decimétricas de arenitos finos presentes especialmente na base da seção, de forma interdigitada e lateralmente descontínua. Intercaladas na seção ocorrem lentes decamétricas de arenitos quartzosos finos a muito grossos, com níveis conglomeráticos e presença de fragmentos de madeira fóssil, possivelmente por retrabalhamento de material proveniente da Formação Missão Velha. Na parte superior, predominam arenitos finos a médios, com níveis decimétricos a métricos de folhelhos verdes finamente acamadados, onde comumente se encontram ostracodes. Este cenário sugere uma sedimentação em ambiente lacustre raso com transição para ambientes de planícies fluviais de canais entrelaçados.

A seqüência neoptiana-eoalbianiana se sobrepõe de modo discordante, sendo representada pelas formações Barbalha e Santana. A Formação Barbalha é predominantemente composta por arenitos finos a médios, com folhelhos avermelhados intercalados, e delgados níveis de conglomerados. A parte basal compreende um intervalo de folhelhos betuminosos negros, com lâminas carbonáticas, rico em fósseis como ostracodes, vegetais, peixes e coprólitos, e coincide com o que Hashimoto *et al.* (1987) denominaram Camadas Batateira. A parte superior consiste basicamente de arenitos grossos e conglomerados fluviais. Os arenitos tornam-se mais finos em direção ao topo, com intercalações de folhelhos calcíferos cinza esverdeado.

A Formação Santana aflora principalmente na porção leste da bacia do Araripe. Em certos períodos, registra uma extensa sedimentação lacustre que, aparentemente por

razões climáticas, teve a coluna aquosa dos lagos evaporada. Ela ocorre no sopé das escarpas que contornam a chapada do Araripe, e no morro-testemunho Serra do Mãozinha. A Formação Santana é constituída, da base para o topo, pelos Membros Crato, Ipubi e o Romualdo.

O Membro Crato é formado por calcários micríticos laminados de cor cinza claro a creme, dispostos em bancos descontínuos, onde se encontram interdigitados lateralmente com folhelhos acinzentados. É caracterizado por camadas centimétricas de calcarenitos maciços e uma sequência com acamadamento rítmico de lâminas escuras e claras, resultado da precipitação autigênica de calcita da coluna de água acima, provavelmente induzida e/ou mediada por atividade pico e fitoplanctônica (Heimhofer *et al.*, 2009). Esta deposição ocorreu sob condições anóxicas e, especialmente em determinadas ocasiões, em águas de fundo hipersalinas, evidenciada pela ausência da fauna bentônica, pelo padrão virtualmente não perturbado da laminação e pela ocorrência de cristais pseudomórficos de halita. A diversificação taxonômica no registro fóssil é notável, com uma flora e fauna excepcionalmente bem preservadas. Pode-se destacar a presença de invertebrados (ostracodes, conchostráceos, aracnídeos e principalmente insetos), vertebrados (anuros, quelônios, lagartos, pterossauros e especialmente peixes), vegetais (algas, samambaias, gimnospermas e angiospermas), icnofósseis (coprólitos e rastros de invertebrados) e palinomorfos (Martill *et al.*, 2007). A rica associação dos fósseis no Membro Crato, assinalada pela ausência de formas tipicamente marinhas, indica uma deposição em ambiente de sedimentação lacustre (Silva, 1988; Neumann, 1999). Evidências litológicas e dados isotópicos de oxigênio e carbono indicam a deposição em um sistema de lagos fechados ou semi-fechados (Heimhofer *et al.*, 2010). Petri (1998) enfatiza que a predominância de fósseis de Grillidae no Membro Crato, em relação aos de Tettigoniidae, indica a existência de um paleoclima quente, tropical e árido. Hessel *et al.* (2006), com base em estudos de ostracofauna, observou que os únicos bardiáceos mencionados na Bacia do Araripe estão no Membro Crato, o que sugere certa salinização no ambiente aquático. É interessante ressaltar que os calcários laminados deste membro não ocorrem na porção oeste da Bacia do Araripe.

O Membro Ipubi abrange uma seção descontínua de gipsita e anidrita, associadas a folhelhos escuros. Andrade & Hessel (2010) sugeriram sincronidade para os membros Crato e Ipubi com base no truncamento erosional de ambos, pelo membro Romualdo. A disposição da gipsita e anidrita de maneira descontínua e intercalada aos folhelhos pretos pirobetuminosos ricos em conchostráceos, ostracodes não-marinhos e restos de vegetais, reforça a interpretação de Silva (1988) de que a deposição ocorreu em ambientes costeiros subaquosos, não conectados ao mar, como se observa em ambientes do tipo *sabkha*. Do mesmo modo, é possível que não houvesse uma ampla bacia evaporítica na região, e sim

ambientes supramarginais sujeitos a variações do nível do lago sob um clima árido a semi-árido. Embora existam diversas ocorrências em toda a bacia, as camadas de gipsita concentram-se, sobretudo, na porção oeste, de Ipubi a Araripina (Pernambuco).

O Membro Romualdo possui sua parte basal constituída por arenitos interestratificados com folhelhos (Chagas, 2006). Na parte superior, os folhelhos acinzentados assumem o lugar dos arenitos. Quanto mais em direção ao topo, os folhelhos ganham coloração mais escura, devido ao maior percentual de matéria orgânica. Concreções calcárias com diversificado conteúdo fossilífero, são encontradas nos folhelhos mais superiores (Saraiva *et al.*, 2007). Os fósseis são em grande parte de peixes, ocorrendo também crocodilomorfos, dinossauros, pterossauros, vegetais e coprólitos (Maisey, 1991).

Fara *et al.* (2005) realizaram uma análise da distribuição de concreções através do estudo em escavações controladas, e identificaram nove níveis distintos (fig.10): No nível basal, os folhelhos se apresentam ricos em coprólitos, e as concreções são raras tanto mais na parte basal inferior; O nível “lageiro do peixe” é delimitado por apresentar concreções aditadas, ainda que bem individualizadas, tanto na parte inferior quanto na superior; O nível fino “lageta” é rico em ostracodes e está entre os níveis “pré-lageta” e “pós-lageta”, ambos contendo concreções mais arredondadas; Os níveis “matracão” (1 e 2) contém concreções bem compactadas e endurecidas, sendo raramente fossilíferos. Estes níveis delimitam um nível “livre de nódulos”; O nível mais superior “ovos de peixe” contém principalmente concreções septárias, ocasionalmente fossilíferas.

Acima do nível de concreções existe um nível coquinóide bastante litificado, com cerca de 1m de espessura, onde se concentram moluscos e, por vezes, equinóides. Este nível representa possivelmente uma superfície de inundação máxima (Assine, 2007). Os folhelhos contêm material fóssil relacionado a ambientes lagunares, como grãos de pólen, esporos, foraminíferos e dinoflagelados dos gêneros Spiniferites e Subtilisphaera, o que não deixa dúvidas sobre a influência marinha neste ambiente costeiro (Arai & Coimbra, 1990). Moura & Borghi (2004) propuseram um modelo deposicional deltaico-lacustre/marinho para este intervalo.

O Membro Romualdo parece ter sido depositado em descontinuidade erosiva de curta duração sobre o Membro Ipubi, pois na área de Nova Olinda, os arenitos e conglomerados da base do Membro Romualdo truncam as camadas de gipsita e folhelho. Na parte oeste da bacia, como, por exemplo, na mina Lagoa de Dentro (Araripina), também existem evidências de retrabalhamento, com a presença de delgado nível de paraconglomerados acima dos evaporitos (Silva, 1986). Segundo esta autora, esta descontinuidade pode ser observada também em áreas mais a leste onde os evaporitos

estão ausentes, sendo reconhecida por superfícies de paleocaliche e finas camadas de paraconglomerados sobrepostas ao Membro Crato.

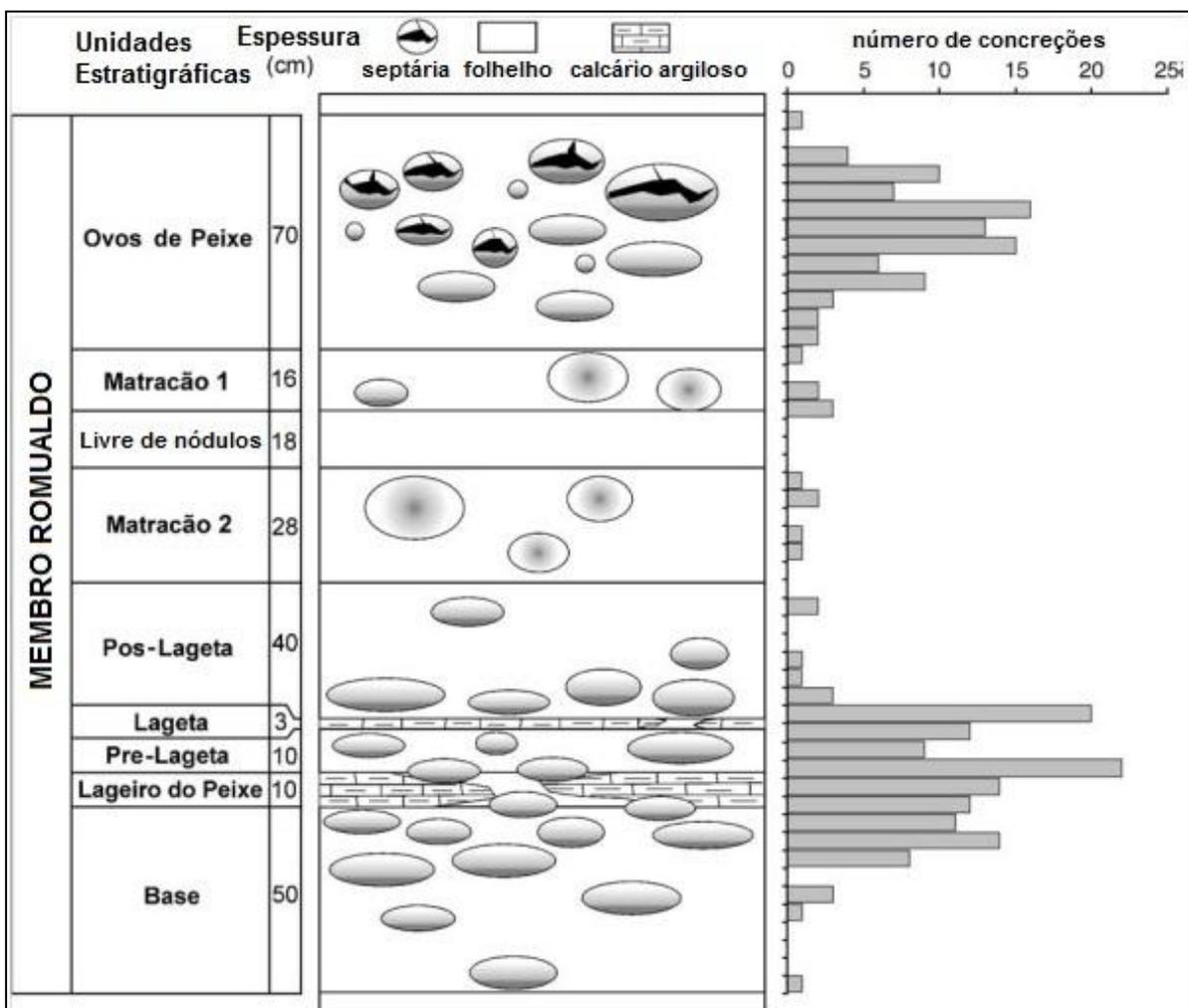


Figura 10 - Histograma estratigráfico de distribuição de concreções no Membro Romualdo em escavação controlada (Adaptado de Fara *et al.*, 2005).

A seqüência cretácea segue com a deposição da Formação Araripina, constituída por ritmitos compostos por arenitos finos e lamitos de coloração amarelada com intercalações lenticulares de arenitos médios a grossos, que possuem espessura de cerca de 3m. A sedimentação provável corresponde a um ambiente de leques aluviais (Assine, 2007).

Recobrimdo a Formação Araripina, ocorrem os arenitos fluviais da Formação Exu. Na porção oeste da bacia, se apresentam em granodecrescência ascendente, com níveis centimétricos de conglomerados na base e arenitos grossos superpostos, em estratificação cruzada planar e acanalada. Na porção leste, os arenitos são mais grossos e imaturos, com conglomerados mais presentes, com estratificação cruzada planar e/ou acanalada. A associação de fácies caracteriza uma deposição em ambiente fluvial entrelaçado.

Um resumo esquemático dos principais detalhes litoestratigráficos pode ser consultado na figura 11 a seguir:

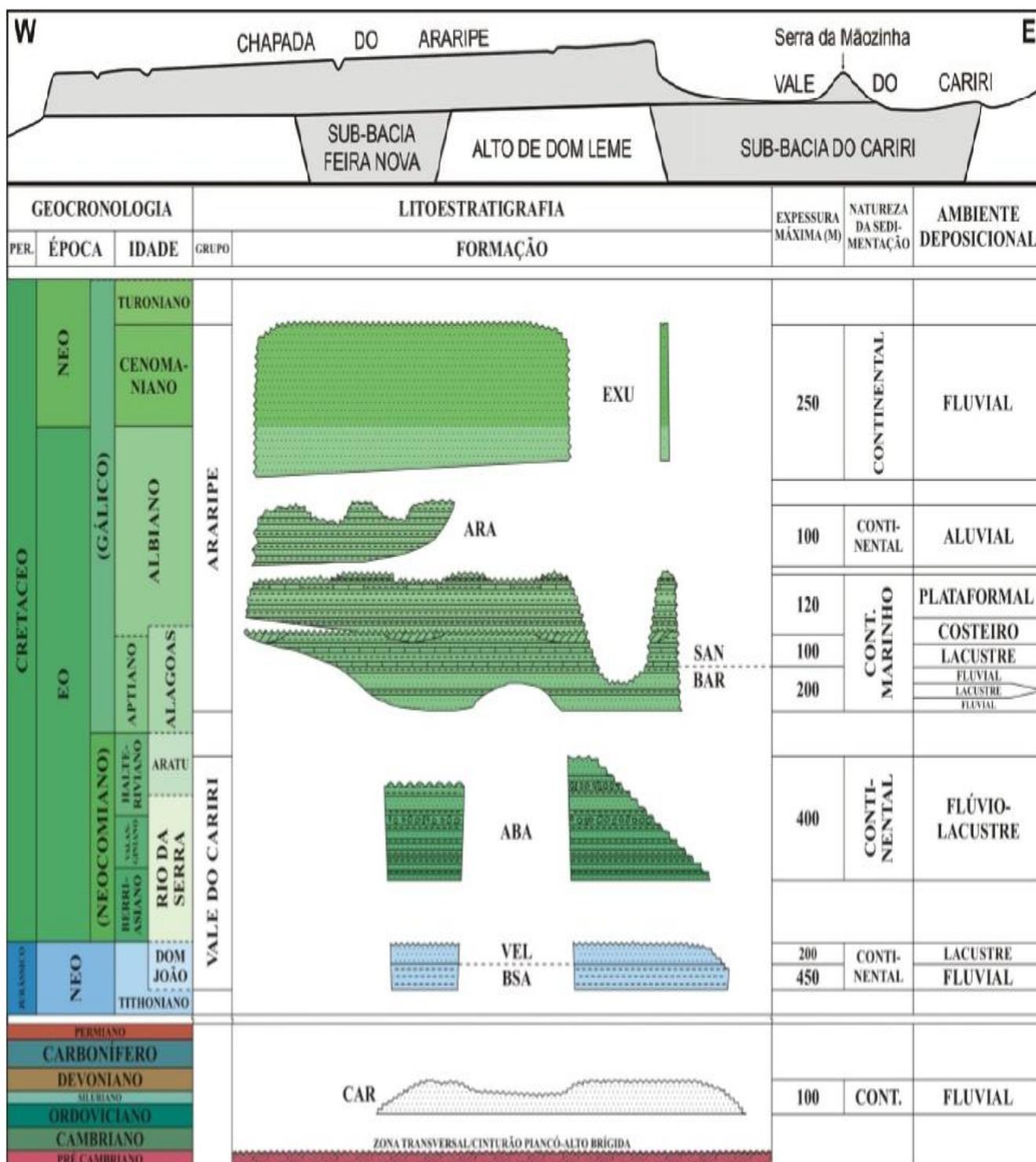


Figura 11 – Carta estratigráfica da Bacia do Araripe modificada de Antonietto, 2010 (com base em Assine, 2007). Significado das abreviações para formações: CAR – Cariri; BSA – Brejo Santo; VEL – Missão Velha; ABA – Abaiara; BAR – Barbalha; SAN – Santana; ARA – Araripina; EXU – Exu. Ilustração do perfil esquemático da Bacia do Araripe retirado e adaptado de Assine (2007).

2.5. Acumulações fossilíferas: coquinas x *hardground*

Segundo Kidwell *et al.* (1986), alguns fatores favorecem a formação de acumulações autóctones de bioclastos, tais quais: Uma abundante biota fornecedora destes clastos; um ambiente subaquático raso (golfo, baía, estuário, mar epicontinental, etc.); uma topografia que ofereça um refúgio relativamente calmo (enseada, banco submerso, etc.); os agentes de transporte envolvidos (correntes de marés, ondas, etc.); uma dinâmica climática (ventos, tempestades, etc.) capaz de acumular fragmentos esqueléticos; uma diagênese que favoreça e/ou providencie uma boa porosidade da rocha. Esta última é uma das características que mais distingue acumulações fossilíferas.

Concentrações de carbonato são comuns no registro estratigráfico. Contudo, frequentemente esses horizontes (por vezes densamente fossilíferos) não são devidamente considerados nas interpretações geológicas, talvez em razão do pouco estudo envolvendo origem e classificação genética (Kidwell *et al.*, 1986), como ocorre na Chapada do Araripe. Portanto, para se entender os níveis coquinóides existentes no Membro Romualdo, faz-se necessário diferenciar os tipos de concentrações fossilíferas com base na literatura. Assim, atenta-se especialmente a duas terminologias distintas: *Hardgrounds* e Coquinas.

2.5.1. *Hardgrounds*

Wilson e Palmer (1992) definiram *hardground* como superfícies de carbonatos cimentadas que foram expostas em fundo de mar. São, essencialmente, um fundo de mar litificado. *Hardgrounds* antigos são encontrados em seqüências de calcário e distintos de sedimentos posteriormente litificados, pelas evidências de exposição às águas marinhas. Esta evidência se caracteriza pela presença de organismos marinhos incrustantes (especialmente briozoários, ostras, e crinóides) bem como por perfurações desses organismos (bioerosão). Podem se apresentar em superfícies extensas, mineralizadas por óxidos de ferro e fosfatos de cálcio (Palmer, 1982; Bodenbender *et al.*, 1989).

Muitas vezes, *hardgrounds* podem hospedar fauna e flora específica, que se adaptam à superfície dura. A evolução dessas faunas pode ser encontrada através do Fanerozóico, desde o Período Cambriano até hoje (Taylor e Wilson, 2003). Estes organismos geralmente cimentam-se ao substrato e vivem como sésseis - organismos que não se deslocam voluntariamente do seu local de fixação (mas sem viverem enterrados no substrato) – e filtradores (alimentação por filtração) (Palmer e Fürsich, 1974; Brett e Liddell, 1982). Existem diferenças marcantes entre as faunas em *hardgrounds* Paleozóicos e Mesozóicos: os primeiros são dominados por briozoários calcíticos e equinodermas,

enquanto os últimos por ostras, bivalves (*Gastrochaenolites*) e perfurações de esponjas (*Entobia*) (Taylor e Wilson, 2003).

Geólogos, estratígrafos, e sedimentólogos, frequentemente usam *hardgrounds* como horizontes marcadores e indicadores de hiatos sedimentares/eventos de tempestades (Fürsich *et al.*, 1981, 1992; Pope e Read, 1997). Os *hardgrounds* e suas faunas também podem representar ambientes deposicionais muito específicos, como canais de maré (Wilson *et al.*, 2005) e plataformas superficiais de carbonato marinho (Palmer e Palmer, 1977; Malpas *et al.*, 2004).

2.5.2. Coquinas

O termo coquina refere-se a um carbonato composto de detritos fósseis (comumente resíduos de conchas) mecanicamente selecionados, pobre a moderadamente cimentados, pouco compactado, pouco endurecido e poroso (Chilingar *et al.*, 1967; Allen, 1974; Schreiber, 1978). Portanto, é uma rocha sedimentar de consolidação incompleta. Quando os resíduos de conchas são do tamanho de areia pode-se utilizar o termo mesocoquina. Se ainda menores, o termo microcoquina pode ser aplicado.

Por vezes, pode-se encontrar referência ao termo coquitino. Trata-se (*sensu* Chilingar, 1967) de coquinas endurecidas (carbonato composto em grande quantidade por detritos fósseis mecanicamente selecionados, compactado e bem cimentado). Da mesma forma o termo calcário coquinóide refere-se a depósitos autóctones de resíduos grossos de conchas que se acumularam no local, geralmente em uma matriz de granulação mais fina, ou inclusa em calcário micrítico.

Coquinas e coquinóides são mais susceptíveis à abrasão devido ao processo de transporte, antes da deposição. Já o calcário coquinóide ocorre grande parte *in situ*, e em determinadas condições podem constituir biostromas (estrutura sedimentar em forma de camada e constituída, essencialmente, por restos de seres vivos sedentários. É distinta de um bioherma, que tem a forma lenticular) (Chilingar *et al.*, 1967).

Desse modo, é possível que estruturas coquinóides caracterizem um *hardground*, embora nem todo *hardground* seja constituído pela presença destas.

2.5.3. Níveis coquinóides do Membro Romualdo

Apesar de, neste trabalho, não se ter identificado *hardgrounds* nos níveis coquinóides, optamos por abrir uma discussão para esta possibilidade, entendendo que mais estudos são necessários para averiguar melhor esta probabilidade.

No Membro Romualdo, diversos bancos e camadas de calcirruditos muito duros parecem se constituir não apenas em depósitos de restos esqueléticos, mas também em *hardgrounds* planares. A erosão, comum em ambientes rasos e marginais onde as ondas e correntes tidais são atuantes, e curtos períodos de não-deposição poderiam perfeitamente permitir uma cimentação singenética do sedimento de fundo de um possível sistema lagunar. Assim, a análise microfaciológica e da estrutura sedimentar destas feições mais litificadas poderia elucidar sua verdadeira origem e correta classificação. Esse estudo pode contribuir para elucidar algumas questões ainda controvertidas da história geológica da bacia, como a ocorrência de pequenos hiatos estratigráficos, considerando que há uma estreita associação entre coquinas, *hardgrounds* e descontinuidades estratigráficas (Kidwell, 1985).

Algumas destas feições muito litificadas do Membro Romualdo podem também representar superfícies de condensação estratigráfica de bioclastos (*sensu* Kidwell, 1985), mostrando estrutura e composição condicionadas por processos diferenciados (Kidwell & Aiger, 1985), podendo estes ser:

- deposicionais: acumulação contínua de bioclastos resultante de baixo suprimento sedimentar e da alta taxa de produção biológica de esqueletos autóctones ou do alto suprimento de restos alóctones; o depósito formado contém matriz sedimentar bem selecionada, discretas superfícies de descontinuidade e uma mistura de bioclastos em diferentes estágios de degradação;
- não deposicionais: sedimentação baixa ou nula na acumulação de bioclastos, que é intermitentemente interrompida por camadas de sedimentos lodosos;
- erosão: retrabalhamento de acumulações preexistentes, facilitando a colonização por organismos epifaunais e assim produzindo associações ecologicamente mistas (com faunas viventes e pré-existentes); o depósito mostra matriz sedimentar mal selecionada, uma série de pequenas superfícies erosionais, e a mistura de organismos de diferentes ambientes ou idades.

O estudo e definição das condições acima estabelecidas podem fornecer detalhes importantes em relação às dinâmicas responsáveis pela distribuição paleobiogeográfica dos organismos envolvidos, o que também é interessante para a compreensão paleoambiental.

2.6. Níveis sedimentares endurecidos da Formação Santana

Matracões e lajetas são nomes populares na região do Cariri, nordeste do Brasil, correspondentes a camadas pavimentosas e lenticulares de calcários maciços e duros de cor creme-alaranjada. Na parte basal do Membro Crato ocorre um banco de calcirrudito fino de quase um metro de espessura com porções nodulares, possivelmente formadas por segregação de constituintes menores da rocha hospedeira. Muitas vezes este matracão encontra-se fraturado mostrando feições de dissolução derivadas de processos de carstificação. No Membro Ipubi, logo abaixo dos folhelhos intercalados aos evaporitos, há estratos de cerca de 30 cm de calcirruditos bastante duros e com superfície superior ondulada a irregular, que frequentemente mostram laminações similares a tapetes algálicos. No Membro Romualdo, os matracões têm espessuras que variam entre 10 e 30 cm, enquanto que as lajetas são mais delgadas e mais duras, com até 5 cm de espessura. Em geral, estas lajetas mostram restos de peixes e de vegetais preservados em suas superfícies inferior e superior, e ostracodes em seu interior. Já os matracões não possuem microfósseis, ainda que eventualmente ocorram internamente concentrações carbonáticas ovaladas e comprimidas, fossilíferas e por vezes coalescentes, similares às concreções encontradas isoladamente nos folhelhos da mesma unidade. Considerando que concreções calcárias são formadas pela precipitação de soluções aquosas durante a deposição sedimentar e por desenvolvimento intra-rochoso nos primeiros estágios de compactação (Scoffin, 1987), a ocorrência conjunta destas feições sedimentares no Membro Romualdo sugere uma origem comum, mesmo quando aparecem isoladamente.

Relatadas há cerca de 50 anos na bibliografia geológica da Bacia do Araripe, as concentrações fossilíferas que ocorrem nas camadas mais superiores da Formação Santana têm sido estudadas em seus aspectos tafonômicos (Simões *et al.*, 1995; Sales *et al.*, 1999), mas pouca atenção tem sido dada aos seus componentes bióticos, cujas espécies ainda estão à espera de uma identificação taxonômica.

Grupos de invertebrados bentônicos, como equinóides, bivalvíos e gastrópodos, são frequentemente mencionados na literatura como participantes destas concentrações (fig.12) que foram descritas sob as terminologias de “concentrações”, ou “coquinas” (Santos, 1982; Berthou *et al.*, 1990; Martill, 1993; Simões *et al.*, 1995; Sales *et al.*, 1999, Sales & Simões, 2003a e 2003b). Na porção leste da Bacia do Araripe são reconhecidas duas espécies de gastrópodos, ambas da Subfamília Cassiopinae (Mabessone & Tinoco, 1973). O número de gastrópodos parece ter tendência crescente em direção à parte central da bacia. Na porção oeste, gastrópodos e bivalves são frequentes, sendo estes últimos predominantemente representados pelas famílias Anomiidae e Mytilidae. No sudoeste da bacia, na localidade de Araripina, Estado de Pernambuco, foram relatados

organismos de origem marinha (equinóides) nos mesmos calcários com moluscos (bivalves e gastrópodos).



Figura 12 - Estrutura coquinóide da porção superior da Formação Santana, proveniente do município de Santana do Cariri, Ceará, apresentando restos de gastrópodos (barra indica 1 cm). Cedido por Hessel (2011).

A exemplo de Santos (1982), vários estudos tafonômicos dos depósitos carbonáticos do Membro Romualdo, bem como do seu conteúdo fóssil, têm interpretado os possíveis processos e produtos relacionados com a sua gênese, associando-os a um ambiente marinho raso sob influência de ondas e tempestades. Della Fávera (1987) interpreta as estruturas coquinóides como sedimentos oriundos de tempestades, por se tratarem de um material revolvido, e atribui a estes eventos a causa de um provável episódio de mortandade em massa dos peixes encontrados nas concreções. Entretanto, não existe nenhum estudo sistemático de sua ocorrência em toda a bacia e da variação de sua composição biótica, o que poderia elucidar muitas questões paleoecológicas controversas, inclusive como as águas marinhas interferiram na formação da bacia.

Segundo Sales (2003b), as concentrações densamente empacotadas e de evidente complexidade constituem coquinas, do tipo “*modern mode*”, seguindo a classificação estabelecida por Kidwell (1990). A autora caracteriza este tipo de coquina quando da ocorrência tridimensional da concentração, com geometria lenticular, amalgamada, e bioclastos bastante empacotados, interpretados como tempestitos proximais (proveniente de ambientes de águas rasas influenciados por tempestades). Partindo desta premissa, e com base nos atributos tafonômicos indicados por Kidwell & Holland (1991), Sales (2005) determinou possíveis tipos de concentrações presentes na parte superior do Membro

Romualdo, relacionando as feições bioestratinômicas, sedimentológicas e estratigráficas identificadas nos depósitos com as feições paleoecológicas e diagenéticas presentes nos bioclastos, referindo-os como: tempestitos proximais, tempestitos distais, assembléia autóctone primariamente biogênica e resíduos transgressivos. Desse modo:

Tempestitos proximais

Observando os caracteres tafonômicos, trata-se de concentrações de bioclastos transportados, mal selecionados, e quase sempre fragmentados. Possuem arranjo politípico (conchas de bivalves, gastrópodos e equinóides), grau de empacotamento de denso a frouxo, distribuição caótica na matriz, espessura decimétricas a centimétricas e orientação polimodal dos bioclastos. Ocorrências de tempestitos proximais foram relatadas em Santana do Cariri (sítio Romualdo), Porteiras (sítio Saco) e Araripina (Canastra e Torre) (Sales *et al.*, 2003b).

Tempestitos distais

Em geral, as concentrações de bioclastos são também fragmentadas, porém um pouco mais selecionados em relação aos tempestitos proximais. Do mesmo modo, apresentam-se em depósitos de menor espessura e posicionam-se em seções sedimentares intercaladas (folhelhos/argilitos/margas). Ainda comparado aos tempestitos proximais, tempestitos distais apresentam contatos bruscos a ondulados bem definidos, bioclastos menores e menos articulados. As ocorrências foram relatadas nas localidades de Santana do Cariri (Sítio São Gonçalo), Marcolândia, Missão Velha (Serra da Mãozinha), Jardim (Sobradinho) e Porteiras (Sítio Jatobá).

Assembléia autóctone primariamente biogênica

São definidas como concentrações coquinóides raras, com unidades microestratigráficas, presentes nos depósitos albianos da Bacia do Araripe. As concentrações são pouco espessas (2 a 4 cm) e os bioclastos ocorrem de modo disperso em matriz micrítica. Conchas de bivalves são encontradas *in situ*, sugerindo um rápido soterramento em decorrência de eventos de tempestades. Nas outras unidades microestratigráficas o empacotamento é denso, com bioclastos bem selecionados, sugerindo um paleoambiente onde predominava uma baixa taxa de sedimentação em função da alta demanda de conchas. A ocorrência de assembléia autóctone foi relatada no município de Jardim (Sítio Engenho).

Resíduos transgressivos

Em geral, são concentrações internamente complexas, descritas na Bacia do Araripe como coquinas. Essas concentrações apresentam unidades microestratigráficas amalgamadas e as análises tafonômicas mostram que as conchas se encontram em diferentes estágios bioestratinômicos. A orientação dos bioclastos é polimodal (em planta) e concordante ao acamamento (em seção), apresentando arranjo caótico e gradação irregular. Isto pode demonstrar a interferência de correntes e ondas tanto na gênese como no retrabalhamento do material. As concentrações de bivalves e gastrópodes são altamente fragmentadas. Todavia, conchas inteiras de gastrópodes turritelídeos podem ser encontradas bem preservadas. Os resíduos transgressivos foram identificados em Crato (Sítio Romualdo).

Entretanto, novas pesquisas paleoceanográficas e paleobiogeográficas voltadas à época eocretácea no Brasil foram desenvolvidas (Arai, 2005, 2007, 2011, 2012), tendo por base o estudo com associações de dinoflagelados. Estes organismos, apesar de tratados como organismos cosmopolitas (de um modo geral), possuem espécies que demandam características paleobiogeográficas distintas (Antonioli *et al.*, 1999; Antonioli & Dino, 2007). Arai (2007) identificou um padrão biogeográfico de distribuição destes organismos, relacionando a evolução deste padrão com o processo de interação de águas tetianas com águas do Oceano Atlântico Sul Setentrional, através do *sea-way* epicontinental que percolava as bacias de São Luís, Parnaíba, Araripe, Sergipe e Almada. O autor associa as diferenciações paleobiogeográficas substancialmente em função da influência das águas tetianas (Aptiano), atentando para existência de obstáculos naturais que significaram caracterizações paleogeográficas. A barreira formada pelo Dorsal de São Paulo dividiu o Atlântico Sul em Setentrional e Meridional, efetivamente, até o fim do Albiano.

Destarte, nas questões de fins interpretativos relacionadas com este trabalho considerou-se a mudança no modelo de reconstituição a partir do Aptiano, conforme proposto por Arai (2007, 2011, 2012), para entendimento da dinâmica deposicional das concentrações coquinóides nas amostras coletadas, e conseqüentemente dos processos que as originaram. O modelo de reconstituição tradicional para o momento inicial de fragmentação do supercontinente Gondwana foi desenvolvido por Scotese (2001) e pode ser visualizado na fig. 13 para fins de comparação com o novo modelo sugerido (fig. 14), que considera a hipótese de que a transgressão marinha aptiana, sustentada por águas tetianas, teria tido influência paleobiogeográfica considerável no domínio de diversas bacias, a exemplo do Araripe. O grau das interconexões marinhas entre as bacias afetadas estariam definidas segundo a interferência de barreiras físicas.



Figura 13 - Modelo de reconstituição para o Aptiano proposto por Scotese (2001). Figura retirada e adaptada de Arai (2012).



Figura 14 – Modelo de reconstituição para o Aptiano, proposto por Arai, 2007; A cor violeta representa as grandes bacias evaporíticas; A linha vermelha indica a barreira constituída pelo alinhamento Dorsal de São Paulo – Alto de Florianópolis; Os pontos vermelhos são ocorrência de *Subtilisphaera*, sugerindo influência tetiana; Os pontos amarelos são registros de microfitecfloras austrais; O ponto azul é o registro de radiolários da Formação Areado. O ponto preto localiza a Bacia do Araripe. Figura modificada de Arai (2012).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A partir da fundamentação teórica anteriormente exposta foi concebida a adaptação das ferramentas metodológicas necessárias, de modo que fossem contemplados os objetivos propostos nesta investigação. Os procedimentos a serem utilizados durante o desenvolvimento deste estudo puderam ser sintetizados em cinco etapas, como é explicado a seguir.

3.1. Trabalhos iniciais

A primeira etapa referiu-se à aquisição de dados pré-existentes e bases fundamentais. Nela, constou o levantamento bibliográfico de toda a literatura considerada básica para esta tarefa, com atenção aos escritos relacionados às acumulações fossilíferas coquinóides, assim como aos temas “Membro Romualdo da Formação Santana”, “período Eocretáceo na Bacia do Araripe” e “sedimentação de carbonatos”. Esta pesquisa se deu ininterruptamente, em bibliotecas institucionais e particulares, desde o momento de concepção desta investigação até o seu término.

3.2. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo visaram à coleta de material georreferenciado e estratigraficamente situado, com descrição litológica das rochas onde ocorrem as concentrações fossilíferas, buscando um entendimento da geologia local para auxiliar na compreensão da gênese das acumulações coquinóides. Os exemplares coletados nesta etapa se constituem no material investigado nesta dissertação. Na fase de campo, foram visitados afloramentos onde foram relatados calcirruditos coquinóides da Formação Santana (Membro Romualdo), situados na porção leste da Bacia do Araripe (Estado do Ceará), nos seguintes municípios: Araripe, Santana do Cariri, Crato, e Jardim. As coletas se realizaram em três pontos, considerando-se estrategicamente as possibilidades de trabalho mais viáveis (acessibilidade) e qualidade das amostras encontradas. Segue a lista com as localidades com concentrações já registradas na literatura nos Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, até o ano de 2012:

Tabela 1- Localização de concentrações coquinóides na Bacia do Araripe. Pontos de coleta em azul.

Local	Município, Estado		Citações
Santana do Cariri, na rodovia para Nova Olinda, a 3 km da cidade de Santana	Santana	CE	Beurlen 1963; Sales 2005
sítio São Gonçalo	Santana	CE	Sales <i>et al.</i> 1999
sítio Pedra Branca	Santana	CE	Sales 2005
sítio Romualdo, a 7,3 km a SE da cidade do Crato, próximo à rodovia de Crato para Arajara	Crato	CE	Beurlen 1963, 1964; Santos 1982
Jamacaru, no km 18 da rodovia de Missão Velha para Jamacaru	Missão Velha	CE	Sales 2005
Encruzilhada e serra do Mãozinha (2 pontos distintos)	Missão Velha	CE	Martill 1993; Sales 2005
sítio Engenho a 1 km E da cidade de Jardim	Jardim	CE	Sales 2005
sítio dos Negros a 3 km N da cidade de Jardim	Jardim	CE	Sales 2005
sítio Sobradinho	Jardim	CE	Sales 2005
sítio Saco a 8 km N da cidade de Porteiras	Porteiras	CE	Martill 1993
sítio Jatobá a 4 km NW da cidade de Porteiras	Porteiras	CE	Sales 2005
sítio Brejinho, distrito de Araripe	Araripe	CE	Sales 2012 (comunicação verbal)
sítio Canastra próximo cidade Araripina	Araripina	PE	Oliveira <i>et al.</i> 1979
estrada Araripina-Torre	Araripina	PE	Sales 2005
Marcolândia na rodov BR-318 para Picos, a 10 km de Marcolândia	Marcolândia	PI	Mabessone & Tinoco 1973
sítio Caboclos a 8 km NW de Caldeirão Grande	Fronteiras	PI	Sales 2005

3.3. Trabalhos de laboratório

Utilizando-se de análise micropetrográfica, as amostras coletadas em campo foram analisadas primeiramente a nível macroscópico e posteriormente a partir da constituição de lâminas delgadas para observação em microscopia. A análise das relações texturais dos minerais identificados no componente rochoso permitiu estabelecer inferências sobre as condições físico-químicas e de sedimentação predominante na época de consolidação destas rochas, contribuindo na construção de observações relacionadas ao paleoambiente. As amostras coletadas também foram utilizadas na elaboração de um modelo de divisão em camadas, para posterior descrição e interpretação. A diferenciação dessas camadas consistiu na análise dos constituintes, feições e estruturas observados nas rochas, evidenciando-se especialmente as texturas, morfo/tipologia de grãos, conteúdo fossilífero, o cimento e as feições diagenéticas.

A granulometria foi analisada segundo a escala de Wentworth (1922), que abrange os seguintes intervalos granulométricos:

- Cascalho: > 2,0 mm
- Areia muito grossa: 1,0 mm – 2,0 mm
- Areia grossa: 0,5 mm – 1,0 mm
- Areia média: 0,25 mm – 0,5 mm
- Areia fina: 0,125 – 0,250 mm
- Areia muito fina: 0,062 – 0,125 mm

De uma maneira sintética, os trabalhos de laboratório podem ser sintetizados no esquema a seguir (fig.15):

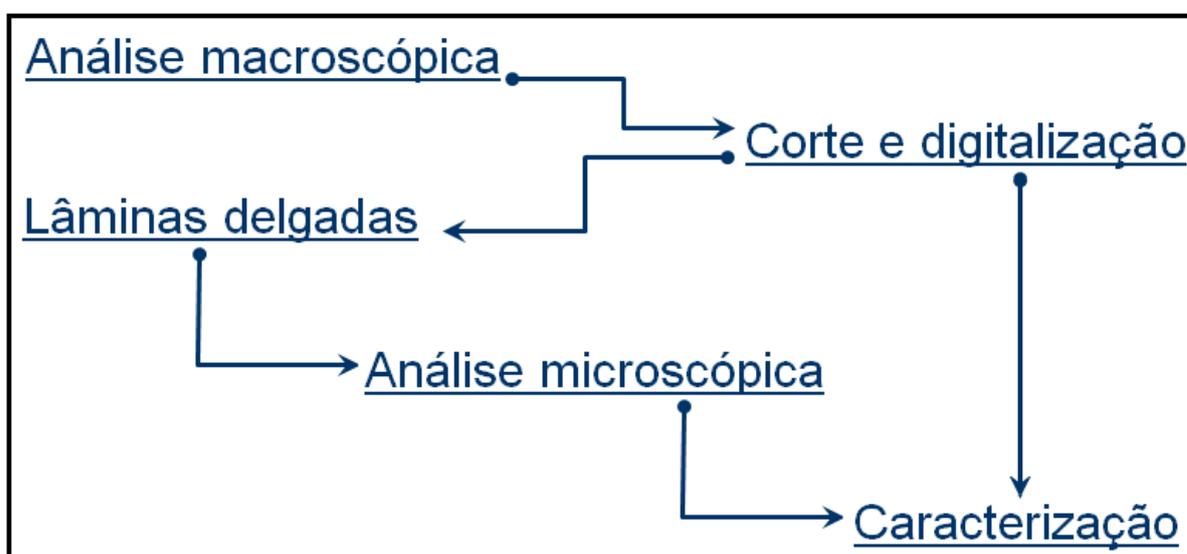


Figura 15 - Síntese esquemática envolvendo as etapas dos trabalhos de laboratório.

3.4. Análise de informações

A terceira etapa consistiu na descrição de processos de fossilização para as concentrações fossilíferas a partir das análises de camadas diferenciadas de acordo com a disposição do conteúdo fossilífero, juntamente com outras informações coletadas em campo e/ou provenientes das lâminas delgadas. A associação destas informações com os conhecimentos coletados nos estudos bibliográficos realizados permitiu que fossem também propostas considerações paleoambientais para a época de deposição dos níveis coquinóides do Membro Romualdo.

3.5. Trabalhos finais

A quarta etapa se referiu à edição final da dissertação. Foram gerados perfis microlitoestratigráficos contendo a discriminação das camadas identificadas. A edição, envolvendo a documentação fotográfica, processamento eletrônico de imagens, e interpretação dos dados, foi tratada nesta etapa, tendo em vista à redação final do texto dissertativo.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

De modo geral, realizou-se a análise por amostragem com ênfase nas características tafonômicas das concentrações coquinóides de macroinvertebrados presentes no Membro Romualdo nas localidades de Jardim, Araripe e Crato. A partir desta análise foram possíveis maiores interpretações e inferências, com base no exame das lâminas petrográficas confeccionadas e das camadas diferenciadas para cada amostra, de acordo com a natureza dos seus constituintes e feições sedimentológicas, como já detalhado (item 3.3). Através da digitalização das amostras em cortes laterais, foi possível uma melhor análise dos bioclastos a nível macroscópico. As concentrações coquinóides foram preliminarmente abordadas separadamente, de acordo com a localidade de origem. Posteriormente foram estudadas de maneira comparativa, no item sobre interpretação de dados, onde as amostras são apresentadas em imagens digitais, para só então serem propostas as discussões e exposto as conclusões.

4.1. Análise petrográfica

Com o exame microscópico das lâminas petrográficas confeccionadas constatou-se, em algumas amostras, a predominância de calcita espática no preenchimento dos bioclastos, assim como na substituição do material original das conchas, e na composição do cimento. Os litotipos identificados podem ser interpretados como biomicritos (Folk, 1959) e na classificação de Dunham (1962) variam entre *packstones* a *wackstones* bioclásticos, com porções fortemente desmicritizadas que dão origem a *grainstones*. O conteúdo bioclástico das amostras apresenta predominância de conchas de gastrópodes turrítelídeos, bivalves, e ostracodes, inteiros e/ou fragmentados. Neste último caso, os fragmentos, além de se apresentarem densamente, exibem cortes mais bruscos e angulares. Isto pode ser entendido como efeito da ocorrência de eventos de alta energia e eventuais retrabalhamentos, nos quais os produtos estavam submetidos.

Através da observação em lâminas pode-se perceber que a presença de minerais não carbonáticos é escassa, sendo o quartzo o elemento de maior destaque ($\cong 10\%$), seguindo-se os feldspatos e micas ($\cong 2\%$). Dentre os processos diagenéticos atuantes, é possível observar os estágios de neomorfismo degradacional (micritização - notar bordas enegrecidas em alguns macrofósseis, fig.16), cimentação (preenchimento de cavidades próprias da rocha e dos bioclastos), dissolução por pressão, recristalização e neomorfismo agradacional.

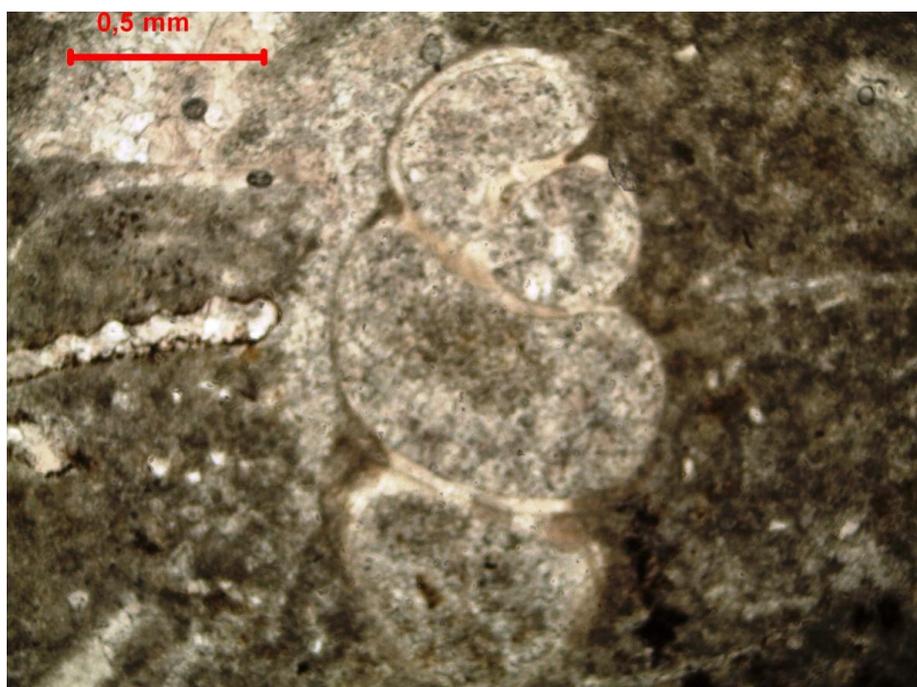


Figura 16 - Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Crato: Biomicrito na classificação de Folk (1959) ou *packstone* na classificação de Dunham (1962). Detalhe de turrítelídeo (centro) em corte longitudinal. Bordas dos bioclastos micritizadas (microbioerosão). Ponto: UTM 456783/9193906.

4.1.1. Concentrações na localidade de Crato

Localizadas aproximadamente 7 km a sudeste da zona urbana de Crato, UTM 456783/9193906, na Rodovia CE-125 (que liga Crato a Arajara), na cota de 630 m, as concentrações se acumulam em calcirrudito, e os macrofósseis exibem conchas e fragmentos de bivalves e gastrópodes turrítelídeos (fig. 17 e 18).



Figura 17 - Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Crato: Biomicrito (Folk, 1959) ou *packstone* (Dunham, 1962) com porções de matriz desmicritizadas (recristalização da matriz micrítica). No interior da concha de turrítelídeo, preenchimento com micrita e pelóides, na zona mais enegrecida. Na zona mais esbranquiçada, preenchimento por calcita espática. Ponto: UTM 456783/9193906.



Figura 18 - Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Crato: Bioesparito (Folk, 1959) ou *grainstone* (Dunham, 1962) formado por desmicritização da matriz micrítica. Fragmentos de turrítelídeos, bivalves, e organismos indistintos em concentração densa. Ponto: UTM 456783/9193906.

A ocorrência de micritização nas bordas dos macrofósseis indica que houve uma exposição prolongada do corpo sedimentar na superfície, em eventos de sedimentação episódica (retrabalhamento episódico).

O nível coquinóide, relativamente fino, aparentemente sofreu quebra por pressão e ação de processos de intemperismo, dispondo-se em forma de blocos (fig.19).



Figura 19 - Campo de concentrações coquinóides em Crato: Disposição em blocos interruptos.

4.1.2. Concentrações na localidade de Araripe

Localizadas na zona distrital de Brejinho, pertencente ao município de Araripe, UTM 0385917/9205240, na cota de 615 m, as concentrações coquinóides revelam principalmente turrítelídeos, contendo também bivalves e ostracodes. Pode-se observar presença considerável de grãos de quartzo, ilustrada na presença de grãos de coloração esbranquiçada (fig.20, 21 e 22). Ressalta-se que os organismos turrítelídeos presentes nas concentrações em Araripe são visivelmente diferenciados em espécie daqueles observados nos outros pontos de coleta. Os calcirruditos que abrigam as concentrações possuem uma maior predominância de lama carbonática em sua composição.

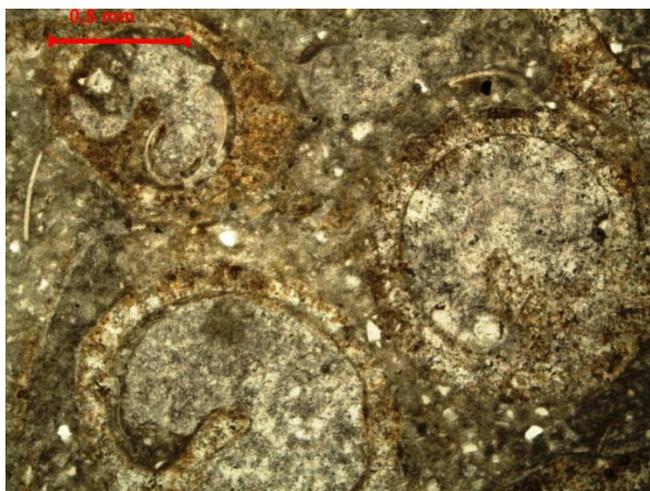


Figura 20 - Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Araripe: Notoriamente um biomicrito (Folk 1959) ou *wackestone* (Dunham, 1962). Organismos turritelídeos observados em corte transversal. Os pontos mais claros indicam grãos de quartzo. Ponto: UTM 0385917/9205240.



Figura 21 - Lâmina petrográfica em luz natural, amostra Araripe: Bivalve articulado fechado indicando preservação em condição de vida. Presença de grãos quartzosos. Ponto: UTM 0385917/9205240.

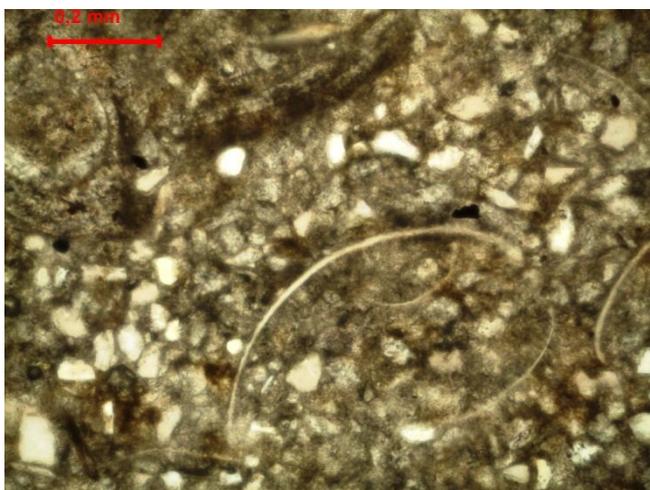


Figura 22 - Lâmina petrográfica de amostra da localidade de Araripe: Fragmentos de ostracodes e presença de grãos de quartzo. Ponto: UTM 0385917/9205240.

A matriz micrítica se apresenta com alta concentração de material siliciclástico (argilominerais e grãos de quartzo). Isso indica maior proximidade com uma fonte de suprimento sedimentar siliciclástico, como por exemplo, um ambiente de sedimentação deltaico. Há presença de níveis altos de óxido de ferro, muito provavelmente por consequência do efeito diagenético. O interior dos bioclastos é preenchido preferencialmente por material esparítico e se observa dissolução de alguns organismos com liberação de óxido de ferro (decorrência de processo diagenético).

O nível coquinóide em Araripe se define nitidamente entre argilas verdes, ocorrendo ainda concentrações de macrofósseis muito friáveis, nas argilas mais superiores (fig.23).



Figura 23 - A: Campo de concentração coquinóide em Araripe. B: Bloco coletado em campo. C: Continuidade do nível coquinóide identificando condição *in situ*. D: Presença de macrofósseis nas argilas acima da concentração calcirrudítica. Ponto: UTM 0385917/9205240.

4.1.3. Concentrações na localidade de Jardim

Localizadas no sítio Sobradinho, zona rural do município de Jardim, UTM 470094/916172, na cota de 770 m, as concentrações coquinóides se apresentam fortemente endurecidas e bem compactadas, exibindo principalmente gastrópodes turritelídeos, ostracodes (fig.24), e bivalves. Santos e Melo (2009) definiram a espécie de bivalve encontrada nesta localidade como *Legumen ellipticum* Conrad, 1858, ainda afirmando ser a espécie típica de ambiente marinho raso ou de ambientes com alguma influência marinha.

Em lâmina, a presença de muitos fragmentos quartzosos de tamanho milimétrico a submilimétrico, indica proximidade com um ambiente fonte de sedimentos siliciclásticos. Percebe-se crescimento de cristais a partir das estruturas fossilizadas (fig.25). O rápido crescimento desses cristais reflete o alto fornecimento de íons carbonato. Trata-se, portanto, de uma feição eodiagenética (diagênese precoce) típica de ambientes freáticos onde ocorre renovação de soluções.

A exemplo das concentrações observadas em Crato existe uma nítida “quebra” no nível coquinóide, provavelmente ocasionada por consequência da forte pressão sobre o nível e da atuação das ações intempéricas.

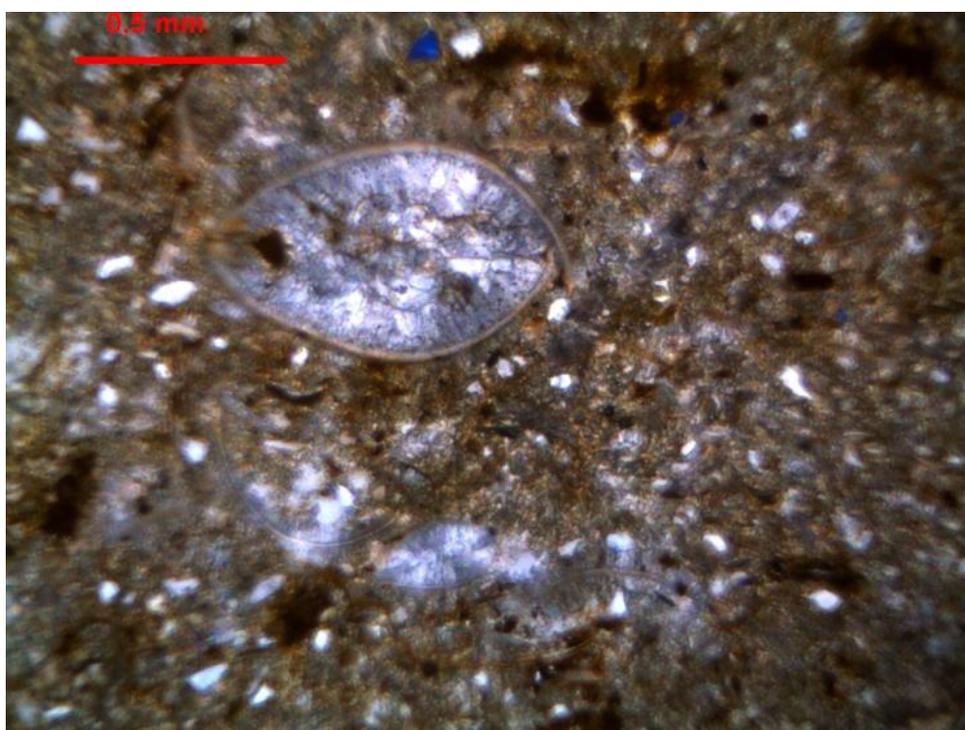


Figura 24 - Lâmina petrográfica em luz polarizada, amostra Jardim: Biomicrito (Folk,1959) ou Packstone a Wackestone (Dunham, 1962) com porções de matriz desmicritizadas. No detalhe: Presença de organismo ostracode. Ponto: UTM 470094/916172.

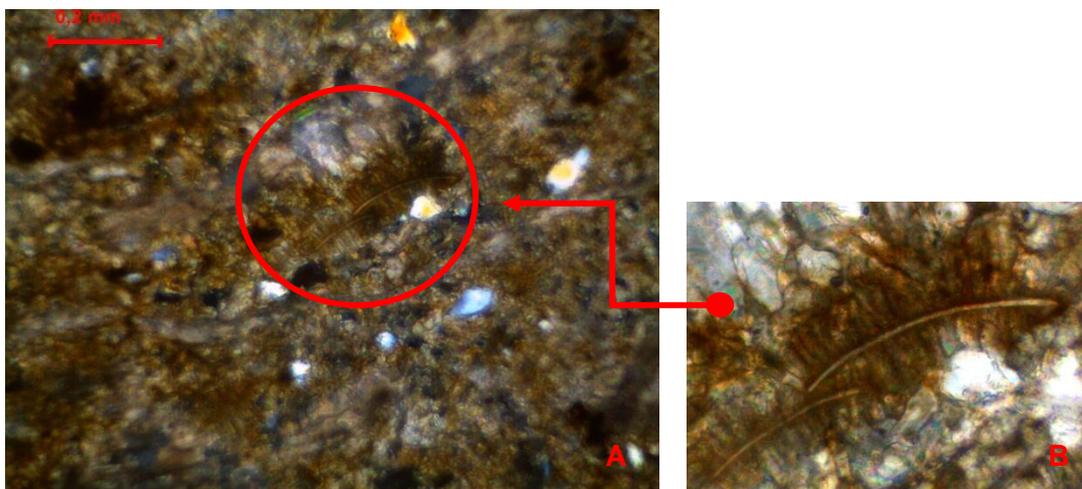


Figura 25 – A - Lâmina petrográfica em luz polarizada, amostra Jardim: Crescimento de cristais a partir de fragmento fóssil preservado. B – Detalhe ampliado (5x): Franja de cristais aciculares de calcita.

4.2. Interpretação de dados

As amostras foram digitalizadas em cortes laterais as imagens trabalhadas em Corel Draw X6 a fim de se diferenciar camadas em função das características e disposição dos bioclastos, como se pode observar (fig.26, 27, 28):



Figura 26 – Diferenciação de camadas da Amostra ARJ 1 – E, da base para o topo, coletada em Crato. As linhas contínuas dividem as camadas identificadas. A linha pontilhada menor reconhece a subdivisão de uma camada identificada. A linha pontilhada maior separa a zona de intemperismo.

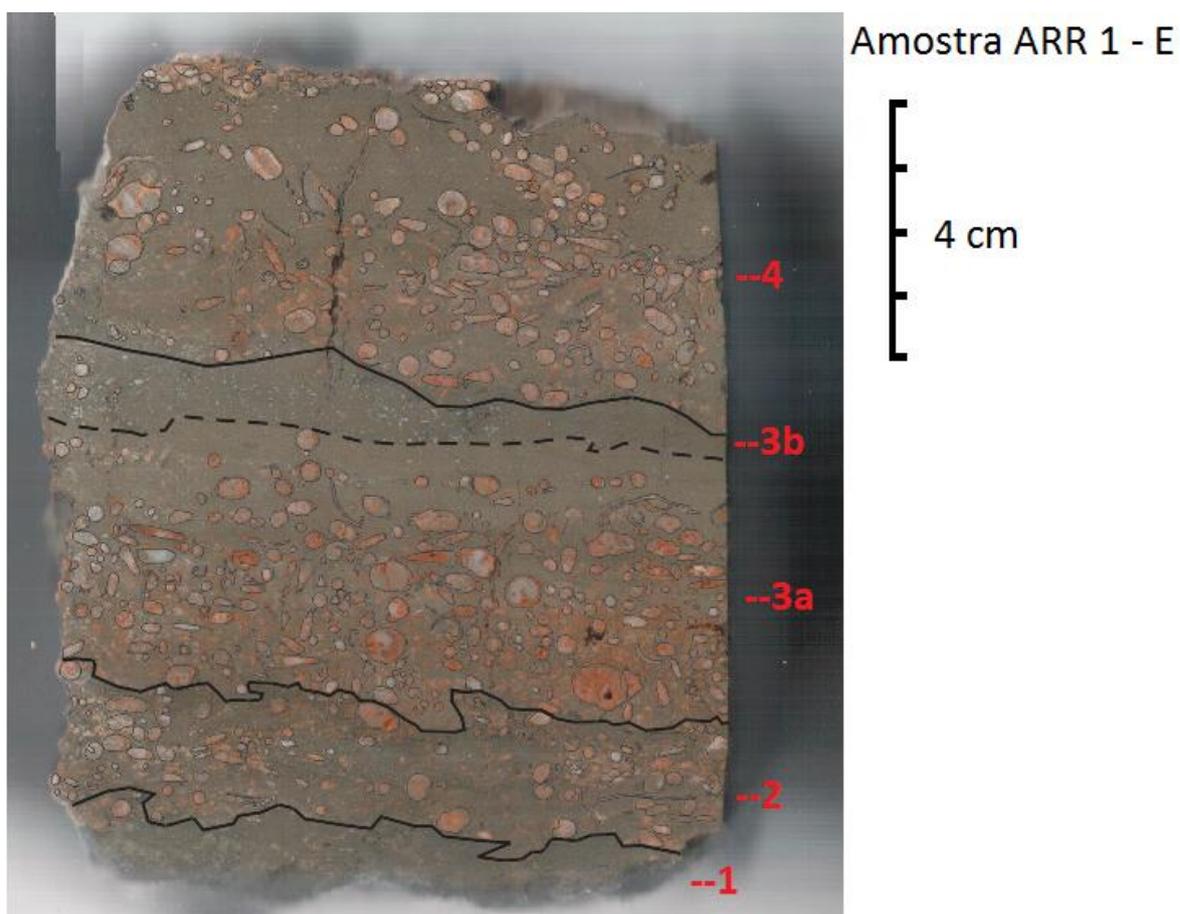


Figura 27 - Diferenciação de camadas da Amostra ARR 1 – E, da base para o topo, coletada em Araripe. As linhas contínuas dividem as camadas identificadas. A linha pontilhada reconhece a subdivisão de uma camada identificada.



Figura 28 - Diferenciação de camadas da Amostra JAR 1,2 – E, da base para o topo, coletada em Jardim. As linhas contínuas dividem as camadas identificadas. As linhas pontilhadas reconhecem diferenciações, ainda que neste caso não tenham sido consideradas como subdivisões.

A partir da diferenciação destas camadas foram analisados os seguintes aspectos pertinentes (seguindo a proposta de Holz & Simões, 2002):

Geometria: Considerando-se a tridimensionalidade dos bioclastos caracterizou-se a geometria dentre os seguintes arranjos:

- *pod:* concentração pequena, irregular, bordas bem definidas, em corte, representando, por exemplo, escavações isoladas preenchidas por material bioclástico;
- *clump:* concentração com margens pouco definidas, em corte, mostrando organismos bentônicos preservados em posição de vida ou acúmulo de bioclastos reorientados pela ação de bioturbadores;
- *lente:* concentração com geometria regular afinando-se lateralmente, incluindo, por exemplo, acumulações de material bioclástico em bases de canais ou estruturas do tipo bioherma (recifes);
- *cunha:* concentração com geometria regular afinando-se lateralmente de modo mais complexa que nas lentes, em uma única direção;
- *camada:* concentrações de espessura variável, dependendo da topografia, e contínuas lateralmente, de forma tabular ou de lençol.

Empacotamento: O grau de empacotamento foi avaliado quanto à disposição física dos bioclastos na matriz sedimentar, sendo estes classificados em:

- Denso;
- Denso/Frouxo;
- Frouxo;
- Frouxo/Disperso;
- Disperso.

Seleção: As amostras foram classificadas quanto à classe de tamanho, podendo ser enquadradas em:

- Bem selecionada: Neste caso, os bioclastos (> 2 mm) exibiram pequena variação de tamanhos. A maioria (80%) dos bioclastos ocuparam 1 ou 2 classes de tamanho próximas, expondo um padrão mais uniforme;
- Bimodal: bioclastos apresentaram-se bem selecionados, porém com mais de um padrão em classes de tamanho;

- Pouco selecionada: A maioria (80%) dos bioclastos estão distribuídas em três ou mais classes de tamanho.

Orientação: Foram avaliados dois parâmetros para orientação das amostras:

a. Em relação à seção (corte):

- Concordante: bioclastos com eixo alongado alinhado paralela ou subparalelamente ao plano de acamamento;
- Perpendicular: bioclastos dispostos na matriz em ângulo reto em relação ao plano de acamamento;
- Oblíquo: bioclastos exibindo posições intermediárias.

b. Quanto ao fluxo oscilatório:

- Unimodal: os elementos “apontam” para um mesmo sentido (fluxo unilateral);
- Bimodal: metade dos elementos “apontam” para um sentido, metade para outro (fluxo oscilatório/ ondas);
- Polimodal: não há orientação preferencial dos bioclastos. O fluxo possui velocidade insuficiente para movimentar os bioclastos, ou um fluxo turbulento perturbou a assembleia fossilífera durante sua formação.

Bioclastos e Matriz: Os bioclastos foram caracterizados pela variação de tamanho, tipo, e porcentagem representativa em relação à matriz, que por vez, é posteriormente classificada.

As propriedades identificadas para as amostras estudadas podem ser visualizadas de forma sintética e comparada na tabela 2:

Tabela 2 – Propriedades identificadas para as amostras estudadas com base na distribuição de bioclastos.

Amostra	Face	Concentração	Geometria	Espessura (Máx.)	Empacotamento	Seleção	Orientação (camada)	Orientação	Orientação (corte)	Bioclastos (tipo)	Bioclastos (var.tamanho)	Bioclastos (%)	Corrosão	Matriz	Siliciclastos (tipo)
Arj - 1	E	1 (base)	Camada	3 cm	Denso	Pouco selecionado	Concordante	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos e bivalves indistintos	mm até 2 cm	15%	–	Esparito	Quartzo e argilominerais
Arj - 1	E	2a	Camada	2 a 5 cm	Denso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos e bivalves indistintos	mm até 2 cm	50%	–	Esparito	Quartzo e argilominerais
Arj - 1	E	2b	Camada	1 a 4,5 cm	Denso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos e bivalves indistintos	mm até 2 cm	30%	–	Esparito	Quartzo e argilominerais
Arj - 1	E	3	Camada	4 cm	Denso	Pouco selecionado	Concordante	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos e bivalves indistintos	mm até 1,5 cm	15%	–	Esparito	Quartzo e argilominerais
Arj - 1	E	4	Camada	2 cm	Denso a frouxo	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos e bivalves indistintos	mm até 0,3 cm	7%	–	Esparito	Quartzo e argilominerais
Arr-1	E	1 (base)	Camada	1 cm	Disperso	Bem selecionado	Concordante, oblíquo.	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 0,3 cm	1%	–	Micrita / Esparito	Quartzo e argilominerais
Arr-1	E	2	Camada	2,5 cm	Frouxo a disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 1,5 cm	10%	–	Micrita / Esparito	Quartzo e argilominerais
Arr-1	E	3a	Camada	4,5 cm	Denso/frouxo a disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 1,5 cm	30%	–	Micrita / Esparito	Quartzo e argilominerais
Arr-1	E	3b	Camada	1,5 cm	Disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 0,3 cm	1%	–	Micrita / Esparito	Quartzo e argilominerais
Arr-1	E	4	Camada	5 cm	Denso/frouxo a disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 1 cm	25%	–	Micrita / Esparito	Quartzo e argilominerais
Jar-12	E	1 (base)	Camada	3,5 cm	Denso/frouxo a disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 1 cm	30%	–	Micrita	Quartzo e argilominerais
Jar-12	E	2	Camada	4 cm	Denso/frouxo a disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 1 cm	30%	–	Micrita	Quartzo e argilominerais
Jar-12	E	3	Camada	2 cm	Frouxo a disperso	Pouco selecionado	Concordante, oblíquo, perpendicular	Polimodal	Transversal/ Longitudinal	Gastrópodes turritelídeos, bivalves e ostracodes	mm até 1 cm	20%	–	Micrita	Quartzo e argilominerais

Considerando a tabela exposta, que sintetiza os aspectos tafonômicos identificados neste trabalho às amostras, são propostas as seguintes discussões:

Quanto às três amostras estudadas percebe-se claramente uma maior tendência de concentração de bioclastos quanto mais próximo da base, diminuindo na medida em que se ascende em direção ao topo. O alto grau de empacotamento (especialmente no que diz respeito à amostra de Crato, e às camadas das outras amostras que receberam “denso” na classificação) sugere um momento de aumento na disponibilidade destes organismos (população mais acentuada) e/ou um aumento na energia do vetor de transporte.

A má seleção de bioclastos no tocante ao tamanho denota alto grau de transporte e potencial do fluxo energético. Existe também probabilidade para mistura temporal (Holz & Simões, 2002) de macrofósseis, estando organismos inteiros preservados *in situ* (como bivalves com conchas fechadas) juntamente a fragmentos bastante angulosos, que podem significar produtos de momentos deposicionais distintos. Enquanto os organismos preservados *in situ* podem indicar uma rápida sedimentação (episódica), os fragmentos angulosos e de tamanhos variados implicam episódios de maior perturbação como em tempestades.

Os parâmetros de orientação quanto à camada, fluxo e corte analisados de forma combinada permitem que se formatem duas possibilidades, onde uma necessariamente não exclui a outra: Na primeira, ocorreu perturbação em decorrência de dinâmicas mais agitadas (maior energia) durante a consolidação da assembleia fossilífera, diversificando a orientação. Na segunda, a própria interação e contato entre os bioclastos e destes com outras partículas adjacentes em decorrência do transporte foram os responsáveis pelas variações de orientação.

As variáveis de geometria, empacotamento, seleção e orientação, e natureza dos macrofósseis sugerem um registro de tempestitos para as concentrações estudadas. A maior ou menor influência desses eventos de tempestades, e a distinção de camadas nas amostras estariam vinculadas às propriedades ambientais locais, especialmente variações de altitude, disponibilidade dos organismos, aproximação com o centro do evento e diferenciações quanto ao potencial energético do vetor de transporte. Além disso, em função da configuração ambiental, a formação eventual de correntes de turbidez pode também ter ocorrido, surpreendendo os organismos bentônicos e ocasionando soterramentos *in situ*.

4.3. Conclusões

As concentrações estudadas são predominantemente constituídas por organismos turrítelídeos, bivalves, e ostracodes, muitas vezes preservados inteiros, havendo também muitos organismos fragmentados presentes. Isto revela o caráter de má seleção dos bioclastos de modo geral, e uma preservação fóssil que traduz condições de deposição complexas e variadas, especialmente se considerando a ocorrência do fenômeno descrito como mistura temporal. Tais observações, juntamente com a identificação de orientação polimodal para os macrofósseis permite compreender que os depósitos estiveram próximos de ambientes freáticos sofrendo transportes sequenciados e consequentes retrabalhamentos. Ressalta-se a ação de fluxos oscilatórios de maior energia, muito provavelmente oriundo da ação de tempestades nesses ambientes, que interferiram no transporte e deposição dos produtos analisados.

Quanto à possibilidade de uma gênese vinculada à ocorrência de tempestades, ressalta-se inicialmente uma observação de Della Favera (2001). O autor expôs que os tempestitos são processos catastróficos que acontecem em um curto espaço de tempo, porém que intercalam períodos longos de calmaria. Admitindo o raciocínio de Arai (2007,2012) para reconstituição paleogeográfica no Brasil, do Albiano (como exposto no item 2.6) até o fim do Cretáceo, as concentrações coquinóides estariam inseridas em um domínio paleobiogeográfico determinado pelas incursões marinhas a partir do Mar de Tétis, sob condições paleoambientais propícias à atuação de tempestades.

Os organismos turrítelídeos identificados em Araripe se mostram visualmente uma espécie diferenciada em relação aos turrítelídeos encontrados em Crato e Jardim, que se assemelham aos demais relatados na porção leste da Bacia do Araripe. A maior presença de lama carbonática no arcabouço rochoso das concentrações de Araripe também demonstra uma diferenciação nas condições de deposição dos macrofósseis para esta região. Estudos taxonômicos no intuito de revelar as espécies componentes da concentração de Araripe podem ser interessantes para se compreender as razões dessa diferenciação, levando-se em conta o modo de vida das espécies identificadas.

Percebem-se nitidamente, nas amostras, camadas bem definidas a partir da organização física dos bioclastos, caracterizando contatos internos nítidos. Existe uma tendência de acúmulo de organismos fósseis na base, o que revela um período de maior disponibilidade de indivíduos (maior população) ao transporte ou mesmo aumento da energia do vetor de transporte (ocorrência de fluxos tempestíticos), podendo ter havido interação de ambas as possibilidades.

Nas visitas de campo em Crato e Jardim, observou-se que as concentrações estão dispostas em blocos, sendo possível perceber (principalmente em Crato, devido ao fato do

ambiente permitir o entendimento da lógica de transporte atual, através das conexões geomorfológicas) que nem todos os blocos visualizados em campo estão “rolados”. O arranjo em blocos interruptos pode ser uma consequência decorrente de fraturamento (“quebras”) por pressão no nível coquinóide, sofrendo também ação de processos intempéricos.

A partir das interpretações obtidas e em trato conjunto com as publicações estudadas relacionadas ao tema, concorda-se com a hipótese de um paleoambiente transicional com influência marinha para o Cretáceo da Bacia do Araripe, considerando-se ainda a importância da nítida influência de águas tetianas que corroboraram no processo de incursão marinha para este período.

Desse modo, com base nas amostras estudadas e características aferidas, a gênese das concentrações coquinóides para porção leste do membro Romualdo estaria relacionada a uma consequência de eventos rápida sedimentação e constantes retrabalhamentos, causados por episódios de tempestades que contribuíram no aumento da energia do transporte. Os produtos estariam diferenciados pela maior/menor influência energética do vetor de transporte. Leva-se em conta ainda a heterogeneidade dos fatores paleogeográficos de interferência (diferenças de altitude, barreiras naturais, etc.). Assim, a conservação conjunta de organismos inteiros pode ser compreendida como uma possibilidade perfeitamente natural para o contexto apresentado.

A ocorrência de níveis coquinóides se estende também pelas outras porções (não tão somente na porção cearense). Uma análise mais detalhada para origem dessas concentrações é algo mais complexo a se tratar, em função de se ter um domínio paleobiogeográfico ampliado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen. J.R.L. 1982. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. *Developments in Sedimentology*, 30, New York, Elsevier: 663p.
- Andrade, J.A.F.G. & Hessel, M.H. 2010. Membro Crato e Ipubi da Formação Santana seriam sincrônicos?. *Reunião Anual Regional da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, Vitória de Santo Antão, *Boletim de Resumos*: 7.
- Antonietto, L.S. 2010. *Ostracodes da Formação Santana (Cretáceo Inferior, Aptiano Superior), Bacia do Araripe, NE-Brasil: Taxonomia, Distribuição Estratigráfica e Paleoecologia*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília: 59p.
- Antonioli, L., Thiago, L.K., Rodrigues, M.A. & Dino, R. 1999. Análise palinoestratigráfica de sedimentos aptianos da Bacia do Parnaíba aflorantes na região de Codó, MA. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 16, Crato, *Boletim de Resumos*, URCA: 18-19.
- Antonioli, L. & Dino, R. 2007. Análise palinoestratigráfica da Formação Codó, Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. In: I.S. Carvalho, R.C.T. Cassab, C. Schwank, M.A. Araújo, A.C.S. Fernandes & M.S.C.Rodrigues (orgs) *Paleontologia: Cenários da Vida 2.*, Rio de Janeiro, Interciência: 534-545.
- Antunes A.F. 2004. *Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-Bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil): Abordagem Multiescala e Pluriferramental*. Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte: 372p.
- Arai, M. 1999. A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. *Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil*, 5, Serra Negra, *Boletim de Resumos*, UNESP: 577-582.
- Arai, M. 2005. *Biodiversité des dinoflagellés de la marge brésilienne de l'Atlantique Central et de l'Atlantique Sud au Crétacé moyen et supérieur*. Mémoire (Diplôme d'Études Supérieures de Sciences) – Université Pierre et Marie Curir, Paris: 177p.
- Arai, M. 2006. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Revista Geociências*. São Paulo, 25(1): 7-15.
- Arai, M. 2007. *Sucessão das associações de dinoflagelados (protista, pyrrhophyta) ao longo das colunas estratigráficas do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: Uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto alegre: 231p.
- Arai, M. 2011. Nova reconstituição para a paleogeografia do Atlântico Sul Eocretáceo e sua implicação na história evolutiva das bacias da margem continental do sudeste brasileiro. *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 12, Nova Friburgo, *Anais*, SBG: 77.

- Arai, M. 2012. Evidência micropaleontológica da ingressão marinha aptiana (pré-evaporítica) na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Congresso Brasileiro de Geologia (conferência temática)*, 46, Santos, SBG.
- Arai, M. & Coimbra, J.C. 1990. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da chapada do Araripe). *Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste*, 1, Crato, Atas, DNPM/SBP/SBG: 225-239.
- Assine, M. L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 22(3): 289-300.
- Assine, M.L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 24(4): 223-232.
- Assine, M.L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 15(2): 371-389.
- Báez A.M., Moura G.J.B. & Gómez R.O. 2009. Anurans from the Lower Cretaceous Crato Formation of northeastern Brazil: implications for the early divergence of neobatrachians. *Cretaceous Research*, 30 (4): 829-846.
- Barbosa, L.S.S. 1980. *Estudo faciológico dos calcários do Grupo Apodi a Oeste do Rio Açu*. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia. Recife: 161 p.
- Bathurst, R.G.C. 1976. Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Amsterdam, Elsevier: 658p.
- Bathurst R.G.C. 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34: 749-778.
- Bertani, R.T. & Carrozzi, A.V. 1984. Microfacies, depositional models and diagenesis of Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, offshore Brazil. *Ciência Técnica Petróleo*, 14. Rio de Janeiro: 104p.
- Berthou, P-Y. Viana, M.S.S. & Campos, D. de A. 1990. Coupe de la formation Santana dans le secteur de "Pedra Branca" (Santana do Cariri) (Bassin d'Araripe, NE Du Brésil). Contribution a l'étude de La sédimentologie et dès paleoenvinnements. *In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste*, 1. Crato, DNPM: 173-189.
- Beurlen, K. 1962. A geologia da Chapada do Araripe. *Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, *Anais*, 34(3): 356-370.
- Beurlen, K. 1963. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 17, Recife, *Anais*. SBG/SUDENE: 47.
- Beurlen, K. 1964. As espécies dos Cassiopinæ, nova subfamília dos Turritellidæ, no Cretáceo do Brasil. *Arquivos de Geologia*. Recife, 5: 1-44.

- Bigarella, J.J. 1956. Contribuição ao estudo dos calcários do Estado do Paraná. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*, 37, Curitiba: 1-79.
- Bodenbender, B.E., Wilson, M.A., Palmer, T.J. 1989. Paleogeology of Sphenothallus on an Upper Ordovician hardground. *Lethaia*, 22: 217–225.
- Braun, O.P.G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região nordeste do Brasil. *Boletim da DGM*, Rio de Janeiro, 236: 1-76.
- Brett, C.E., Liddell, W.D. 1981. Preservation and paleogeology of a Middle Ordovician hardground community. *Paleobiology* 4: 329–348.
- Brito Neves, B.B. 1990. A Bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 1, Crato, Atas, DNPM/SBP/SBG: 21-33.
- Campos, C.W.M., 1964. Estratigrafia das Bacias Paleozóica e Cretácea do Maranhão. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 7(2):137-164.
- Carrozi, A.V., Tibana, P., Tessari, E. 1973. Estudo das Microfácies da Formação Bonfim (Cenomaniano) da Bacia de Barreirinhas, Brasil. *Centro de Pesquisas e Desenvolvimento, CENPES, Petrobrás, Seção Exploração de Petróleo*, 6: 1-86.
- Carvalho, I.S. & Bertini, R.J. 2000. Contexto geológico dos notossúquios (Crocodylomorpha) cretácicos do Brasil. *Geologica Colombiana*, Bogotá, 25: 163-184.
- Chagas, D.B. 2006. *Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: reavaliação e propostas para revisão*. Dissertação de Mestrado, Rio Claro, Universidade Estadual de São Paulo: 127p.
- Chilingar, G.V., Bissel, H.J., & Fairbridge, R.W. (eds.). 1967. *Carbonate Rocks, Volume I: Origin, Occurrence and Classification*: 471p.
- Choquete P. & Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bulletin of the American Association Petroleum Geologists*, Tulsa, 54: 207-250.
- Cloud, P.E. 1962. Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 350: 138p.
- Damazio, C.M. 2004. *Tipificação e bioestratificação cianobacteriana das esteiras microbianas da borda noroeste da lagoa Pitanguinha, Holoceno do Rio de Janeiro, Brasil*. Monografia de Bacharelado. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro: 171p.
- Della Fávera J.C. 1987. Tempestades como agente de poluição ambiental e mortandade em massa no passado geológico: casos da Formação Santana (Bacia do Araripe) e Iratí (Bacia do Paraná). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 1(2): 239- 240.
- Della Fávera, J. C. 2001. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna*. EdUERJ: 263p.

- Dilcher, D.L., Bernades-de-Oliveira, M.E., Pons, D. & Lott, T.A. 2005. Welwitschiaceae from the Lower Cretaceous of northeastern Brazil. *American Journal of Botany*, 92(8): 1294-1310.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, AAPG Memoir, 1: 108-121.
- Eyles, N. & Lagoe, M.B. 1989. Sedimentology of shell-rich deposits (coquinas) in the glaciomarine upper Cenozoic Yakataga Formation, Middleton island, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, Washington D.C., 101: 129-142.
- Falkenheim, F.U.H.; Frank, M.R. & Carrozzi, A.V. 1981. Petroleum geology of the Macaé Formation (Albian – Cenomanian), Campos Basin, Brazil; carbonate – microfacies – depositional and diagenetic models – natural and experimental porosity. *Ciência Técnica Petróleo*, 11. Rio de Janeiro: 140p.
- Fara, E., Saraiva, A.A.F., Campos, D.A., Moreira, J.K.R., Siebra, D.C. & Kellner, A.W.A. 2005. Controlled excavations in the Romualdo Member of the Santana Formation (Early Cretaceous, Araripe Basin, northeastern Brazil): Stratigraphic, palaeoenvironmental and palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 218(1-2): 145-160.
- Farrow G.E. 1974. On the ecology and sedimentation of the Cardium shellsands and transgressive shellblanks of traigh Mhor, Island of Barra, Outer Hebrides. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 69: 203-230.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull*, 43(1): 1-38.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (ed.): *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir, 1, Tulsa: 62-84.
- Folk, R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C. and Murray R.S. (eds.): *Dolomitization and limestone Diagenesis, a Symposium*. Tulsa, SEPM, Special Publication, 13: 14-48.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill publishing Co.:182p.
- Fürsich F.T., Kennedy, W.J., Palmer, T.J. 1981. Trace fossils at a regional discontinuity surface: the Austin/Taylor (Upper Cretaceous) contact in central Texas. *Journal of Paleontology*, 55: 537–551.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., Singh, B. & Jaitly, A.K. 1992. Hardgrounds, reworked concretion levels and condensed horizons in the Jurassic of western India: their significance for basin analysis. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 313–331.

- Galloway, W.E., 1984, Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis. *In: McDonald, D. A., and Surdam, R. C. (eds.): Clastic diagenesis. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 37: 3–13.*
- Ginsburg, R.N. 1956. Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate environments. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull, 40: 2384-2387.*
- Hashimoto, A.T., Appi, C.J., Soldan, A.L. & Cerqueira, J.R. 1997. O Neoalagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, (17)2: 118-122.*
- Heimhofer, U., Ariztegui, D., Lenniger, M., Hesselbo, S.P., Martill, D.M. 2009. Deciphering the depositional environment of the laminated Crato fossil beds (Early Cretaceous, Araripe Basin, North-eastern Brazil). *Sedimentology, Oxford, 57: 677-694.*
- Hessel, M.H., Tomé, M.E. & Moura, C.R. 2006. Ostracodes mesozóicos das bacias do interior do Nordeste brasileiro: o estado da arte. *Revista de Geologia, Fortaleza, 19(2): 187-206.*
- Hessel, H.H. & Freitas, F.I. 2009. A polibacia do Araripe. *Simpósio de Geologia do Nordeste, 23, Fortaleza, Resumos, SBG: 1p.*
- Holz, M. & Simões, M.G. 2002. *Elementos Fundamentais de Tafonomia.* Porto Alegre, Editora da Universidade/UFRGS: 231p.
- Horowitz, A.S. & Potter, P.E. 1971. *Introductory Petrography of Fossils.* New York, Springer-Verlag: 301p.
- Illing, L.V. 1954. Bahaman calcareous sands. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull, 38: 1-95.*
- Kidwell, S.M. 1986a. Taphonomic feedback in Miocene assemblages: Testing the role of dead hardparts in benthic communities. *Palaaios, Tulsa, 1: 239-255.*
- Kidwell, S.M. 1986b. Models for fossil concentrations: Paleobiologic implications. *Paleobiology, Stanford, 12(1): 6-24.*
- Kidwell, S.M., 1990. Phanerozoic evolution of macroinvertebrate shell accumulations: Preliminary data from the Jurassic of Britain. *Paleontological Society Special Publication 5: 309-327.*
- Kidwell, S.M. & Aigner, T. 1985. Sedimentary dynamics of complex shell beds: Implications for ecologic and evolutionary patterns. *In: U. Bayer & A. Seilacher (eds). Sedimentary and evolutionary cycles.* Springer, Berlin: 382-395.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. & Aigner, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaaios, Tulsa, 1: 228-238.*
- Kidwell, S.M. & Holland, S.M. 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaaios, Tulsa, 6: 426-434.*

- Kidwell, S.M. & Flessa K.W. 1995. The Quality of the Fossil Record: Populations, Species, and Communities. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 26(1): 269-299.
- Lima, M.R. 1978. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)*. Tese de Doutorado. São Paulo, Universidade de São Paulo: 337p.
- Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull*, 64(4): 461-487.
- Mabesoone, J.M. 1970. Estudo petrográfico comparativo dos calcários do Nordeste. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 24*, Brasília, *Anais*, SBG: 227-36.
- Mabesoone, J.M. & Tinoco, I.M. 1973. Paleogeology of the Aptian Santana Formation (northeastern Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 14: 97-118.
- Maisey, J.G. (ed.) 1991. *Santana fossils: An illustrated atlas*. Neptune City, Tropical Fish Hobbyist: 469p.
- Malpas, J.A., Gawthorpe, R. L., Pollard, J.E. & Sharp, I.R. 2004. Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215: 239–264.
- Martill, D.M. & Wilby, P.R. 1993. Stratigraphy. In: D.M. Martill (ed.) *Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil*. London, *Paleontological Association [Field Guide to Fossils, 5]*: 159p.
- Martill, D.M., Bechly, G. & Loveridge, R. (eds). 2007. *The Crato fossils beds of Brazil: Window into an ancient world*. New York, Cambridge University: 657p.
- McBride, E.F. (1985) Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: Zuffa, G. (ed.): *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht/Boston/Lancaster: 95-113.
- Moore, R.C., Lalicker, C.G. & Fischer, A. G. 1952. *Invertebrate fossils*. Nova York, McGrawhill: 766p.
- Moura, M.V. & Borghi, L. 2004. Análise das fácies siliciclásticas da parte superior da Formação Santana (Bacia do Araripe): Caracterização de potenciais rochas-reservatório. *Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás, 3*, Salvador, *Anais*, IBP: CD-ROM.
- Neumann, V.H.M.L. 1999. *Estratigrafia, sedimentologia, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Tese de Doutorado. Barcelona, Universitat de Barcelona: 244p.
- Neumann, V.H.M.L. & Cabrera, L. 1999. Una nueva propuesta estratigráfica para la tecnosecuencia post-rift de la Cuenca de Araripe, noreste de Brasil. In: *Simpósio Cretáceo Brasileiro, 5*, Serra Negra, *Boletim de Resumos*, UNESP: 279-285.

- Newell, N.D., Rigby, J.K., Whitman, A.J. & Bradley, J. S. 1951. Shoal-water geology and environments, eastern Andros Island, Bahamas. *Am. Mus. Nat. History Bull.*, 97: 1-29.
- Newell, N.D. & Rigby, J.K., 1957. Geological studies on the Great Bahama Bank. In: R.J. Le Blanc & J.G. Breeding (Eds.), *Regional Aspects of Carbonate Deposition. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 5: 15-72.
- Oliveira, A.A., Brito, A.L.F., Santos, M.E.C.M. & Carvalho, M.S.S. 1979. *Projeto Chapada do Araripe*. Relatório Final. Recife, DNPM/CPRM: 5 v.
- Palmer, T.J. 1982. Cambrian to Cretaceous changes in hardground communities. *Lethaia*, 15: 309–323.
- Palmer, T.J. Fürsich, F.T. 1974. The ecology of a Middle Jurassic hardground and crevice fauna. *Palaeontology*, 17: 507–524.
- Palmer, T.J., Palmer, C.D. 1977. Faunal distribution and colonization strategy in a Middle Ordovician hardground community. *Lethaia*, 10: 179–199.
- Petri, S. 1998. Paleoclimas da era mesozóica no Brasil: evidências paleontológicas e sedimentológicas. *Geociências*, São Paulo, 3(6): 22-38.
- Pettijohn, F.J. 1957. *Sedimentary rocks*. 2ª ed. Harper, New York: 234p.
- Pires, E.F. & Guerra-Sommer, M. Growth ring analysis of fossil coniferous woods from early cretaceous of Araripe Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 83(2): 409-423.
- Ponte, F.C. 1996. Arcabouço estrutural da Bacia do Araripe. *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 4, São Pedro, *Boletim*, UNESP: 169-177.
- Ponte, F.C. & Appi, C.J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, *Anais*, SBG: 211-226.
- Pope, M.C. & Read, J.F. 1997. High-resolution surface and subsurface sequence stratigraphy of the Middle to Late Ordovician (late Mohawkian-Cincinnatian) foreland basin rocks, Kentucky and Virginia. *AAPG Bulletin*, 81: 1866–1893.
- Purdy, E.G. 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies: *Jour. Geology*, 71: 472-497.
- Ramos, M.I.F., Rosseti, D.F. & Paz, J.D.S. 2006. Caracterização e significado paleoambiental da fauna de ostracodes da Formação Codó (Neoptiano), leste da Bacia de Grajaú, MA, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, Porto Alegre, 9(3): 339-348.
- Rangel, C.V.G.T. 2002. *Estudo paleoambiental dos carbonatos do Albiano Superior na Bacia de Sergipe - Uma abordagem microfaciológica*. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro, Universidade do Estado do Rio de Janeiro: 133p.
- Read, J.F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins – types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.

- Rodrigues, S.C., Simões, M.G. & Pires-Domingues, R.A. 2009. Viés analítico em estudos tafonômicos com macroinvertebrados: implicações (paleo)ambientais e (paleo)ecológicas. *Geologia USP: Série Científica*, 9(1): 101-114.
- Sales, A.M.F. 2005. *Análise tafonômica das ocorrências fossilíferas de macroinvertebrados do Membro Romualdo (Albiano) da Formação Santana, Bacia do Araripe, NE do Brasil: significado estratigráfico e paleoambiental*. Tese de Doutorado. São Paulo, Universidade de São Paulo: 160p.
- Sales, A.M.F., Ghilardi, R.P. & Lima F^o, F.P. 1999. Sobre as coquinas calcárias do Membro Romualdo da Formação Santana (Cretáceo) Bacia do Araripe: uma contribuição estratigráfica. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 16, Crato, *Boletim de Resumos*, SBP/URCA: 93.
- Sales, A.M.F. & Simões, M.G. 2003a. Aspectos diagenéticos das coquinas em macroinvertebrados fósseis da Formação Santana (Membro Romualdo), Albiano, Bacia do Araripe, NE do Brasil. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 20, Fortaleza, *Boletim*, SBG: 84.
- Sales, A.M.F. & Simões, M.G. 2003b. Dentes de Neoprosclinetes em coquinas da Formação Santana (Albiano), região de Jardim, CE, Bacia do Araripe, NE do Brasil: implicações paleoambientais e sedimentológicas. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 20, Fortaleza, *Boletim de Resumos*, SBG: 85.
- Sales, A.M.F., Simões, M.G. & Andrade, J.A.F.G. 2003b. Concentração coquinóide de macroinvertebrados fósseis (moluscos) da Formação Santana (Cretáceo), região de Araripina, SW da Bacia do Araripe. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 18, Brasília, *Boletim de Resumos*, SBP: 248-249.
- Santos, C.R.G & Melo, G.K.F. 2009. Ocorrência de *legumen ellipticum* conrad, 1858 (bivalvia, veneridae) na formação santana, leste da bacia do Araripe. *Reunião Anual Regional da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, *Boletim de Resumos*: 20.
- Santos, M.E.M. 1982. Ambiente deposicional da Formação Santana, chapada do Araripe (PE/PI/CE). *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador, *Anais*, SBG: 1413-1426.
- Santos M.E.C.M. & Carvalho M.S.S. 2009. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís- reconstituições paleobiológicas*. 1^a ed., Rio de Janeiro, CPRM Serviço Geológico do Brasil: 211p.
- Saraiva, A.A.F.; Hessel, M.H. ; Guerra, N.C. & Fara, E. 2007. Concreções Calcárias da Formação Santana, Bacia do Araripe: uma proposta de classificação. *IG. Série B, Estudos e Pesquisas*, 17: 40-57.
- Schreiber, B.C. 1978. Coquina, criquina. *In*: R.W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds): *The encyclopedia of Sedimentology*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross: 203-204.

- Scoffin, T.P. 1987. *An introduction to carbonate sediments and rocks*. Chapman & Hall, New York, 274p.
- Scotese, C.R. 2001. *Atlas of Earth History*. Arlington: PALEOMAP Project: 52p.
- Scott, R.W. 1970. Paleogeology and paleontology of the Lower Cretaceous Kiowa Formation. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Kansas, 52: 1-94.
- Simões, M.G., Lima F^o, F.P. & Caldas, E.B. 1995. Feições bioestratinômicas de concentrações fossilíferas na Formação Santana (Cretáceo), Bacia do Araripe, Brasil. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 14, Uberaba, Resumos, SBP: 125.
- Silva, M.A.M. 1986. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 16(3): 306-310.
- Silva, M.A.M. 1988. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 2(1): 53-63.
- Suguio, K. 1980. *Rochas Sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica*. Edgard Blücher, São Paulo: 500p.
- Suguio, K. 2003. *Geologia sedimentar*. Edgard Blücher, São Paulo: 400p.
- Taylor, P.D., Wilson, M.A. 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews*, 62: 1-103
- Terra, G.J.S., Spadini, A. R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., Silva, N.G.C., Moretti Junior, P.A., D'Avila, R.S.F., Souza, R.S., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S. & Winter, W.R. 2009. Classificação das rochas carbonáticas aplicada às bacias sedimentares brasileiras, *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio De Janeiro, 18 (1): 9-29.
- Tevesz, M.J.S. & McCall, P.L. 1979. Evolution of substratum preferences in bivalves (Mollusca). *Journal of Paleontology*, London, 53(1): 112-120.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications: 496p.
- Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary petrology*. 2 ed. Malden, Blackwell: 260p.
- Vidal, F.W.H., Sales, F.A.C.B., Roberto, F.A.C., Sousa, J.F. de., Mattos, I.C. 2005. *Rochas e minerais industriais do Ceará*. CETEM/UECE/DNPM/FUNCAP/SENAI, Fortaleza: 174p.
- Wentworth. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geology*, 30: 377-392.
- Wilson, M.A., Palmer, T.J. 1992. Hardgrounds and hardground faunas. University of Wales, Aberystwyth, *Institute of Earth Studies Publications*, 9: 1-131.

- Wilson, M.A., Wolfe, K.R., Avni, Y. 2005. Development of a Jurassic rocky shore complex (Zohar Formation, Makhtesh Qatan, southern Israel). *Israel Journal of Earth Sciences* 54: 171–178.
- Wolff, B. & Carrozzi, A.V. 1984. Microfácies, depositional environments and diagenesis of the Amapá carbonates (Paleocene – Middle Miocene), Foz do Amazonas Basin, offshore NE Brazil. *Ciência Técnica Petróleo*, 13. Rio de Janeiro: 103p.