

UFRGS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

TATIANA PASTRO BARDOLA

CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS CARBONATOS MICROBIAIS DO
MEMBRO CRATO, FORMAÇÃO SANTANA, APTIANO-ALBIANO DA BACIA DO
ARARIPE.

PORTO ALEGRE

2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Bardola, Tatiana Pastro

Caracterização paleoambiental dos carbonatos microbiais do Membro Crato, Formação Santana, Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe . / Tatiana Pastro Bardola. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.

[147 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es):Karin Goldberg

1. Tapetes Microbiais 2. Cretáceo 3. Bacia do Araripe 4. Carbonatos

I. Título.

CDU 56

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

TATIANA PASTRO BARDOLA

CARACTERIZAÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS CARBONATOS MICROBIAIS DO
MEMBRO CRATO FORMAÇÃO SANTANA, APTIANO-ALBIANO DA BACIA DO
ARARIPE.

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências, Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
Departamento de Paleontologia e Estratigrafia.

ORIENTADORA – Profa. Dra. Karin Goldberg

PORTO ALEGRE

2015

Dedico este trabalho a todos os “jovens de coração” que insistem em acreditar que o algo a mais é sempre possível, independente da idade ou condição social, e continuam sonhando e realizando.

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a minha orientadora de mestrado Professora Doutora Karin Goldberg pela confiança em mim depositada, e por acreditar e me incentivar a ir além do planejamento básico de um mestrado. Acredito que Professor/Orientador é alguém especial que não só ensina, mas inspira e estimula, tornando-se uma pessoa extremamente importante e inesquecível na vida do aluno que busca o conhecimento. Eu tive a sorte de achar esta mentora na minha vida e mais ainda, de ela me aceitar. Nunca haverá palavras suficientes para dizer o quão grata eu sou a esta educadora maravilhosa chamada Karin Goldberg.

Gostaria de agradecer ao também Professor Idalécio de Freitas do Geopark Araripe pelo auxílio na região da Chapada do Araripe, mas principalmente pelas conversas esclarecedoras e de enriquecimento cultural e científico.

Gostaria de agradecer ao DNPM de Recife, Pernambuco, pela gentileza de permitir o acesso aos testemunhos de sondagem, utilizados neste estudo, e que lá estão armazenados.

Não poderia deixar de agradecer as maravilhosas e fantásticas pessoas do Ceará e Pernambuco, tanto proprietários de minas quanto seus funcionários, pela simpatia, compreensão e auxílio neste estudo científico.

Meu último agradecimento vai para a empresa Chevron que, em parceria com a UFRGS, tornou possível este sonho, dando condições financeiras de realizar esta pesquisa. Além de outras realizações, este sonho resultou neste mestrado.

“...If I only had a brain

I'd unravel any riddle

For any individ'le

In trouble or in pain

...

I would not be just a nuffin'

My head all full of stuffin'

My heart all full of pain

I would dance and be merry

Life would be a ding-a-derry

If I only had a brain...”

Letra parcial extraída da canção de apresentação do personagem Espantalho do filme O Mágico de Oz, baseado no livro de mesmo nome de L.Frank Baum (1939).

RESUMO

Este estudo apresenta os resultados de dados coletados em testemunhos de sondagem e afloramentos na sucessão aptiana-albiana da Bacia do Araripe, NE do Brasil. Carbonatos micríticos laminados se intercalam com rochas siliciclásticas, cujo índice de alteração química (CIA) é indicativo de um clima tipicamente árido a semi-árido. O Membro Crato foi formado sob regime hidrológico altamente variável, em uma laguna salina costeira sujeita a flutuações da profundidade da lâmina d'água, salinidade e grau de oxigenação. As condições ambientais estressantes favoreceram o desenvolvimento de extensos tapetes microbiais, responsáveis pela precipitação da maior parte dos carbonatos laminados. A origem microbial dos carbonatos é atestada por uma variedade de feições de esteiras microbiais, incluindo feições relativas ao crescimento (biolaminações, bioconstruções dômicas, padrões semelhantes a *Kinneyia*) e feições derivadas da destruição física das esteiras (estruturas “roll-up”, fissuras lineares incompletas, e fragmentos de esteiras oriundos da dessecação dos filmes microbiais). A presença de esteiras microbiais que recobriram os fósseis com EPS foi primordial na preservação extraordinária de tecidos moles.

Palavras-chave: Tapetes microbiais, Cretáceo, Bacia do Araripe, Carbonatos, Lagerstätten.

ABSTRACT

This study presents the results on data collected in drill cores and outcrops in the Aptian-Albian succession in the Araripe Basin, NE Brazil. Laminated, micritic carbonates are interbedded with siliciclastic rocks that yielded CIA values typical of arid to semi-arid climate. The Crato Member was formed under a highly variable hydrologic regime (with fluctuating water depth, salinity and degree of oxygenation) in a coastal, saline lagoon. The stressful environmental conditions favored the development of extensive microbial mats, responsible for the precipitation of most laminated carbonates. The microbial origin of the carbonates is attested by a variety of microbial mat features, including growth-related features (biolaminations, domal buildups, patterns resembling *Kinneyia*) and features derived from physical mat destruction (roll-up structures, linear, incomplete fissures, and mat chips from desiccation of microbial films). The presence of microbial mats that covered the fossils with EPS was paramount for the extraordinary preservation of soft tissues.

Key-words: Microbial mats, Cretaceous, Araripe Basin, Carbonates, Lagerstätten.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Araripe (Extraído de Assine, 2007).....	19
Figura 2. Mapa com as feições estruturais da Bacia do Araripe (Modificado de Ponte e Ponte Filho, 1996).	21
Figura 3. Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe (Modificado de Assine, 2007). Circulado em vermelho está a porção da sequência aqui estudada.....	23
Figura 4. Localização dos poços do Projeto Santana 1978, realizados pela CPRM para o DNPM.....	27
Figura 5. Variação hipotética do nível de base para o intervalo Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe, segundo Rojas (2009).....	34
Figura 6. Correlação das biozonas de ostracodes e palinozonas na Bacia do Araripe, segundo Coimbra <i>et al.</i> (2002).	36
Figura 7. Fotomicrografias das rochas carbonáticas.. A) Laminação milimétrica típica dos calcários; B) Dolomita homogênea dentro das estruturas “pipe-like”; C) Dolomita hidrofraturada do mesmo “pipe” ilustrado em B. Escala gráfica = 10 mm. (Martill <i>et al.</i> , 2008).....	39
Figura 8. Fotomicrografia de uma alga verde, <i>Dunaliella salina</i> , anexada a um cristal de halita em um lago salino da Austrália. Figura extraída de Konhauser (2007).	41
Figura 9. Ilustração sintetizando experimento de observação das atividades de cianobactéria em água doce com pH 7, quando inicia a precipitação de gipsita sobre sua superfície 4 horas depois do início do experimento. A biomineralização do gipsita foi um segundo passo do processo iniciado por ligação de Ca^{2+} as células das camadas S, seguido de reação de dissolução do sulfato. Em 24 horas o aumento da alcalinização do microambiente ao redor das células empurra o campo de estabilidade do mineral sólido para a formação de calcita. Figura extraída de Konhauser (2007).	43
Figura 10. Natureza repetitiva das laminações em uma comunidade atual de cianobactérias e bactérias em (onde??). As cores à direita visam melhorar a visualização das lâminas: preto = cianobactérias verde; cinza = bactérias roxas; branco = gipsita precipitada. Notar como as camadas de cianobactérias diminuem com a profundidade. Figura extraída de Konhauser (2007).	45
Figura 11. Mapa paleogeográfico do Aptiano, segundo a concepção de Arai (2009). As áreas em cor violeta representam as grandes bacias evaporíticas; o traço vermelho representa a barreira constituída pelo alinhamento Dorsal de São Paulo –Alto de Florianópolis (DSP); os círculos vermelhos (A – I) são as ocorrências da Ecozona de <i>Subtilisphaera</i> , sugestivas da influência tetiana; os círculos amarelos (K – L) são registros de microfiteofloras tipicamente austrais. (A = Marrocos; B = Senegal; C= Bacia Maracaibo, Venezuela; D = Bacia de São Luís, Brasil; E = Bacia do Ceará; F = Bacia Potiguar; G = Bacia do Parnaíba; H = Bacia do Araripe; I = Bacia de Almada; NSA = Atlântico Sul Setentrional).	47
Figura 12. Paleodrenagem continental durante o Aptiano, segundo Assine (1994).....	51

Figura 13. Mapa paleogeográfico do Eoalbiano (Arai 2009). Em cor cinza, as áreas continentais emersas; em cinza escuro, as regiões montanhosas em torno do Atlântico Sul; em azul claro, os mares intracontinentais e epicontinentais; em azul escuro, os oceanos ou mares mais profundos; em amarelo, os recifes de corais com rudistas; círculos vermelhos representam as ocorrências de pitonelídeos (Dias-Brito, 2000) e os azuis, os registros de <i>Favusella</i> spp. (Viviers,1985); e as linhas vermelhas tracejadas representam os limites do Megatétis sensu Dias-Brito (2000)......	52
Figura 14. Reconstituição paleoambiental do “Mar Santana” no Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, na concepção de Arai (2009).	55
Figura 15. Intervalos de salinidade e diversidade específica. Modificado de Antonieto (2010).....	56
Figura 16. Floração de <i>Subtilisphaera</i> da Bacia do Araripe. Modificado de Arai (2009).	58

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	15
1.2. OBJETIVOS	16
1.3. METODOLOGIA.....	16
2. ESTADO DA ARTE.....	18
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.2. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	22
2.3. ARCABOUÇO BIOESTRATIGRÁFICO	34
2.4. CONTEXTO BIOGEOQUÍMICO.....	38
2.5. CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO.....	47
2.6. CONTEXTO PALEOECOLÓGICO	55
3. ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY.	59
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	113
REFERÊNCIAS.....	115

1. INTRODUÇÃO

O intervalo Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe, alvo deste estudo, é influenciado pelas condições climáticas globais vigentes durante o Cretáceo. Frakes *et al.* (1994) consideraram que no Cretáceo Médio (a partir do Aptiano) houve mudanças climáticas que levaram a um aquecimento planetário, com temperaturas médias globais superiores às atuais. Várias evidências atestam que no Cretáceo o clima era mais quente que o atual. De maneira geral parece haver ausência de gelo no registro geológico durante este período, além da expansão latitudinal de organismos marinhos termófilos (Kauffman, 1984; Gordon, 1973; Lloyd, 1982; Huber *et al.*, 1995), da ocupação de regiões próximas aos pólos pelos dinossauros (Colbert, 1973; Olivero *et al.*, 1991; Crame, 1992a, b), e do deslocamento de províncias fitogeográficas em direção aos pólos (Vakhrameev, 1991). Segundo esses autores, a água dos oceanos foi quente e altamente salina, resultado de intensa evaporação na plataforma em baixas e médias latitudes. A elevada salinidade resultou na formação de uma massa de água profunda mais densa e salina, com baixo conteúdo de oxigênio. Esta massa de água teria contribuído para a anoxia das áreas profundas do Oceano Pacífico. O nível do mar teria caído levemente durante o Eocretáceo, subindo novamente no Cretáceo Médio. No final do Eocretáceo o continente Gondwana começou a dispersar, criando novos corredores oceânicos. Centros de fauna endêmica se desenvolveram, e as faunas se tornaram mais restritas.

Em relação à circulação oceânica, acredita-se que a formação da água de fundo no Cretáceo teve uma origem halotérmica, ditada mais pelas mudanças de salinidade do que pelas de temperatura, e não termohalina como nos oceanos atuais (Brass *et al.*, 1982). A transgressão marinha do Mesocretáceo foi a maior dos últimos 250 milhões de anos (segundo Huber, 1998), tendo o nível eustático chegado a 300 m acima do atual (Bond, 1976; Palmer, 2002). O principal

fator para esta elevação foi a geodinâmica, que ocasionou alta taxa de produção do assoalho oceânico (Hays & Pitman, 1973).

Segundo Hallam (1994) vários corredores oceânicos trans-Pangea se formaram ainda no Jurássico. O *Central Atlantic Seaway*, inicialmente epicontinental, e mais tarde oceano completo, teria invadido a zona de distensão e sobreposto a crosta continental afinada, subsequentemente convertido num braço de mar (estreito) à medida que o leste e o oeste do Gondwana começaram a se separar. Segundo este autor, a ausência de Hadrosauros na África implicaria a falta de conexão de terra com o sul da América. O estabelecimento de uma conexão marinha contínua entre o norte e o sul do Proto-Atlântico no Albiano foi claramente demonstrado pela distribuição de amonites (Kennedy e Cooper, 1975; Förster, 1978). A ocorrência de morfotipos de foraminíferos planctônicos confirma a presença de circulação oceânica profunda, em profundidades intermediárias de água, entre o Brasil e regiões de baixa latitude do oeste do Mar de Tethys desde o Neoalbiano. A análise cladística de vicariância de equinóides feita por Smith (1992) mostrou que o Texas e o Atlântico Sul (Brasil e Angola) são parte de uma fauna próxima ou grupo irmão do leste do Atlântico, mais do que das faunas do norte da África.

A taxa de diversidade dos nanofosséis foi alta do Eoaptiano até o Albiano Médio (Antunes, 1996). Estes picos na taxa evolutiva se correlacionam com eventos anóxicos e altas taxas de acumulação de carbono orgânico. O intervalo Aptiano-Albiano foi um período de deposição de grandes quantidades de folhelho negro e sedimentos ricos em matéria orgânica em muitos oceanos (*e.g.* Friedrich, 2009). Isto foi definido como um evento anóxico oceânico (OAE, *ocean anoxic event*) por Schlanger e Jenkyns (1976), um período de águas profundas pobre em oxigênio, na qual a matéria orgânica foi preservada em grandes quantidades. Outros autores propuseram que a preservação da matéria orgânica foi devida aos níveis de oxigênio no fundo

anormalmente baixo devido à lenta mistura nas águas oceânicas quentes (*deep water anoxia*) (Bralower e Thierstein, 1984). O Cretáceo Médio foi um período de nível de mar alto globalmente, com extensas áreas de mares plataformais rasos, o que favorece climas moderados, aumentando a evaporação e precipitação. Os oceanos eram mais estratificados do que no presente, com pouca mistura vertical e deposição de grandes quantidades de sedimentos ricos em matéria orgânica em águas profundas anóxicas. A circulação restrita ocorreu particularmente no Oceano Atlântico. No final do Cretáceo uma circulação mais aberta foi estabelecida, reduzindo assim a deposição de folhelhos negros (Frakes *et al.*, 1994).

A matéria orgânica nos folhelhos predominantemente de origem terrestre sugere que as floras foram particularmente produtivas naquele tempo, e que o clima foi favorável para seu crescimento. Nas baixas e médias latitudes, a vegetação foi dominada por coníferas do gênero *Cheirolepidiaceae*, com predomínio de pólenes de *Classopolis* (Vakhrameev, 1991). Estas coníferas foram pequenos arbustos ou grandes árvores em florestas que cresceram em encostas drenadas, frequentemente próximas a áreas de deposição de evaporitos. Pólenes desse tipo são comumente encontrados em associação com sedimentos evaporíticos, e a presença desta família de coníferas tem sido usada como um indicador de climas áridos (Vakhrameev, 1991). Quanto maior a presença de *Classopolis*, mais quente e árido é o ambiente em que ela viveu. A temperatura média global foi provavelmente em torno de 6°C maior que a de hoje.

De acordo com Berner (1990), a intensa atividade geodinâmica ocasionou também a ocorrência concomitante das emissões vulcânicas nas cadeias mesoceânicas e nos arcos de ilhas, fazendo aumentar a concentração de CO₂ atmosférico, a qual teria chegado a um nível de 2 a 9 vezes maior do que é observado hoje, resultando em um aquecimento global.

Parrish e Curtis (1982) demonstraram que a circulação atmosférica para o Volgiano (final do Jurássico) correspondente ao mês julho teria células de alta pressão no Pacífico, a oeste da América do Sul, com ventos de sudeste para noroeste. Já no Cenomaniano a circulação atmosférica em julho teria células de alta pressão no Pacífico e no Mar de Tétis. Em relação ao padrão de precipitação, Parrish *et al.*(1982) apontaram para o Volgiano e para o Cenomaniano, precipitação mais sazonal, de baixa a moderadamente baixa.

A partir do cenário exposto acima, pode-se avaliar o significado dos dados coletados no Membro Crato da Formação Santana, Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. A seqüência neoaptiana-eoalbiana registra o advento do estágio pós-rifte na Bacia do Araripe, resultado de subsidência flexural térmica (Assine, 2007). Esta dissertação trata do registro e descrição das feições macroscópicas dos carbonatos microbiais no Membro Crato, visando compreender o contexto paleoambiental e paleoclimático do Membro Crato através do estudo de alta resolução de afloramentos e testemunhos de sondagem.

1.1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em artigo científico publicado em periódico ou publicação equivalente. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvida, metodologia utilizada para a obtenção dos resultados;
- b) O Estado da Arte sobre o tema da pesquisa;

- c) Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado;
- d) Anexo: carta de submissão a Revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

1.2. OBJETIVOS

O principal objetivo dessa dissertação é registrar e descrever as feições macroscópicas dos carbonatos microbiais no Membro Crato da Formação Santana, Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil, através da construção de perfis sedimentológicos e estratigráficos de afloramentos e testemunhos de sondagem. Busca-se assim compreender: 1) a sucessão de eventos ocorridos durante a deposição, 2) a distribuição espacial da unidade, visando à reconstrução paleogeográfica, e 3) o significado paleoambiental e paleoclimático dos carbonatos do Membro Crato.

1.3. METODOLOGIA

A metodologia aplicada neste trabalho incluiu:

- Compilação de dados bibliográficos e construção de um banco de dados paleoambientais e paleoclimatológicos (indicativos das condições de temperatura, salinidade, grau de oxigenação etc.) do Membro Crato;
- Descrição de afloramentos e testemunhos de sondagem do Membro Crato, através da construção de perfis 1:100, incluindo granulometria, estruturas sedimentares primárias e superfícies limitantes para determinar o ambiente deposicional, bem como perfis de detalhe em escala 1:10 para verificar uma possível ciclicidade na variação da laminação dos carbonatos;

- Descrição e análise de detalhe das feições características de tapetes microbiais, estromatólitos e trombólitos, baseadas em referências especializadas, e inferência do paleoambiente deposicional e provável influência do paleoclima na sua distribuição;
- .- Cálculo do Índice de Alteração Química (*Chemical Index Alteration*, CIA) em lutitos intercalados com os sedimentos carbonáticos e evaporíticos do Membro Crato, para inferência do grau de intemperismo químico da sucessão estudada.
- Integração dos dados coletados, com proposição de um modelo paleoambiental para os carbonatos do Membro Crato.

2. ESTADO DA ARTE

O Estado da Arte apresentado a seguir está dividido em dois focos principais, que visaram à coleta de dados da literatura visando: 1) o contexto geológico da Bacia do Araripe, com a inserção do Membro Crato no arcabouço lito- e bioestratigráfico, e 2) o contexto paleogeográfico e paleoecológico da sucessão estudada. Além disso, a compilação de trabalhos que continham dados passíveis de serem utilizados como indicadores paleoclimáticos do Membro Crato serviu para a construção de um banco de dados paleoambientais e paleoclimáticos, sumarizado na Tabela 1 do artigo submetido.

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Sua área de ocorrência não se limita à Chapada do Araripe, estendendo-se também pelo Vale do Cariri, num total de aproximadamente 9.000 km² (Figura 1). O principal mecanismo formador das chapadas cretáceas, segundo Arai (2006), foi a deposição de uma unidade arenítica tabular capeadora durante o trato de sistemas de mar alto e a subsequente interrupção na sedimentação no Andar Alagoas. A Bacia do Araripe foi formada pela reativação de estruturas do embasamento pré-cambriano devido à propagação de esforços tectônicos relacionados à fase rifte das bacias marginais brasileiras (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996).

A sequência pré-rifte da Bacia do Araripe é composta pelas formações Brejo Santo e Missão Velha. O estágio pré-rifte, caracterizado como período de subsidência mecânica produzida por estiramento litosférico visco-elástico, foi responsável pela formação da Depressão Afro-Brasileira, uma imensa área topograficamente deprimida que se estendia do sul da Bahia até regiões tão setentrionais como a da Bacia do Araripe (Garcia & Wilbert, 1995). No Neocomiano teve início o estágio rifte na Bacia do Araripe, com a deposição da sequência rifte,

correspondente à Formação Abaiara, unidade que apresenta significativa variação faciológica lateral e vertical, distinguindo-se claramente do registro estratigráfico do estágio pré-rifte (Assine, 2007). A seqüência neoptiana-eoalbian registra o advento do estágio pós-rifte na Bacia do Araripe, resultado de subsidência flexural térmica. A seqüência distingue-se, estrutural e estratigraficamente, das duas seqüências sotopostas, sobre as quais se assenta em discordância angular. Trata-se da discordância pré-Alagoas, uma descontinuidade regional reconhecida em todas as bacias da margem leste brasileira. Na porção ocidental da bacia, onde as formações mais antigas estão ausentes, a seqüência repousa em discordância litológica diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano (Assine, 2007). Constituída pelas formações Barbalha e Santana, a seqüência pós-rifte ocorre no sopé das escarpas, contornando a Chapada do Araripe, e no morro-testemunho Serra da Mãozinha. No Vale do Cariri, apenas a Formação Barbalha, sua unidade inferior, encontra-se presente, ocorrendo descontinuamente na forma de terraços fluviais.

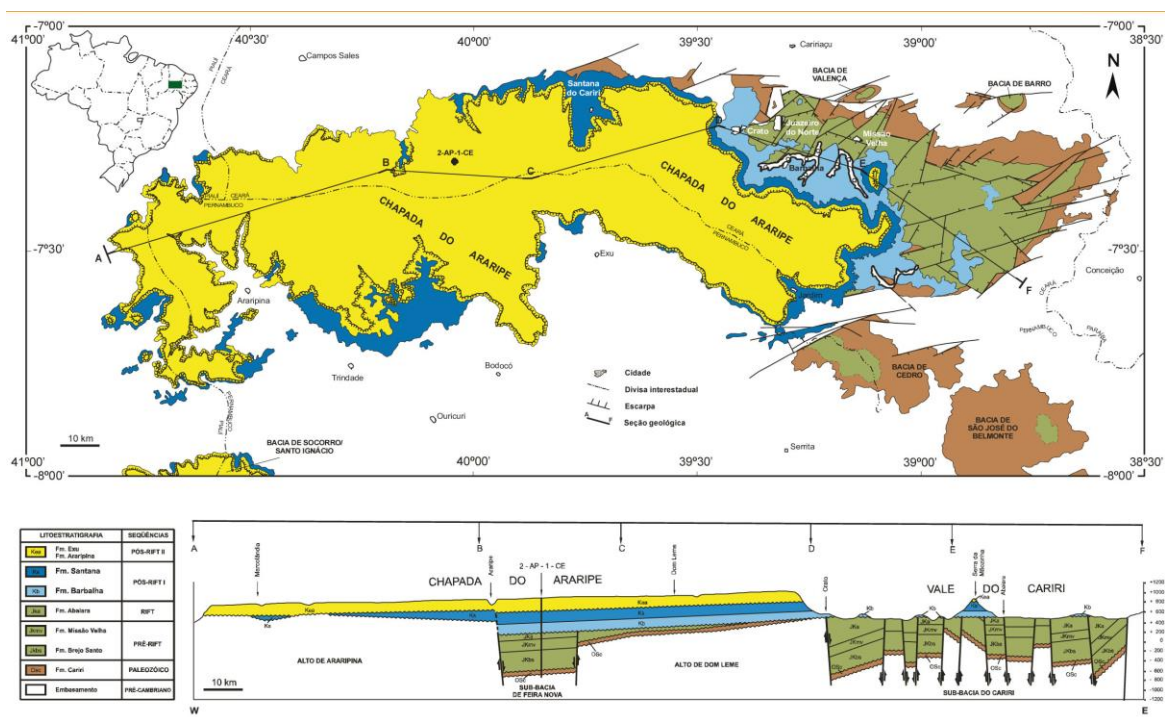


Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Araripe (Extraído de Assine, 2007).

Ponte & Ponte Filho (1996) classificam como pós-rifte o estágio tectônico correspondente ao Grupo Araripe (Formações Rio da Batateira, Santana e Exu). Na margem oeste da bacia as curvas estruturais estão adensadas, enquanto na margem leste estão mais espalhadas, sugerindo um gráben assimétrico, com falhas normais na margem oeste, e um bloco basculado para oeste na margem leste (Figura 2). Conforme Arai (2006), a Bacia do Araripe possui um histórico sedimentar policíclico, comparável ao de muitas bacias intracratônicas (sinéclises) e bacias da margem continental. Em comparação com estas últimas, a diferença principal é que, devido à subsidência térmica, a sedimentação nelas prosseguiu através do Neocretáceo e Cenozóico, ao passo que na Bacia do Araripe, devido à conjunção da queda eustática com a falta de subsidência, a sedimentação foi bruscamente interrompida no final do Albo-Cenomaniano. Portanto, a Bacia do Araripe não consiste em uma bacia completa, com porções marginais e depocentros definidos, e sim em um registro fragmentário de quatro bacias, histórica- e geneticamente distintas, separadas no tempo e parcialmente superpostas no espaço, materializadas por quatro seqüências estratigráficas de terceira ordem, limitadas inteiramente por discordâncias (Assine, 1992).

2.2. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O trabalho pioneiro sobre a estratigrafia da Bacia do Araripe é de Small (1913), que subdividiu o registro sedimentar em quatro unidades (conglomerado basal, arenito inferior, calcário Santana e arenito superior). Beurlen (1962) redefiniu as unidades estabelecidas por Small, denominando-as de Formação Cariri, Missão Velha, Santana e Exu, para as quais estimou uma espessura sedimentar total de cerca de 850 m. Desde então, muitos autores têm trabalhado na estratigrafia da Bacia do Araripe, tais como Assine (1992, 1994 e 2007), Berthou (1994), Silva (1986 a e b), Martill e Wilby (1993), Neumann & Cabrera (1999), Moura & Borghi (2004), Arai (2006), Chagas *et al.* (2007), entre outros. Abaixo estão compilados os trabalhos mais recentes e que tratam especificamente da estratigrafia da sequência aptiana-albiana da bacia.

Dentre as quatro sequências estratigráficas apontadas por Assine (1992), a sequência aptiana-albiana (K-40–K-60) é o objeto de estudo neste trabalho (Figura 3). Esta sequência é constituída pelas Formações Barbalha e Santana, ocorrendo em quase toda a extensão da Chapada do Araripe e, descontinuamente, ao longo do Vale do Cariri. Distingue-se estrutural e estratigraficamente das duas sequências sotopostas, sobre as quais se assenta em discordância angular. Na porção ocidental da bacia, é comum repousar diretamente sobre o embasamento pré-cambriano/eopaleozóico (Assine, 1992).

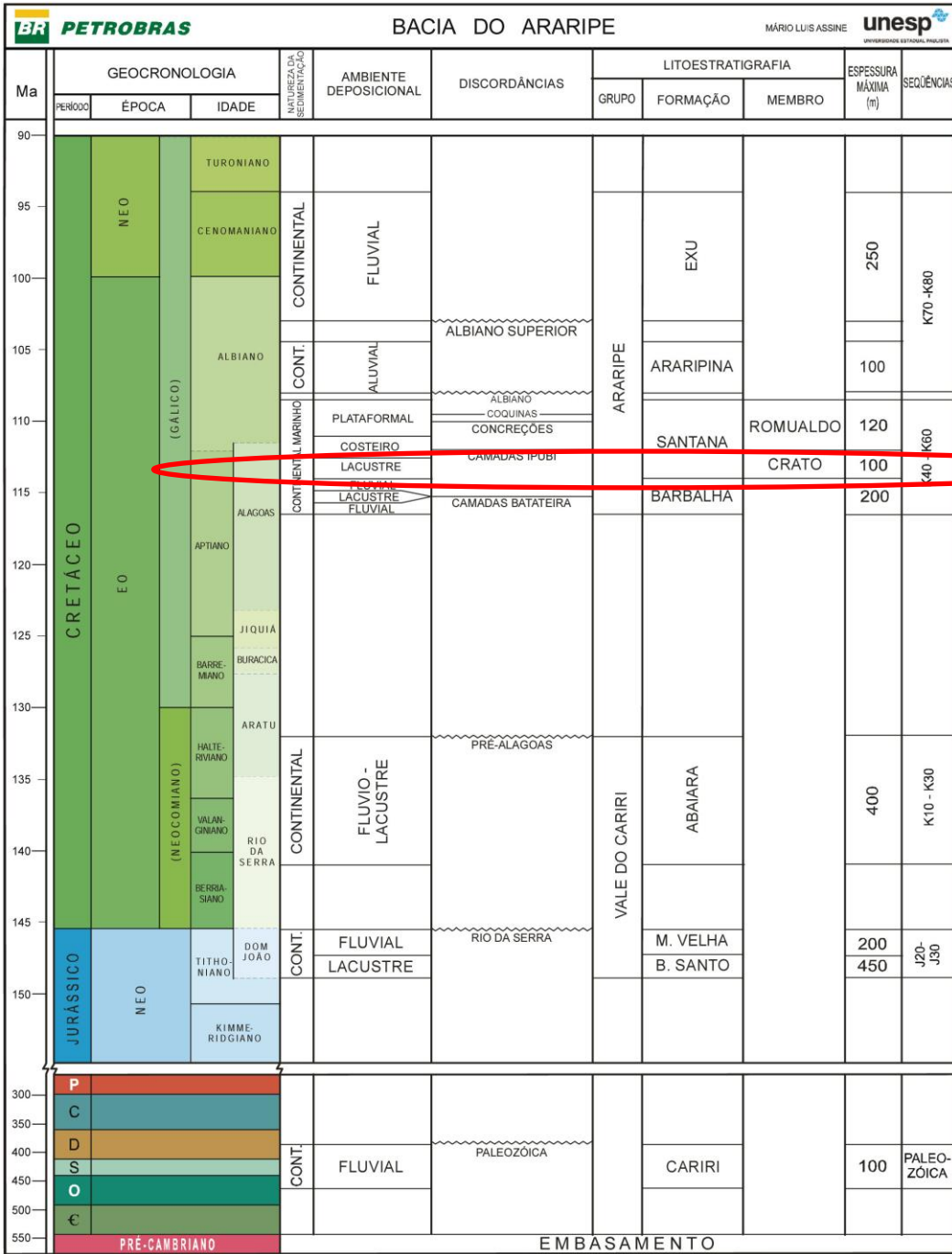


Figura 3. Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe (Modificado de Assine, 2007). Circulado em vermelho está a sucessão aqui estudada.

O empilhamento estratigráfico da sequência mostra um marcante afinamento textural para o topo a partir dos arenitos continentais da base da sequência (Formação Barbalha), que, paulatinamente, apresentam mais e mais intercalações de pelitos. A argilosidade continua aumentando até uma superfície de máxima inundação marinha. Tal superfície corresponde à máxima transgressão, atingindo áreas até então não abrangidas pela bacia, com deposição de folhelhos diretamente sobre o embasamento na porção oeste da bacia. A superfície de máxima transgressão está situada aproximadamente ao nível dos folhelhos esverdeados portadores de concreções carbonáticas fossilíferas, que registram eventos de mortandade em massa. Esta mortandade é comentada neste trabalho mais adiante, no contexto de paleoecologia.

Em direção ao topo, a partir dos folhelhos esverdeados portadores de concreções carbonáticas fossilíferas, voltam a predominar condições continentais, dedutíveis pelo padrão de granocrescência ascendente e pela presença de fósseis não-marinhos (Assine, 1992). A sequência compreende, portanto, um ciclo transgressivo-regressivo quase completo, com ingressão marinha.

Litoestratigraficamente a base da sequência é aqui denominada Formação Barbalha, de acordo com Assine (1992), que levou em consideração o estudo de Hashimoto *et al.* (1987), onde correlacionaram as Camadas Batateira contidas na Formação Barbalha (ou Formação Rio da Batateira, segundo Ponte e Appi, 1990) com as Camadas Trairi da Bacia do Ceará e com as Camadas Ponta do Tubarão da Bacia Potiguar, reforçando a importância das três camadas como marcos estratigráficos para suas respectivas bacias. O nome se justifica porque a cidade de Barbalha está situada em área de ocorrência de excelentes exposições da unidade, que aflora nas escarpas de tabuleiros entalhados por rios que descem do alto da Chapada, nos quais se encontram excelentes seções da unidade, similares às da seção do rio da Batateira. A Formação Barbalha aflora apenas no Vale do Cariri, em sub-bacia homônima situada na porção leste da

Bacia do Araripe. Assine (1992) propôs como seção-tipo complementar uma seção-colunar levantada no rio da Batateira, na qual reconheceu a existência dos dois ciclos estratigráficos com granodecrescência ascendente. Apesar desta formação não ser objeto de estudo neste mestrado, por estar sotoposta a formação aqui estudada é descrita resumidamente para esclarecer melhor o ambiente deposicional no qual se deu início a Formação Santana, que é o foco deste estudo. A idade da Formação Barbalha é aptiana (P-270) (Lima & Perinotto, 1984). Hashimoto *et al.* (1987) utilizaram a denominação de “Camadas Batateira” para destacar um intervalo de folhelhos pirobetuminosos e brechas carbonáticas encontradas no perfil do rio da Batateira, nos arredores da cidade de Crato-CE. O intervalo ocorre em diversas localidades e as brechas carbonáticas são mineralizadas em sulfetos, tendo sido o intervalo referido como “seqüência plumbífera do Araripe” por Farina (1974).

A Formação Barbalha sobrepõe em discordância angular às unidades sotopostas, marcando o início da sedimentação pós-rifte. Diversas seções colunares mostram a existência de duas seqüências deposicionais caracterizadas por empilhamento estratigráfico com granodecrescência ascendente, registro de dois ciclos estratigráficos em que sistemas fluviais foram afogados por sistemas lacustres (Chagas *et al.*, 2007).

A unidade litoestratigráfica denominada Formação Santana é estratigraficamente a mais complexa e também a mais estudada dentro da seqüência aptiana-albiana, não só pelas jazidas de gipsita, mas principalmente por se constituir no principal jazigo fossilífero brasileiro, famoso em todo mundo sobretudo pela rica paleoictiofauna preservada em concreções carbonáticas (Assine, 1992). A deposição dos pacotes salinos é um indicativo paleoclimático importante. Estes pacotes são correlatos às camadas de sal das bacias da margem continental. Moura e Borghi (2004) atestam que, apesar da bacia não apresentar nenhum indício de óleo ou gás, seu estudo contribui

para analogia com outras bacias petrolíferas (e.g., Bacia Potiguar), além de contribuir diretamente para a pesquisa hidrogeológica de aquíferos no semiárido nordestino. Os autores lembram ainda que há uma recente menção de ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia do Rio do Peixe, uma bacia próxima, mais restrita geograficamente, mas inserida no mesmo contexto geotectônico e com preenchimento estratigráfico análogo ao da Bacia do Araripe.

Moura & Borghi (2004) analisando os poços PS-11 e PS-12 (para localização dos poços ver Figura 4) do Projeto Santana (1978) descreveram nove litofácies sedimentares, sendo duas finas, uma heterolítica, quatro areníticas, uma rudítica, e uma carbonática. Três sucessões de fácies, que ocorrem em ambos os poços, foram identificadas. Destas, uma é interpretada como deltaico-lacustre/marinha (SF1), onde há depósitos de prodelta, depósitos de frente deltaica, e depósitos de frente deltaica mais canais fluviais distributários. Outra sucessão foi considerada “lacustre/marinha” (SF2), uma vez que os dados de litofácies não permitiram definição entre tais paleoambientes. Uma última, fluvial (SF3), foi observada com características ora mais rudáceas, ora arenáceas. Nas arenáceas, os canais podem ser interpretados como pertencentes a um modelo fluvial de inundação-relâmpago, em lençol (*sheetflood*). As fácies descritas, juntamente com as sucessões de fácies interpretadas, permitiram a identificação de um modelo deposicional deltaico-lacustre/marinho para o intervalo estudado.

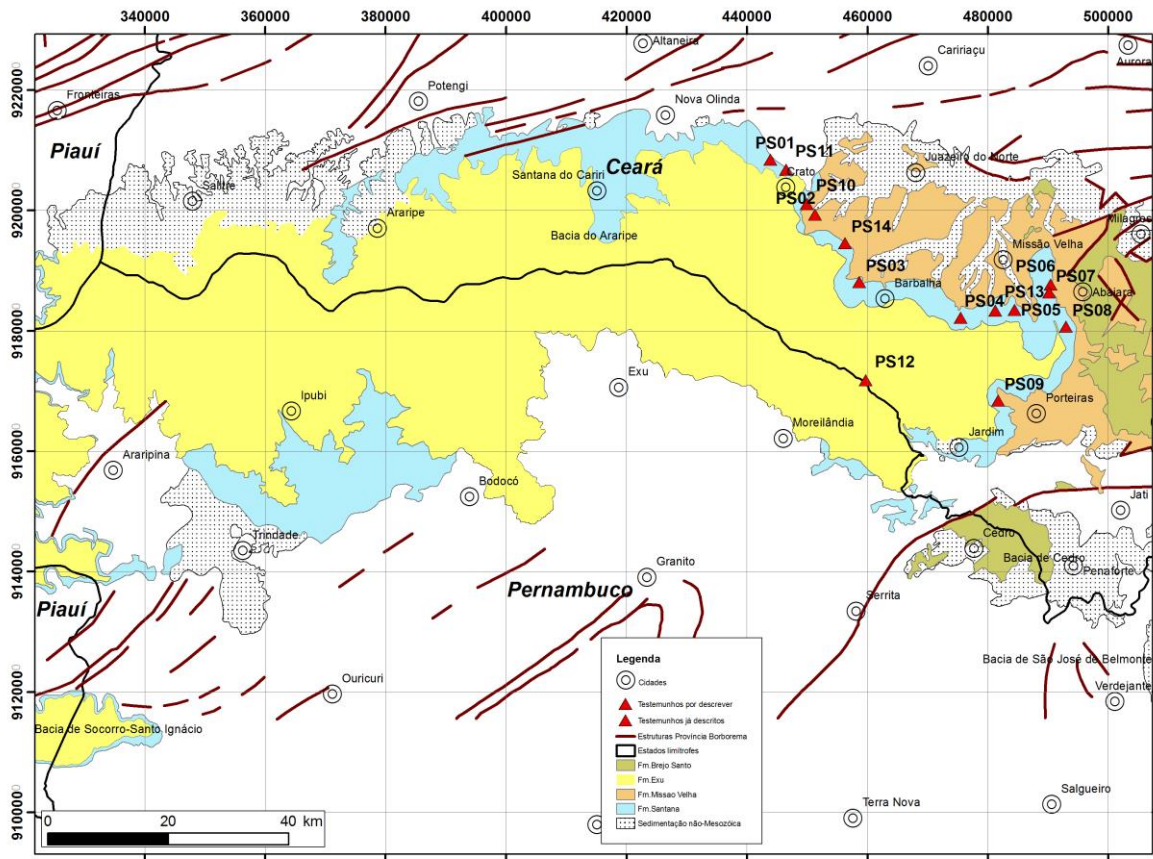


Figura 4. Localização dos poços do Projeto Santana 1978, realizados pela CPRM para o DNPM.

Castro *et al.* (2006) relacionaram ordenadamente ciclos de fácies que deram origem a seis seqüências, ou ciclos regressivo-transgressivos, adequando-os a análise estratigráfica e cronocorrelação das Formações Rio da Batateira e Santana nos poços da porção leste da Bacia do Araripe. Segundo o autor, as seqüências inicial e final, S1 (Rio da Batateira) e S4 (Romualdo), são dominadas por depósitos siliciclásticos, refletindo condições climáticas úmidas, favoráveis ao suprimento sedimentar e desfavoráveis à formação de carbonatos. As seqüências S2, S3.1 e S3.2 do Membro Crato são formadas por depósitos siliciclásticos e carbonáticos (partes inferior regressiva e superior transgressiva, respectivamente). A seqüência S3.3 tem siliciclásticos e

carbonatos de ciclos R-T (como as anteriores), e evaporitos, que se formam segundo ciclos de concentração e diluição de salmouras marinhas em uma bacia lacustre restrita. O par das seqüências S1 e S2 e a trindade das seqüências S3 (S3.1, S3.2 e S3.3) constituem duas seqüências maiores, de ordem superior: no primeiro caso, culminando com S2, tem-se um máximo de inundação carbonática-lacustre (eustática), e no segundo, a culminância com S3.3 representa um máximo de inundação evaporítica-marinha (climática árida). Assim, o desenvolvimento das seis seqüências evolui para condições progressivamente mais áridas, e que culminam com a inundação marinha da bacia lacustre (seqüência S3.3), e retornam às condições úmidas (S4). Observou-se ainda, no estudo em questão, que a seqüência lacustre S4 (Romualdo) eventualmente sofreu inundação marinha, demonstrada pela ocorrência de equinodermas, mas que foi insuficiente para originar depósitos carbonáticos ou evaporíticos.

Silva (1986a) descreveu e interpretou superfícies de discordância, as quais reconheceu como sendo paleosuperfícies de karst e de caliche (calcrete). Esta autora dividiu as rochas aptianas-albianas em duas seqüências: a inferior, composta de folhelhos negros, carbonatos (calcários e dolomitos), esteiras algálicas e evaporitos (gipsita e anidrita), denominou de Formação Araripina. A superior, de folhelhos com concreções calcárias, siltitos e arenitos, denominou de Formação Santana “revisada”. A Formação Araripina foi truncada por uma discordância erosiva regional. A superfície discordante, como vista em afloramentos e poços, mostra diferentes expressões através da bacia. No sudoeste, ela ocorre como uma topografia paleokárstica sobre camadas de gipsita. Em direção a nordeste, ela ocorre principalmente como uma camada de calcrete. Próximo à cidade de Barbalha, sobreposta a esta superfície há uma camada de 1 m de espessura de conglomerado, que marca o começo da seqüência sedimentar superior (correspondendo a Formação Santana; segundo Silva, 1986a).

A topografia kárstica provém de condições úmidas, enquanto a formação de calcrete é indicativo de condições ambientais secas (Wright, 1980). Silva (1986a) inferiu que, com deposição contínua de evaporitos na bacia, a presença de topografia kárstica e a ausência local de evaporitos, como em Barbalha, implicaria, respectivamente, em parcial ou total remoção dos evaporitos durante a formação da topografia kárstica. Isto seria uma indicação de mudança de condições mais secas para mais úmidas na área. Evaporitos estão presentes próximos à região de Barbalha e Missão Velha, indicando que a erosão local possivelmente removeu a camada de gipsita-anidrita. A presença de karst, sobreposto por uma superfície de calcrete, sugeriria uma mudança de condições evaporíticas secas a um breve intervalo mais úmido (karst) e um retorno a um clima seco, registrado pela camada de calcrete (Silva 1986a). Enfim, a Formação Araripina teria sido truncada por discordância regional que tem expressões variadas através da bacia: se apresenta como uma superfície paleokárstica ao sul e como uma camada de calcrete ao norte e ao leste. Silva (1986a) considera ainda que, como não há presença de feições de soluções pós-soterramento, como, por exemplo, estruturas do tipo “*pipes*” conectando as camadas de rochas sobrepostas com a superfície paleokárstica, as cavernas e depressões formadas na gipsita são inferidas como sendo resultado de dissolução subaérea. No entanto, Martill *et al.* (2008a) encontraram no Membro Nova Olinda, a unidade calcária mais inferior, que corresponderia ao topo da Formação Araripina de Silva (1986a), estruturas semelhantes a *pipes* (“pipe-like”). Martill *et al.* (2008a) consideram que o ambiente deposicional do Membro Nova Olinda (base do Membro Crato de Assine, 2007) pode ser considerado como uma laguna relativamente profunda (provavelmente maior que 30 m) com uma conexão restrita com um mar epírico. As taxas de evaporação deveriam ser altas e o influxo sedimentar, mínimo. Estes autores sugeriram que a macrofauna autóctone era ausente e as comunidades bentônicas deveriam ser predominantemente

microbiais, comparáveis ao Mar Morto hoje. Duas estruturas verticais ou sub-verticais distintas (“pipe-like”), compostas por dolomita, foram reconhecidas em uma pedreira na estrada entre as cidades de Nova Olinda e Santana do Cariri. Alguns intraclastos carbonáticos ocorrem dentro do maciço dolomítico do “*pipe*”. Os “*pipes*” não parecem ter conexão com nenhuma descontinuidade visível, mas esta localidade é relativamente próxima às margens da bacia (cerca de 2 km de distância), definida por megafaturas associada com a Zona de Cisalhamento Aurora (Ponte & Ponte-Filho, 1996). Segundo Martil *et al.* (2008a), a dolomitização dos “*pipes*” pressupõe um fluido vindo de uma fonte marinha ou de rochas ricas em magnésio. A gênese possível para os “*pipes*” dolomíticos, segundo estes autores, foi relacionada à compactação dos sedimentos do Membro Nova Olinda e outros estratos soterrados, com a água contida nos sedimentos migrando junto ao paleoaquífero soterrado. No entanto, este processo deve ter ocorrido nos primeiros estágios de compactação, visto que os calcários em questão contêm insetos parcialmente preservados em 3-D.

Segundo Wright (1982), seguindo quatro critérios simples pode-se diferenciar superfícies paleokársticas de karst formado em subsuperfície, ou depois de soterrados: 1) A superfície paleokárstica deve estar sobreposta por paleossolos, ou outros depósitos terrestres, como sedimentos aluviais, ou ainda estar associado com feições que indiquem exposição subaérea, tais como cimentação vadosa; 2) A superfície paleokárstica deve estar sendo truncada pela camada sobreposta, indicando que a solução ocorreu antes do soterramento; 3) As camadas sobrepostas não devem mostrar nenhuma feição de solução, como estruturas “pipe-like” conectando a superfície paleokárstica (neste caso, evidência de solução pós-soterramento); 4) As camadas sobrepostas não devem mostrar nenhuma evidência de colapso dentro do paleokárst sotoposto, o que sugeriria solução após soterramento. Como foi visto por Martill *et al.* (2008a), na unidade em

questão ocorrem estruturas “pipe-like” e estruturas de colapso dentro do karst, e não há evidência de paleossolos sobre o karst e nem tampouco truncamento sobre o karst. Portanto, seguindo os critérios de Wright (1982), o karst encontrado por Silva (1986a) no limite da Formação Barbalha com a Formação Santana, na base do Membro Crato, não seria uma superfície erosiva, mas sim dissoluções entre estratos já soterrados.

Segundo Neumann & Cabrera (1999), a Formação Crato é constituída principalmente por seis unidades carbonáticas, denominadas informalmente de C1 a C6. Cada unidade inclui: A) litofácies de ritmito argila-carbonato (submicrofácies Sm1); B) litofácies de calcário laminado. Em ambas as litofácies foram evidenciadas estruturas de microfalhas, mas as estruturas de microdeformações (*loop bedding*) somente foram observadas nos calcários laminados. Segundo estes autores, os calcários laminados estão constituídos predominantemente de calcita de baixo teor de magnésio e contém as seguintes submicrofácies: Sm2, com lâminas onduladas e estruturas do tipo *loop bedding*; Sm3, com pelóides; Sm4, com lâminas onduladas e onduladas do tipo *microslumps* e *microripples*; Sm5, com lâminas plano-paralelas e onduladas; e Sm6, com lâminas plano-paralelas ricas em ostracodes. Estas unidades representam uma sedimentação carbonática lacustre interna. Elas estão separadas entre si, tanto lateralmente como verticalmente, por arenitos e siltitos deltaico-lacustre da Formação Rio da Batateira, e por siltitos e folhelhos lacustres, formando um complexo lacustre com espessura de cerca de 50-70 m. A seqüência ideal é marcada pela repetição cíclica de seis grandes associações de fácies, representando um ambiente inicialmente flúvio-deltaico e lacustre marginal que evolui para um ambiente lacustre interno. Neumann & Cabrera (1999) sugerem que duas causas podem ter gerado esta situação: a) maior entrada de água no sistema ou b) progradação-retrogradação dos sistemas flúvio-deltaicos, devido a um maior ou menor aporte de sedimentos.

Martill (2007) considerou que a utilização da revisão estratigráfica de Neumann & Cabrera (1999), os quais propuseram um novo Grupo Santana, que inclui as Formações Rio da Batateira, Crato, Ipubi, Romualdo e Arajara, tem benefícios, pois conserva muito da nomenclatura estratigráfica original e reflete o desenvolvimento tectono-sequencial da bacia, bem como as grandes mudanças ambientais. O principal benefício, segundo o autor, seria amenizar a compreensão precária da dinâmica sedimentar da sequência que tem levado alguns paleontólogos a se referir às assembleias fósseis do Membro Romualdo e dos calcários do Membro Crato como provenientes da Formação Santana, prática essa que, segundo o autor, está longe de ser útil, já que pode haver vários milhões de anos separando os membros citados. Já Maisey (1991) discutiu a possibilidade destes membros serem separados por períodos de tempo mais curtos.

Rojas (2009) estudou o intervalo Aptiano-Albiano da parte leste da Bacia do Araripe, através de dados de campo e de dados de poços do Projeto Santana do DNPM. Durante a análise estratigráfica de sequência, este autor identificou treze fácies sedimentares, agrupadas em sete associações principais: Conglomerados a Arenitos Conglomeráticos clasto-suportados (Cep), Arenitos (Aexa, Aext, Aep, Afl e Am), Pelitos (Pl e Plf), Calcários Laminados (Cl), Arenitos calcíferos a Calcarenitos (Cre), Gipsita (Gi) e Margas (Ma). A partir destas associações, foram interpretados cinco sistemas deposicionais (sistema fluvial, lacustre, deltaico, lagunar e de plataforma marinha). No referido trabalho, foram identificados dois tipos de padrões de empilhamento: o padrão progradacional e o retrogradacional, mediante os quais se reconheceram as superfícies-chaves (discordâncias, superfícies transgressivas e superfícies de inundação máxima) e três tratos de sistemas (Trato de Sistemas de Nível Baixo, Trato de Sistemas Transgressivo e Trato de Sistemas de Nível Alto). Tais limites constituíram a base para a determinação das seis seqüências deposicionais, que constituem o arcabouço cronoestratigráfico

da área de estudo. Tais seqüências em conjunto representam um tempo de duração de aproximadamente 25 Ma (do Aptiano ao Albiano), o que permitiu inferir que as mesmas possam ser relacionadas a ciclos de segunda ordem ou superciclos (ciclos com durações entre 3 e 10 Ma), segundo a classificação de Vail *et al.* (1977). O autor ponderou ainda que o intervalo Aptiano-Albiano da seção pós- rifte na Bacia do Araripe não apresenta evidências de um forte controle tectônico no arranjo do arcabouço estratigráfico do intervalo estudado. O controle principal no desenvolvimento das seqüências deposicionais reconhecidas foram assim variações do nível de base local, condicionadas por mudanças climáticas, expressas por fases úmidas, que favoreciam a subida do nível de base, e fases mais áridas, onde o nível de base tendia a descer. As variações do nível eustático passaram efetivamente a influenciar e a controlar a sedimentação da área apenas no final deste intervalo, no momento da implantação do Trato de Sistemas Transgressivo da Seqüência 6 do autor (Figura 5). As conclusões de Rojas (2009) sobre os fatores controladores da deposição sedimentar na Bacia do Araripe vão ao encontro às de muitos autores, tais como, Neumann & Cabrera (1999), Martill *et al.* (2007), Assine (2007), Arai (2006) e Chagas (2006).

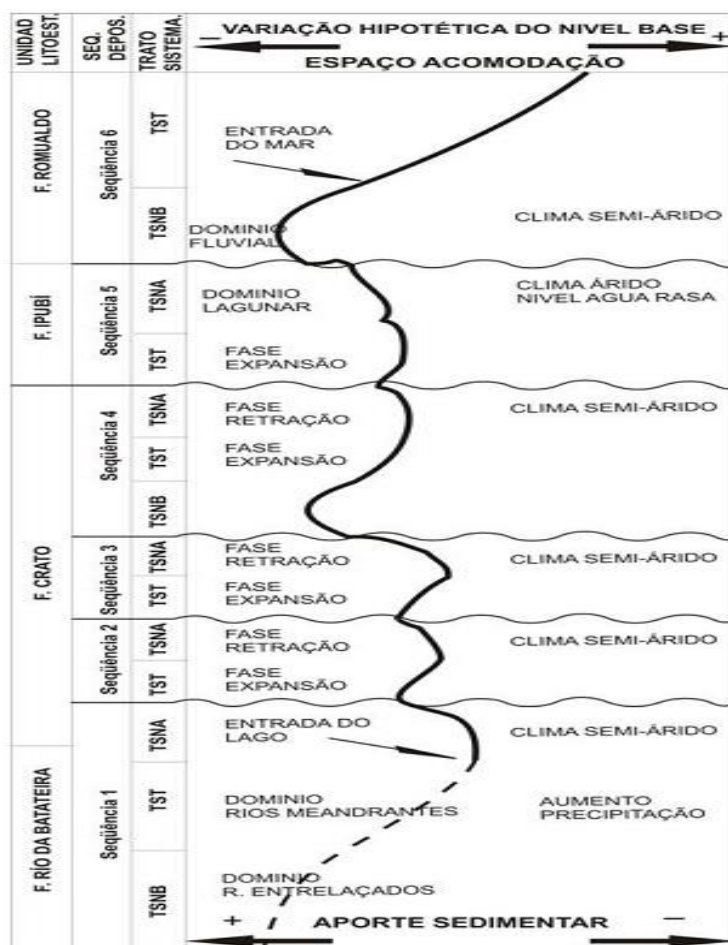


Figura 5. Variação hipotética do nível de base para o intervalo Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe, segundo Rojas (2009).

2.3. ARCABOUÇO BIOESTRATIGRÁFICO

A bioestratigrafia na Bacia do Araripe baseia-se no trabalho de Coimbra *et al.* (2002), que, seguindo o contexto estratigráfico proposto por Ponte & Appi (1990), zonaram bioestratigraficamente a Sequência Aptiana-Albiana da Bacia do Araripe (Figura 6). Em direção ao topo da sequência, ostracodes tornam-se abundantes, mas com baixíssima diversidade. A riqueza e diversidade dos palinormorfos, em contraste, permitiu aos autores o reconhecimento de duas palinozonas: uma Zona Aptiana Inferior, *Sergipea variverrucata*, que ocorre na Formação Rio da Batateira até pelo menos a base do Membro Crato da Formação Santana; e uma zona

Aptiana Superior/Albiana, *Cicatricosisporites avnimelechi*, que ocorre nos Membros Ipubi Médio e Romualdo Superior da Formação Santana. O conteúdo micropaleontológico permitiu estabelecer e calibrar estas diferentes unidades litoestratigráficas em vários estágios de uso local. A ocorrência de microfósseis nas Formações Rio da Batateira e Santana, bem como os palinomorfos da Formação Arajara, sugere fortemente que o Andar Alagoas é Aptiano Superior para as duas primeiras formações e Aptiano/Albiano para os Membros Ipubi e Romualdo (Formação Santana) e para a Formação Arajara, sendo correlacionável com as bacias próximas no nordeste do Brasil. Os autores consideram ainda que o estágio pós-rifte é constituído por ciclos transgressivo/regressivos, representados por três sistemas deposicionais: (1) um sistema aptiano carbonático fluvial/lacustre, que corresponde à Formação Rio da Batateira e ao Membro Crato da Formação Santana; e (2) um sistema marinho/litorâneo albiano médio transicional/evaporítico, representado pelos Membros Ipubi e Romualdo, bem como pela Formação Arajara, caracterizado pela presença de raros conchostráceos, moluscos, dinoflagelados e microforaminíferos.

De acordo com Arai & Coimbra (1990), amostras da seção da Formação Santana do poço 2-AP-1-CE apresentaram uma assembleia microfossilífera composta por grãos de pólen, esporos, dinoflagelados, ostracodes, foraminíferos, e micromoluscos típicos de um ambiente costeiro mixohalino, tais como lagunas e estuários. A ocorrência de dinoflagelados do gênero *Spiniferites* MANTELL e *Subtilisphaera* JAIN and MILLEPIED sugere indubitavelmente uma influência marinha. Os autores concluíram que a ingressão marinha foi pulsativa, sustentando um ambiente mixohalino que impediu o desenvolvimento de alta diversidade da fauna de ostracodes.

CHRONOSTRATIGRAPHY	LOCAL STAGES		LITHOSTRATIGRAPHY	BIOZONES & SUBZONES		OSTRACODA	PALYNOMORPHS
	Upper Albian	Alagoas Group		OSTRACODA	PALYNOMORPHS		
CRETACEOUS	LOWER	Araripe Group	Exu Fm.	?	?		
		Alagoas Group	Araçá Mb.				
	Upper Albian	Araripe Group	Araçá Mb.				
			Rio da Batateira Fm.				
CRETACEOUS	LOWER	Araripe Group	Abaiaira Fm.				
	Upper Albian	Araripe Group	Abaiaira Fm.				
CRETACEOUS	UPPER ?	Cariri Group	Missão Velha Fm.				
			Brejo Santo Fm.				
JURASSIC ?	UPPER ?	Cariri Group	upper member				
			lower member				
SILURIAN ?	??		Mauriti Fm.				

Figura 6. Correlação das biozonas de ostracodes e palinozonas na Bacia do Araripe, segundo Coimbra *et al.* (2002).

O trabalho de Do Carmo *et al.*(2008) enfatiza a presença de ostracodes do gênero *Harbinia*, originalmente considerados como espécies não-marinhas, que podem ter tido uma tolerância paleoambiental maior. Os autores citam o trabalho de Arai & Coimbra (1990) sobre a paleoecologia dos ostracodes, onde é reportado uma ocorrência autóctone de *Harbinia micropapillosa* juntamente com cistos de dinoflagelados na Formação Santana. Do Carmo *et al.*(2008) inferiram que a tolerância seria de no mínimo condições marinhas restritas, e postularam que as espécies poderiam ter ocorrido em paleoambientes marginais do proto-oceano Atlântico Sul. *Harbinia micropapillosa* é registrada na Bacia do Araripe na Zona 011, também conhecida como Zona Cytheridea? spp.201–218. Esta zona é referida por Schaller (1969) como Zona 010/011 e mais tarde nomeada por Moura (1987, 1988) como Zone 011. Esta zona é

renomeada como *Harbinia* spp.201–218 (Do Carmo *et al.*, 2008). Esta espécie, juntamente com *H.angulata*, *H.sinuata*, *H.salitrensis* e *H.symmetrica*, pertencem à Zona 011. Este grupo de espécies do Neoptiano a Eoalbiano são fósseis índices da Zona 011. Esta zona é característica de estágio de golfo, quando o proto-oceano Atlântico Sul já estava formado, mas a deposição em ambientes transicionais do seu entorno concentrava matéria orgânica, formando outro importante intervalo de rochas geradoras de petróleo no Brasil.

Arai (2007) apresenta todos os *data* (plural de *datum*) que demarcam os níveis estratigráficos do Cretáceo brasileiro, baseado em um zoneamento de dinoflagelados, sendo alguns *data* reforçados por bio-horizontes relacionados a palinóforos terrestres (esporos e/ou grãos de pólen). Dentre as ocorrências da Bacia do Araripe, na Sequência Aptiana-Albiana, vale destacar o *datum* do Aptiano superior, caracterizado pela Ecozona de *Subtilisphaera* spp., onde a espécie *Subtilisphaera senegalensis* ocorre como florações (*blooms*), e tem seu bio-horizonte concordante com o nível de extinção do pólen *Sergipea variverrucata*, com idade neoptiana, atribuída a esta Ecozona.

Rios-Neto *et al.* (2012 b) optaram por não definir um biozoneamento local para o intervalo estudado; ao contrário, a opção escolhida foi buscar reconhecer na área estudada as unidades estratigráficas do biozoneamento de referência proposto por Regali *et al.* (1974) para o Brasil, considerando ainda a emenda de Beurlen & Regali (1987) e a subdivisão em subzonas acrescentadas por Regali & Santos (1999) para o Aptiano-Albiano. Os autores concluíram que o intervalo correspondente às formações Rio da Batateira e Santana é parcialmente correlacionável com os intervalos estudados por Dino (1992; Formação Alagamar, Bacia Potiguar), Antonioli (2001; Formação Codó, Bacia do Parnaíba), Carvalho (2001; parte superior da Formação

Muribeca e parte inferior da Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe) e Rosseti *et al.* (2001; parte da Formação Codó, Bacia de Grajaú).

2.4. CONTEXTO BIOGEOQUÍMICO

Martill *et al.* (2008a), com o intuito de compreender melhor estruturas “pipe-like” encontradas na base do Membro Crato, conduziram uma análise petrogenética sobre os sedimentos em questão. Os autores consideraram que, apesar das formas carbonáticas serem um componente significativo da Formação Crato (em torno de 50% da espessura vertical), a diversidade dos tipos de rochas carbonáticas é extremamente baixo, com micritas calcíticas laminadas milimetricamente dominando a sucessão carbonática em quase todos os lugares do Membro Nova Olinda (ou base do Membro Crato) (Figura 7). As feições diagenéticas nesta unidade compreendem ocasionais concreções carbonáticas eodiagenéticas, raras concreções silicosas, precipitação de barita e pirita autigênicas, e na base da sucessão, pequenos agregados de galena e esfarelita (10 mm de diâmetro). O preenchimento calcítico em pequenas fraturas é comum. Em partes intemperizadas da sucessão, a presença de goetita ocorre frequentemente, sendo talvez consequência da oxidação de lâminas originalmente ricas em pirita.

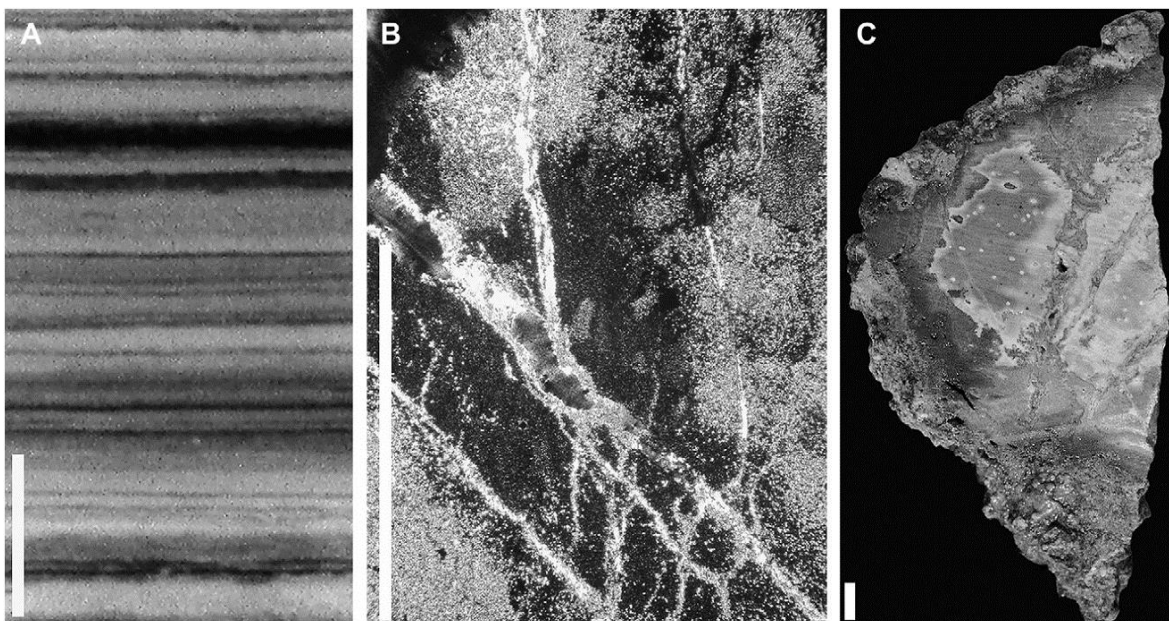


Figura 7. Fotomicrografias das rochas carbonáticas. A) Laminação milimétrica típica dos calcários; B) Dolomita homogênea dentro das estruturas “pipe-like”; C) Dolomita hidrofraturada do mesmo “pipe” ilustrado em B. Escala gráfica = 10 mm. (Martill *et al.*, 2008).

O Membro Crato é basicamente constituído por carbonatos laminados intercalados com camadas siliciclásticas decimétricas a centimétricas, níveis centimétricos de gipsita e níveis milimétricos de microbiais desde sua base, culminando no topo com espessas camadas de gipsita (Camadas Ipubi). De acordo com Konhauser (2007), ambientes hipersalinos tem uma grande diversidade na composição iônica, na concentração de sais totais e pH devido a variações regionais geológicas e climáticas. As altas temperaturas e a intensidade da luz diurna coloca lagos hipersalinos entre os ambientes aquáticos mais produtivos. Florações (*blooms*) maciças de cianobactérias (e.g., espécies de *Spirulina* e *Anabaenopsis* sp.), bactérias fotossintéticas (e.g., *Chromatium* sp.), e algumas vezes diatomáceas, representam os produtores primários em lagos menos salinos, enquanto bactérias anoxigênicas vermelhas, halofílicas fotoautótrofas (ambientes salinos) e bactérias alcalifílica (e.g., *Ectothiorhodospira* sp.) e Archea (e.g., espécies de

Natronococcus e *Natronobacterium*) prosperam em salmouras concentradas (Grant & Tindall, 1986). A espessa acumulação de biomassa associada com a morte dos produtores primários subsequentemente suporta a floração da comunidade de heterotrófos aeróbicos nas camadas mais superiores, com bactérias redutoras de sulfatos (SRB, *sulfate-reducing bacteria*) e metanogênicos crescendo por baixo. Em lagos mais diluídos, as bactérias são pouco halofílicas, enquanto em lagos de salinidade intermediária (de 10 a 20% NaCl) a maioria das bactérias são moderadamente halofílicas. O estágio final de lagos que sofrem intensa evaporação é caracterizado pela presença de organismos extremamente halofílicos, que são recobertos por crostas de gipsitas em lagos com salinidades maiores que 20%, incluindo vários gêneros de Archea (e.g., *Halobacterium*, *Natronobacterium*), bactérias (e.g., *Ectothiorhodospira*) e algas como *Dunaliella* sp. (Ollivier *et al.*, 1994). Alguns espécimes dos gêneros *Halobacterium* ou *Dunaliella* podem crescer diretamente sobre, ou dentro, dos cristais de sal (Figura 8). Outros ficaram presos dentro de inclusões fluidas de cristais de NaCl em crescimento, se mantendo vivas por mais de 6 meses (Norton & Grant, 1988). Durante episódios de extrema dessecação, algumas espécies tem a capacidade de entrar em estado de anidrobiose, quando há pouca água intracelular e as células não mostram atividade metabólica (Potts, 1994).

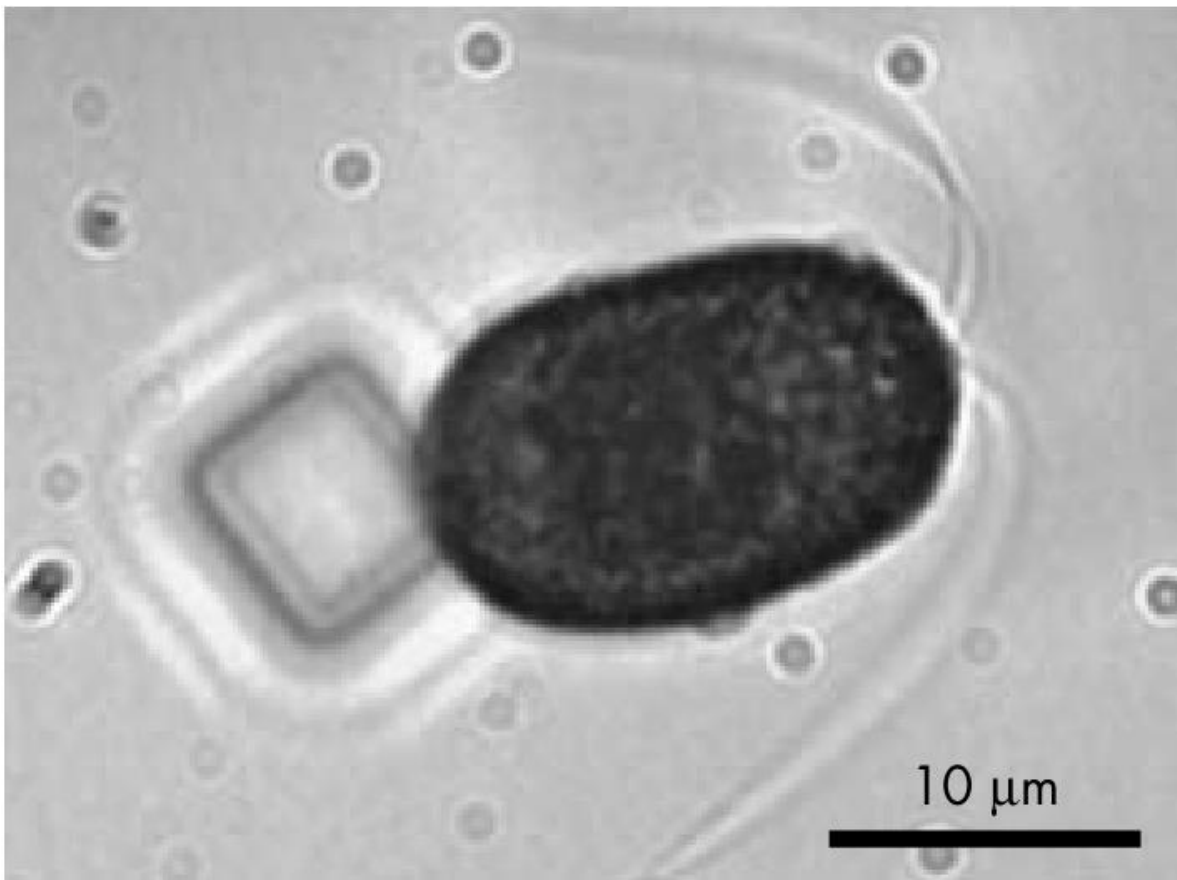


Figura 8. Fotomicrografia de uma alga verde, *Dunaliella salina*, anexada a um cristal de halita em um lago salino da Austrália. Figura extraída de Konhauser (2007).

Os microrganismos têm tido um papel importante na sedimentação carbonática desde o Arqueano. Os depósitos que eles formam são heterogêneos, mas a característica principal é a granulação fina das lamas carbonáticas litificadas compostas de micrita (cristais de 1–5 μm de carbonato de cálcio). Estes depósitos podem ser formados como resultado de uma combinação de processos, incluindo mineralização das superfícies microbiais, precipitação química de soluções supersaturadas, e erosão de camadas carbonáticas existentes (Riding, 2000). Alguns espécimes podem se mostrar completamente mineralizados (e.g. *Synechococcus*), ainda que o tipo de mineralização seja sazonalmente dependente (Thompson *et al.*, 1990). Durante meses mais frios,

por exemplo, quando as células de *Synechococcus* estão dormentes, cristais de gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se desenvolvem nas camadas S (Figura 9) das células não metabolizadas. Conforme a temperatura e a intensidade luminosa vão aumentando, a água do lago vai aquecendo, e a população de células se torna mais ativa em número, o pH aumenta, e a gipsita torna-se instável e dissolve. Simultaneamente, a fase mineral dominante precipitada pelas células individuais de *Synechococcus* muda para calcita (Figura 9), que nos meses de calor mais intenso cai como uma chuva leve de biomassa encrustada de mineral no fundo do lago. Nos oceanos, esses eventos podem gerar depósitos de área e espessura consideráveis, podendo cobrir de 35 a 200 km^2 .

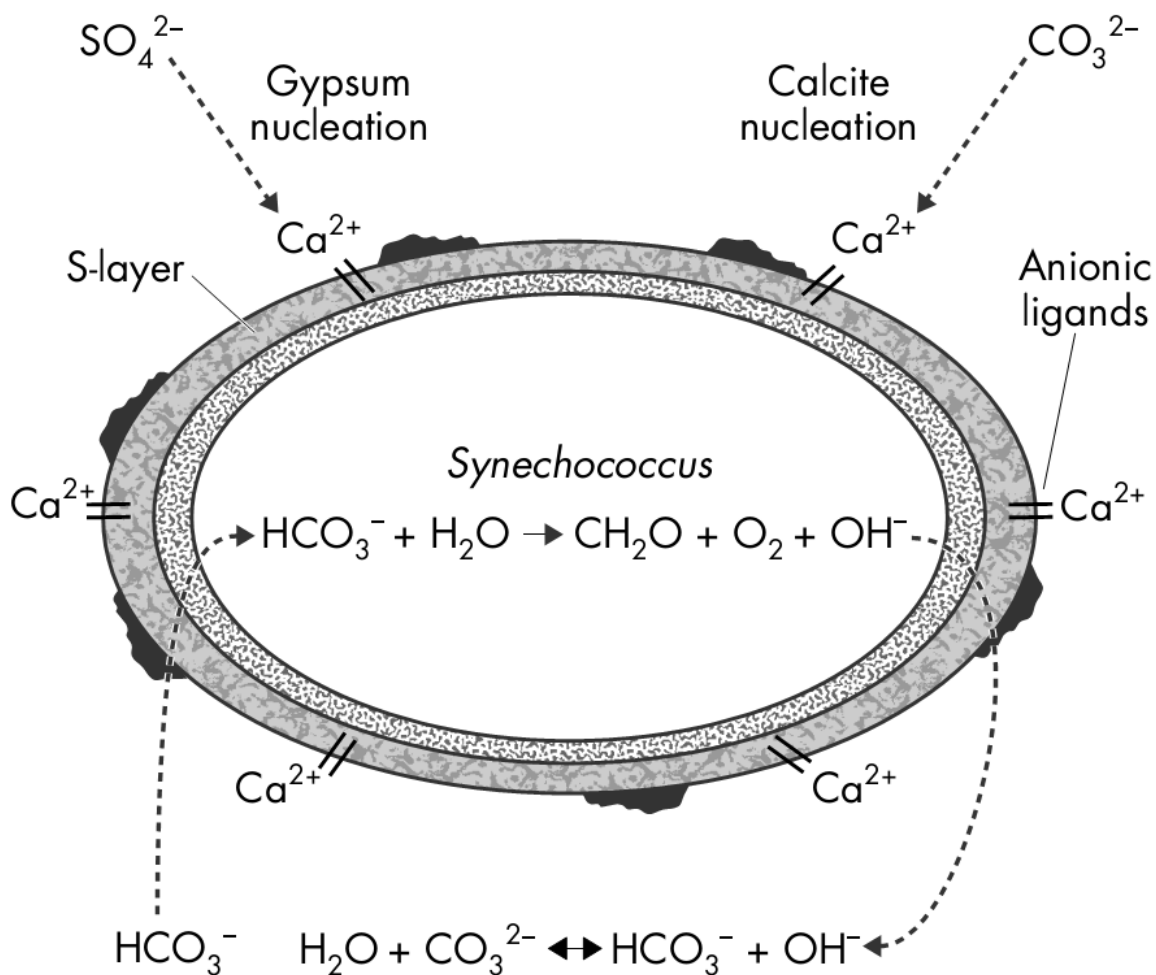


Figura 9. Ilustração sintetizando experimento de observação das atividades de cianobactéria em água doce com pH 7, quando inicia a precipitação de gipsita sobre sua superfície 4 horas depois do início do experimento. A biomineralização de gipsita foi um segundo passo do processo iniciado por ligação de Ca^{2+} as células das camadas S, seguido de reação de dissolução do sulfato. Em 24 horas o aumento da alcalinização do microambiente ao redor das células empurra o campo de estabilidade do mineral sólido para a formação de calcita. Figura extraída de Konhauser (2007).

Comunidades de cianobactérias bênticas podem se formar em uma ampla variedade de depósitos calcários. Quando as cianobactérias crescem em biofilmes calcificados, elas podem formar camadas, crostas e revestimentos de micrita sobre os substratos submersos (Schneider & Le Campion-Alsumard, 1999). Biohermas carbonáticas litificadas (também chamadas de microbialitos) são comuns em muitos ambientes modernos e passados (e.g. Pentecost & Riding, 1986). Dolomita normalmente se forma como um mineral secundário substituindo calcita ou aragonita. A formação da dolomita requer condições ambientais específicas (Vasconcelos *et al.*, 1995; Wright, 1999), e diferenças na atividade metabólica, salinidade ou concentração no substrato desempenham um papel primordial no estabelecimento de gradientes químicos ao redor das células. Estudos experimentais (Lith *et al.*, 2003; Vasconcelos & McKenzie, 1997) da superfície da célula de bactérias durante os estágios iniciais de crescimento do mineral revelaram que as camadas S, que são as camadas mais externas representadas na Figura 9, contêm pequenos poros regularmente espaçados que facilitam a nucleação inicial dos grãos de gipsita (Schultze-Lam *et al.*, 1992). A contínua agregação dos cristais de gipsita eventualmente recobre toda a superfície celular, tornando a camada S completamente obscurecida pelo crescimento deste mineral. Enquanto as células ainda estão ativas, a camada S mineralizada é liberada da parede da célula para o ambiente externo, para que as células possam crescer sem problemas. Ambientes evaporíticos, onde as salinidades frequentemente atingem o estágio salino, são típicos para a deposição de gipsita nas células bacterianas. Esteiras modernas crescem abundantemente nessas

soluções concentradas, e é comum encontrar depósitos de gipsita laminada ou colunar a estruturas estromatolíticas cônicas que resultaram de fases alternadas de desenvolvimento de esteiras microbiais e precipitação de gipsita (Rouchy & Monty, 2000). Cada set de lâmina resulta de dois processos superimpostos, controlados por variações sazonais na salinidade: (i) crescimento de esteiras de cianobactérias durante períodos de baixa salinidade; e (ii) cristalização intersticial de gipsita no interior da esteira quando a salmoura atinge salinidades altíssimas para o crescimento da maioria dos microrganismos indígenas (Rouchy e Monty, 2000). Às vezes, há restos de microrganismos incorporados durante a acreção de cristais de gipsita.

O carbonato de cálcio constitui os principais biominerais que são controlados biologicamente. Embora a calcita retenha a morfologia grosseira do tecido macio, ela elimina completamente os detalhes mais requintados. Paradoxalmente, a preservação excepcional dos tecidos moles requer elevada atividade microbiana, na medida em que isso conduz à autigênese mineral impulsionada anaerobicamente (Sageman *et al.*, 1999). É importante que a mineralização ocorra rapidamente, uma vez que a morfologia é estabilizada pela mineralização inicial, o potencial de preservação dos tecidos moles fica então grandemente aprimorado. Comunidades de bactérias por si só são frequentemente envolvidas na preservação dos tecidos moles (*e.g.*, Martill, 1988). Elas ocorrem como réplicas fosfatizadas substituindo os tecidos moles, frequentemente com detalhes até o nível subcelular. Além da presença de tecidos microbianos característicos, em alguns fosforitos moldes apatíticos mantêm restos dos microrganismos originais.

A preservação das partes moles em pirita é uma feição mais rara em sedimentos do passado geológico. Até hoje, os melhores exemplos descritos são associados com o Hunsrück Slate of Budenbach, Germany, the Beecher's Trilobite Bed of New York State, and the Burgess Shale of British Columbia. A limitada natureza da fossilização em pirita implica que condições

sedimentares específicas devem ter existido no local de decaimento orgânico durante o tempo de soterramento (Raiswell, 1997), sendo que a piritização deve ocorrer antes da compactação dos tecidos moles.

A presença de laminações distintas é favorecida nas estruturas biossedimentares quando alguma forma recorrente de interrupção causa um hiato na acumulação normal da biomassa, por exemplo, devido a variações na taxa de sedimentação, salinidade, sazonalidade, etc. Em particular, qualquer influxo significativo de sedimentos clásticos ou precipitação química que soterre a comunidade microbial vai desencadear uma resposta compensatória. Isso normalmente envolve o crescimento das células ou o movimento delas sobre o sedimento para colonizar as novas superfícies e manter sua posição de crescimento adequada na esteira (Figura 10) (Golubic, 1976).

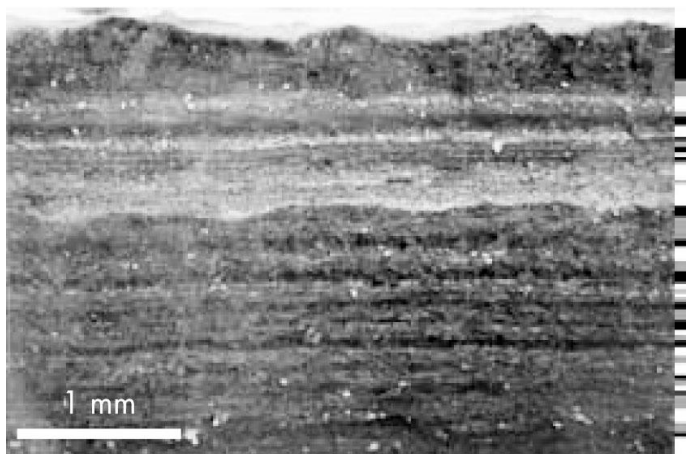


Figura 10. Natureza repetitiva das laminações em uma comunidade atual de cianobactérias e bactérias. As cores à direita visam melhorar a visualização das lâminas: preto = cianobactérias verde; cinza = bactérias roxas; branco = gipsita precipitada. Notar como as camadas de cianobactérias diminuem com a profundidade. Figura extraída de Konhauser (2007).

O estado de saturação dos poros aquosos do sedimento com respeito a vários minerais carbonáticos é diretamente relacionado aos processos metabólicos responsáveis pela oxidação da

matéria orgânica. Respiração aeróbica tipicamente resulta na oxidação completa do carbono orgânico a CO_2 , promovendo assim a dissolução do carbonato biogênico tanto acima como abaixo do horizonte de saturação da calcita (Archer *et al.*, 1989). De fato, a respiração aeróbica tem mostrado como resultado a dissolução de uma grande fração da chuva de carbonato de cálcio sobre o assoalho oceânico vindo do plâncton calcificado acima (Emerson & Bender, 1981). A respiração anaeróbica, por outro lado, libera HCO_3^- nos poros aquosos do sedimento. A alcalinidade aumentada pode causar que o produto de atividade iônica de equilíbrio para o carbonato de cálcio seja excedido, levando a precipitação de minerais carbonáticos eodiagenéticos que são relativamente estáveis uma vez formados, e não sendo sujeitos à reciclagem rápida por reações redox como sulfetos e óxidos (Irwin *et al.*, 1977). Durante o soterramento, os minerais carbonáticos formados podem estar sujeitos a alterações posteriores. Os poros aquosos experimentam mudanças na temperatura e na concentração de CO_2 durante a diagênese, o que faz com que o precipitado esteja em contato ora com soluções saturadas, ora supersaturadas. A difusão dos íons do mineral de um cristal a outro formam uma concreção, por precipitação ao redor de um núcleo. Os cimentos sideríticos são mais proeminentes em ambientes de água doce e salobros, onde a alcalinidade é gerada em parte por redução do sulfato, mas as taxas de redução do Fe (III) são mais altas para evitar a mineralização de sulfetos. Inversamente, pirita e carbonato de cálcio são encontrados com mais frequência em sedimentos marinhos. A água se move através do sedimento inconsolidado, podendo carregar íons dissolvidos capazes de reagir com CaCO_3 . Um desses cátions é Mg^{2+} , que sob algumas condições pode reagir com calcita para formar dolomita. Coletivamente, esse processo gradualmente preenche os espaços intergranulares e aumenta ou substitui os cristais existentes, levando a litificação (Krauskopf & Bird, 1995).

2.5. CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO

A reconstrução paleogeográfica no Aptiano-Albiano é matéria controversa, tendo sido já aventados três sentidos para a ingressão marinha na Bacia do Araripe (Figura 11): a partir da Bacia de Sergipe-Alagoas (Beurlen 1971, Mabesoone & Tinoco 1973), a partir da Bacia Potiguar (Beurlen 1962, Lima 1978, Petri 1987, Machado *et al.* 1989) e a partir da Bacia do Parnaíba (Braun 1966, Beurlen & Mabesoone 1969, Medeiros 1990).

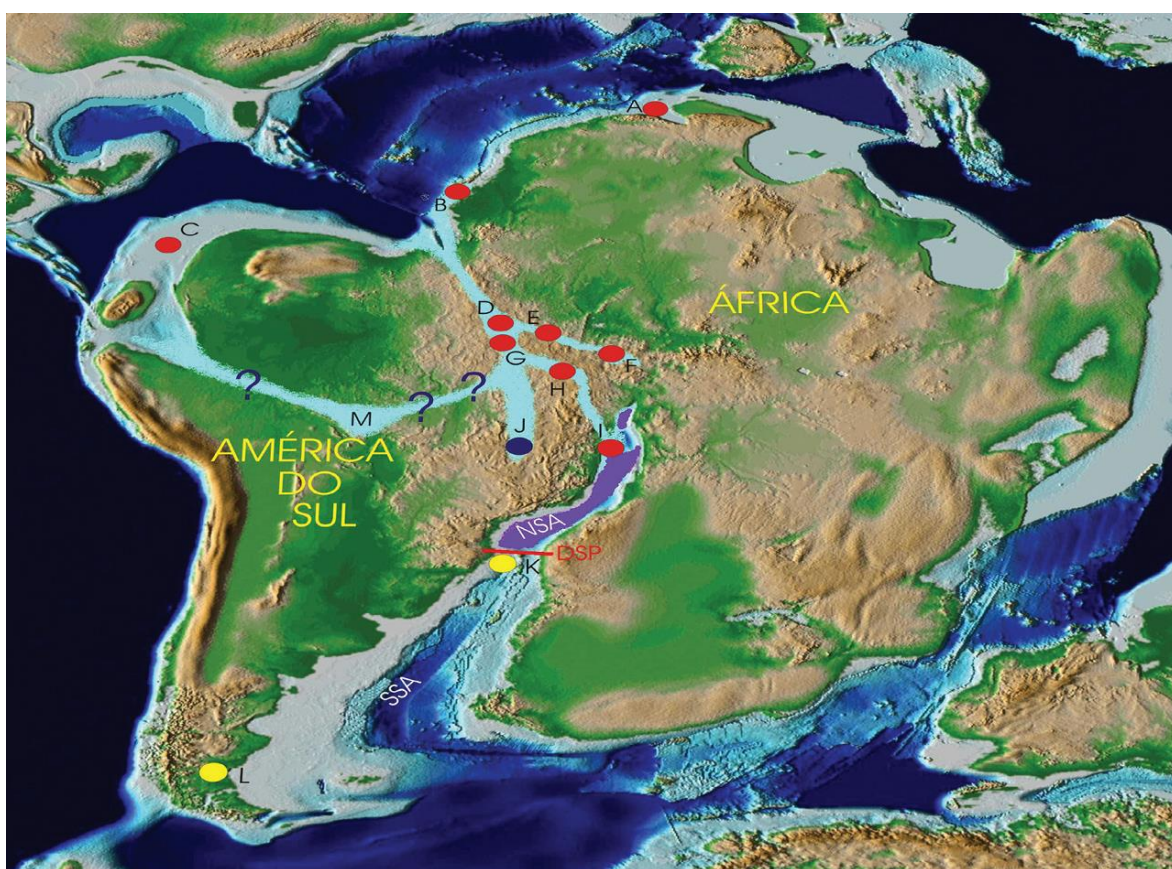


Figura 11. Mapa paleogeográfico do Aptiano, segundo a concepção de Arai (2009). As áreas em cor violeta representam as grandes bacias evaporíticas; o traço vermelho representa a barreira constituída pelo alinhamento Dorsal de São Paulo –Alto de Florianópolis (DSP); os círculos vermelhos (A – I) são as ocorrências da Ecozona de *Subtilisphaera*, sugestivas da influência tetiana; os círculos amarelos (K – L) são registros de microfitofloras tipicamente austrais. (A = Marrocos; B = Senegal; C= Bacia Maracaibo, Venezuela; D = Bacia de São Luís, Brasil; E = Bacia do Ceará; F = Bacia Potiguar; G = Bacia do Parnaíba; H = Bacia do Araripe; I = Bacia de Almada; NSA = Atlântico Sul Setentrional).

A Sequência Aptiana-Albiana registra o advento da fase pós-rifte na Bacia do Araripe, caracterizando uma bacia do tipo sinéclise interior. Sua extensão original era maior que sua atual área de ocorrência, sendo testemunho a Bacia de Socorro, na fronteira dos estados de Pernambuco e Piauí, ocorrências identificadas por Ponte (1994) nas bacias de Cedro e São José do Belmonte, e sedimentos correlatos na Serra Negra, Bacia de Tucano-Jatobá, alçados a cotas altimétricas similares às da Chapada do Araripe (Assine, 1994).

Arai (2007) utilizou o provincialismo dos dinoflagelados, que podem indicar zonas climáticas oceânicas e paleocorrentes marítimas globais, além das barreiras fisiográficas, para reconstituir a paleogeografia da Sequência Aptiana-Albiana. Os dinoflagelados desenvolvem-se preferencialmente em plataformas continentais de baixas a médias latitudes, onde fatores como disponibilidade de nutrientes, oxigenação, luminosidade, temperatura e salinidade são mais favoráveis aos seus ciclos vitais (Wall *et al.*, 1977). Além disso, são organismos termófilos, tendo sua fronteira de distribuição geográfica controlada pela isoterma latitudinal de 15–16°C, sendo mais abundantes e diversificados nas águas tropicais, mornas, do que nas temperadas (Arai, 2007). Sua produtividade é inibida em ambientes de baixa salinidade, existindo, no entanto, espécies eurihalinas tolerantes a grandes oscilações de salinidade, típica de ambientes costeiros (lagunares e estuarinos), onde as salinidades podem variar entre extremos de 4‰ a 64‰, segundo Taylor (1987). Concentram-se em profundidades entre 20 e 70 m em águas claras e nos primeiros 10 m em águas turvas, e são capazes de realizar migrações verticais importantes, segundo ritmos circadianos, mesmo em ambientes sob a forte ação das marés. Os dinoflagelados são dependentes das quantidades de nitratos e fosfatos dissolvidos, conseqüentemente a ausência destes nutrientes é um fator limitante ao seu desenvolvimento. O aporte excessivo de nutrientes por descargas fluviais e/ou ressurgências, reciclando nutrientes depositados no fundo, aumenta a probabilidade

de ocorrência de florações (*blooms*). Florações de dinoflagelados são particularmente frequentes em regiões costeiras abrigadas (baías, enseadas e golfos) de águas quentes e calmas. A decomposição subsequente de suas células provoca uma drástica diminuição no teor de O₂ na água, levando à morte diversos organismos que dependem de oxigênio dissolvido.

Arai & Coimbra (1990), estudando porção de testemunhos correspondente ao Membro Romualdo da Formação Santana, registraram a presença de ostracodes em diferentes estágios ontogenéticos, com carapaças fragmentadas e/ou deformados, além de carapaças fechadas, muito recristalizadas e deformadas; de pólenes do tipo *Classopolis*; de dinoflagelados pertencentes ao gênero *Subtilisphaera* e ao gênero *Spiniferites*; de formas juvenis de pelecípodes e gastrópodes; de matéria orgânica amorfa flocosa; de foraminíferos rotaliídeos (bentônicos); e de microforaminíferos. Estes autores observaram que a amostra mais basal analisada continha dinoflagelados em abundância, caracterizando um ambiente marinho, o que indica que o pacote abaixo do Membro Romualdo da Formação Santana já poderia ter ingressão marinha. A presença de monofauna de ostracodes com densidade elevada indicam condições desfavoráveis para estes espécimes. Além disso, a ocorrência de carapaças fechadas em diferentes estágios ontogenéticos denota evidência de morte catastrófica, que pode ter sido gerada por aumento súbito de salinidade e/ou aumento populacional de dinoflagelados que, favorecidos pela fartura de nutrientes do mar transgressivo, resultaram em florações que dizimaram a fauna, através da produção de toxina e/ou depleção repentina na quantidade de oxigênio dissolvido na água. De modo geral os autores inferem que o ambiente seria, da base para o topo, marinho hipóxico (redução da quantidade de oxigênio dissolvido na água, que corresponde à fase de mortandade em massa), marinho quase normal e mixohalino.

Utilizando a análise de paleocorrentes, Assine (1994) buscou verificar se as seqüências identificadas na Bacia do Araripe constituem o registro de bacias que ainda mantém sua identidade, ou seja, cujas formas, dimensões e faciologias atuais representam integralmente suas características originais, ou se são fragmentos ou "restos" de bacias. Em sistemas deposicionais continentais, aluviais ou lacustres, o declive topográfico controla o sentido de fluxo das águas em superfície, de forma que as paleocorrentes medidas indicam o mergulho deposicional e a paleodrenagem continental à época da sedimentação das diferentes seqüências. O autor observou que as paleocorrentes fluviais das Formações Barbalha (Bacia do Araripe) e Marizal (Bacia de Tucano norte) indicam paleodrenagem para sul-sudeste. Como os rios, em última análise, correm para o mar, o caminho mais natural para a ingressão é justamente no sentido oposto ao da paleodrenagem continental, ou seja, de sul-sudeste para norte-noroeste (Figura 12). O autor sugere que o mar teria ingressado na Bacia do Araripe através das áreas mais baixas, exatamente nos vales fluviais, proveniente da Bacia de Sergipe-Alagoas, onde os sedimentos albianos são marinhos. É sugestivo um *onlap* de leste para oeste. Tal constatação encontra suporte nas observações de Santos (1982), para quem, em direção a oeste, progressivamente estão representadas somente as unidades cada vez mais novas, sendo a seção completa da Formação Santana observada apenas a leste. Na porção oeste da bacia não ocorrem a Formação Barbalha e o Membro Crato da base da Formação Santana, caracterizando um alto na região de Araripina, apropriadamente referido como plataforma por Ponte (1992). Nesta área os sedimentos marinhos/costeiros da parte superior da Formação Santana recobrem diretamente o embasamento, materializando uma superfície de máxima transgressão à qual estão associados os níveis pelíticos com concreções carbonáticas fossilíferas. Quando a transgressão aptiano-albiana alcançou a Plataforma de Araripina, teria encontrado um relevo peneplanizado sobre rochas do

embasamento pré-cambriano/eopaleozóico, já que aí não ocorrem nem mesmo os sedimentos da Formação Cariri, originando uma extensa área em condições de supamaré onde se formaram extensas jazidas de gipsita (Santos 1982).

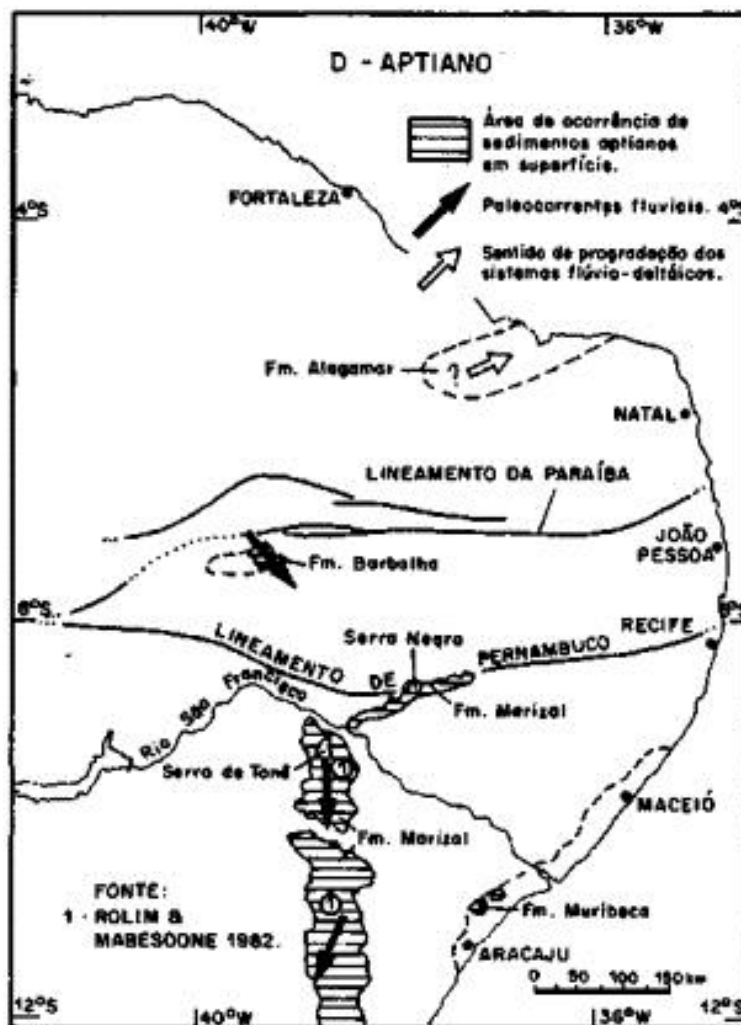


Figura 12. Paleodrenagem continental durante o Aptiano, segundo Assine (1994).

Embora o mar tenha continuado a subir durante o Albiano (Figura 13), num movimento eustático positivo que atingiu o clímax no Turoniano, na Bacia do Araripe houve um retorno às condições continentais já no Albiano médio, com a deposição dos sedimentos tipicamente

fluviais da Formação Exu (Assine 1992 e 1994, Brito Neves 1990). Nesta formação, medidas de paleocorrentes apresentaram sentidos de fluxo para oeste-sudoeste, sendo as paleocorrentes unimodais com média geral para o azimute 256° (Assine, 1994). Os rios da Formação Exu fluíam no sentido da Bacia do Parnaíba, fazendo parte da bacia hidrográfica de um paleo-rio São Francisco. Tal rearranjo na paleodrenagem continental foi interpretado como o resultado de soerguimento da Região Nordeste do Brasil a partir do Albiano médio. Tais dados caracterizam uma mudança notável em relação ao padrão das paleocorrentes dos sedimentos aptianos.

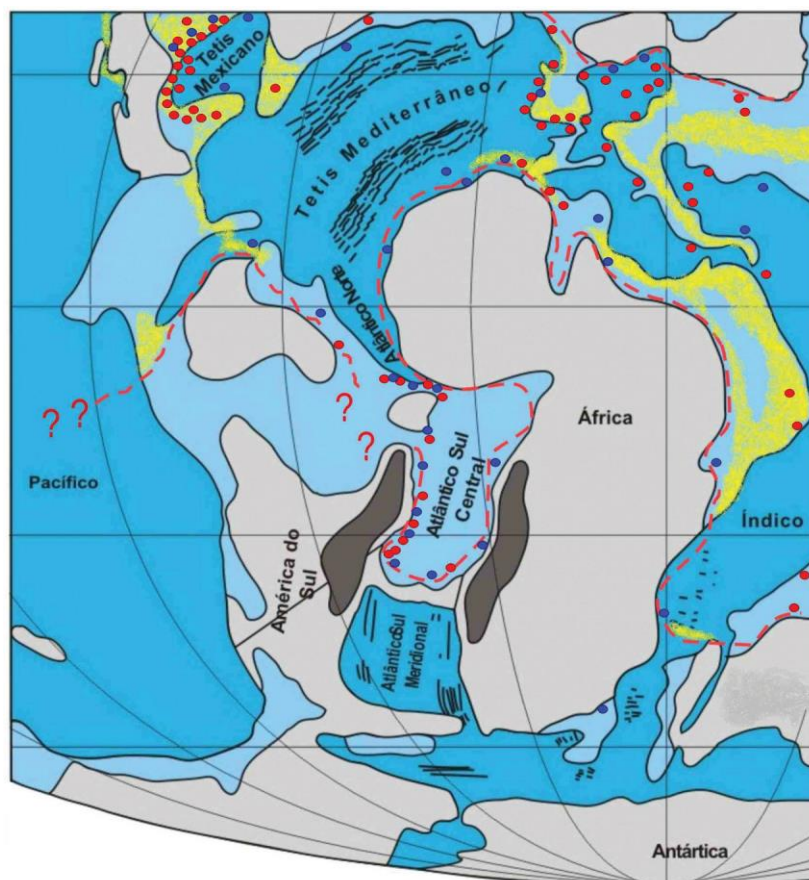


Figura 13. Mapa paleogeográfico do Eoalbio (Arai 2009). Em cor cinza, as áreas continentais emersas; em cinza escuro, as regiões montanhosas em torno do Atlântico Sul; em azul claro, os mares intracontinentais e epicontinentais; em azul escuro, os oceanos ou mares mais profundos; em amarelo, os recifes de corais com

rudistas; círculos vermelhos representam as ocorrências de pitonelídeos (Dias-Brito, 2000) e os azuis, os registros de *Favusella* spp. (Viviers, 1985); as linhas vermelhas tracejadas representam os limites do Megatétis *sensu* Dias-Brito (2000).

A distribuição geográfica de cada seqüência foi resultado da preservação apenas parcial de bacias outrora mais extensas, sendo a forma determinada por erosão ou rebaixamento em blocos baixos de falha. Portanto, a Bacia do Araripe integrava uma paleodrenagem continental que fluía para sul em direção à Bacia do Recôncavo-Tucano, mas constituía uma bacia distinta (Assine, 1994).

Arai (2009) pondera que ingressões e transgressões marinhas não tem, necessariamente, nenhuma relação com a abertura continental (= processo de formação de oceano). O autor considera ainda que, em relação à separação entre os continentes América do Sul e África, é notório que o processo tectônico evoluiu do sul para o norte (*cf.* Weijermars, 1989; Macdonald *et al.*, 2003). A conexão marinha pode se estabelecer em locais totalmente distintos daquele onde ocorre o processo tectônico, sendo determinante a combinação da subida eustática significativa com a terra emersa sem relevo acentuado. Arai (2009) sugere a hipótese de entrada de águas tetianas vindas do norte nos primórdios do Atlântico Sul setentrional, primeiramente concebida com bases paleontológicas, constituindo assim, um novo paradigma. A Ecozona de *Subtilisphaera*, definida originalmente por Regali (1989), é caracterizada pela associação com alta frequência e baixa diversidade, constituída, quase exclusivamente, por espécies pertencentes ao gênero *Subtilisphaera*. Sua ocorrência é diácrona em nível mundial, mas, no Brasil, é observada exclusivamente no Aptiano. Sua distribuição geográfica parece estar confinada entre as paleolatitudes 20° nos hemisférios Norte e Sul. Esta distribuição geográfica sugere a natureza tetiana da ecozona. Sua presença é menos acentuada nas bacias Potiguar e Sergipe, indicando a

rota de ingressão marinha via bacias de São Luís, Parnaíba e Araripe, nas quais a presença da ecozona é mais notável. Em suma, o mar transgressivo não avançaria, obrigatoriamente, por onde ocorre a abertura continental que leva à formação de oceano. Arai (2009) infere que o interior do continente pode ter sido bem maior que o cogitado, a julgar da ocorrência de fósseis marinhos da Formação Areado (Bacia Sanfranciscana). O caráter marinho de folhelhos aptianos também pode ser atestado por dados geoquímicos, como por exemplo: (1) as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Rodrigues, 1995) e $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (Rossetti *et al.*, 2004) nas camadas de gipsita/anidrita da Formação Codó da Bacia do Parnaíba, e (2) os biomarcadores marinhos da Formação Alagamar da Bacia Potiguar (Vasconcelos, 1995) e da Formação Taipus-Mirim das bacias Camamu e Almada (Lana & Roesner, 2002). Independentemente da idade da primeira ingressão marinha, não há dúvida de que foi no tempo correspondente à Palinozona *Sergipea variverrucata* que ocorreu o máximo da inundação aptiana, pois essa biozona ocorre, praticamente, em todas as bacias do Norte e Nordeste do Brasil (Arai & Shimabukuro, 2001), excetuando apenas algumas bacias interiores. Arai (2009) considera que a diferenciação paleobiogeográfica no Aptiano foi uma consequência direta da existência de barreiras físicas. A barreira constituída pelo alinhamento formado pelo Dorsal de São Paulo (Gamboa & Rabinowitz, 1981) e Alto de Florianópolis (Ojeda, 1975, *apud* Silveira e Machado, 2004) foi, provavelmente, a mais atuante dessa época, separando o Atlântico Sul em dois compartimentos distintos: o Setentrional (NSA - *Northern South Atlantic*) e o Meridional (SSA - *Southern South Atlantic*). Assim, grande diferenciação ocorreu entre a biota situada ao norte da barreira e aquela ao sul. A barreira deve ter funcionado de modo eficiente até o final do Albiano. Do final do Aptiano ao Albiano, todas as bacias da margem brasileira – exceto a margem sul (Bacia de Pelotas) – estavam sob influência maior das águas do Atlântico Central. Baseado na distribuição geográfica das ocorrências da Ecozona de *Subtilisphaera*, aliada

às outras evidências de influência marinha – e.g., evaporitos aptianos, diversos fósseis marinhos da Bacia do Araripe (Figura 14), radiolários da Formação Areado (Kattah, 1991; Dias-Brito *et al.*, 1999), dados geoquímicos das formações Codó e Alagamar – Arai (2009) postulou a hipótese de que a Transgressão Marinha Aptiana, alimentada pelas águas do Atlântico Central, teria atingido a Bacia de Santos.

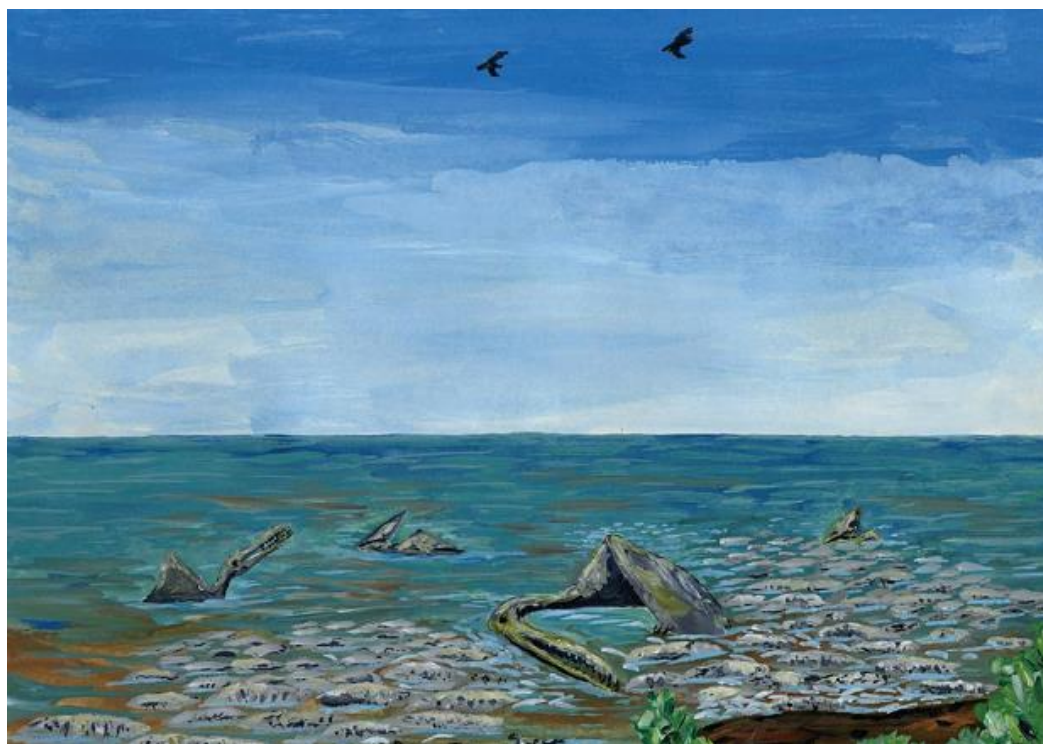


Figura 14. Reconstituição paleoambiental do “Mar Santana” no Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, na concepção de Arai (2009).

2.6. CONTEXTO PALEOECOLÓGICO

Braz (2012), estudando impressões da fitoflora angiospérmica do Membro Crato, observou que esses fósseis em sua maioria encontram-se pouco fragmentados, indicando pouco ou nenhum transporte, apresentando órgãos com conexão orgânica e alguns espécimes completos (raiz, caule, folhas e órgãos reprodutivos conectados), além do registro de sua co-evolução com

os insetos. Essas feições indicariam sedimentação rápida, o que possibilitou a preservação de formas tridimensionais e de estruturas microscópicas. A autora concluiu que, devido ao caráter continental e dulciaquícola dessas angiospermas, a deposição ocorreu em ambiente lacustre pouco profundo e com pequeno ou nenhum transporte.

Antonieto (2010) analisou amostras do Membro Crato, principalmente as camadas Ipubi, e base do Membro Romualdo, não atingindo, porém, os níveis considerados marinhos. O autor observou que associações de ostracodes no poço PS-11-CE são pobres em número de espécies, correspondendo à espécie dominante aproximadamente 97% da recuperação por amostra, o que, segundo Hudson (1990), é indicativo de paleoambientes salobros (Figura 15).

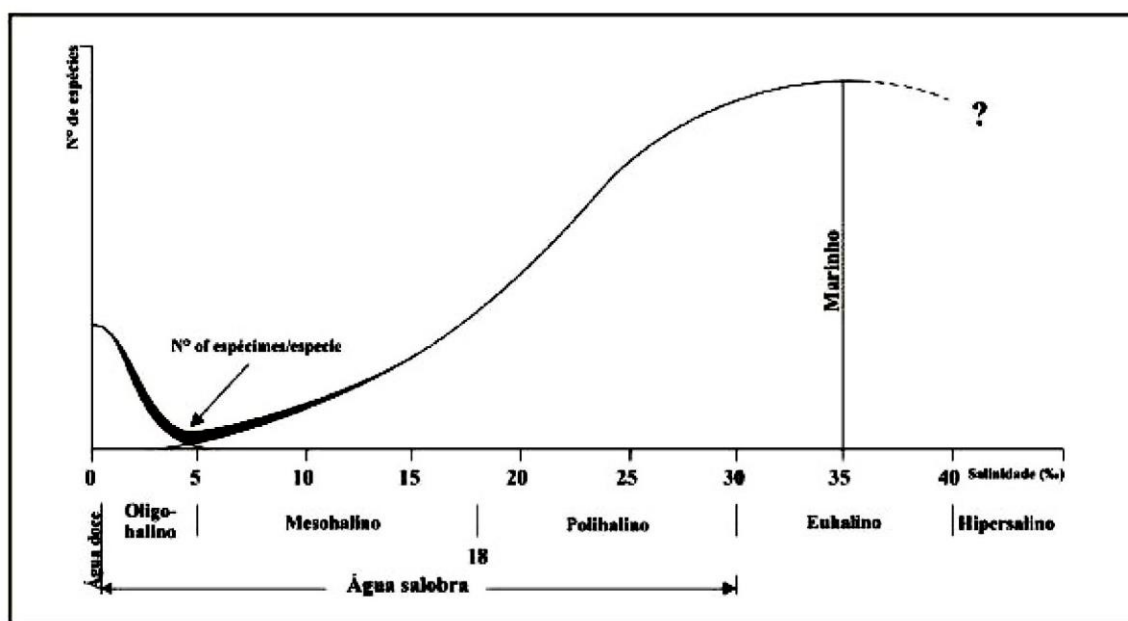


Figura 15. Intervalos de salinidade e diversidade específica. Modificado de Antonieto (2010).

A dominância de espécies do gênero *Harbinia* nas amostras é outro indicativo dessas condições salobras (Bérthou *et al.*, 1994). O gênero *Cetacella*, que também ocorre em abundância, é associado a ambientes saturados em carbonatos (El Albani, 2004). O poço PS-12-

CE apresenta padrões de dominância por amostra similares aos observados no poço PS-11-CE, e em direção ao topo, observa-se a deposição de folhelhos, bem como um pequeno aumento na diversidade de espécies, diminuição dos níveis de dominância e aparecimento de gêneros característicos de ambientes límnicos de água doce, como *Ilyocypris* (Smith & Horne, 2002). *Paracypris* é um gênero associado a águas oligo-halinas, característico de ambientes costeiros transicionais (Maddocks, 1979). Os dados dessas associações indicam paleoambientes límnicos de águas salobras ou hipersalinas. No poço PS-11-CE, a dominância de poucas espécies de gêneros tradicionalmente interpretados como de ambientes com altas concentrações salinas, como *Harbinia* e *Cetacella*, permitem a interpretação de lagos hipersalinos, possivelmente costeiros, onde espécies favorecidas pelos altos níveis de salinidade tendem a se estabelecer em grande quantidade.

Os paleoambientes seriam transicionais, segundo Antonieto (2010), compostos por lagos costeiros, em geral salobros. Períodos de maior aporte de água doce e consequente aumento no nível de base do sistema permitiriam a colonização por gêneros característicos de paleoambientes com maior influência continental. Lagunas e lagos costeiros podem ser diferenciados com base no grau de conexão com o mar. Lagunas apresentam conexão permanente com o mar, por meio de canais de ligação; nesses ambientes, predomina a mistura de águas continentais e marinhas, em regime estuarino. Lagos costeiros por sua vez não se ligam diretamente ao mar, permanecendo como ambientes de água doce durante a maior parte de seu desenvolvimento (Tomazelli & Villwock, 1991).

Segundo Arai (2009) a Ecozona de *Subtilisphaera*, definida originalmente por Regali (1989), é caracterizada pela associação com alta frequência e baixa diversidade quase exclusivamente de espécies pertencentes ao gênero *Subtilisphaera*. Sua ocorrência é diácrona em

nível mundial, mas, no Brasil, é observada exclusivamente no Aptiano. Em termos paleoecológicos, a Ecozona de *Subtilisphaera* constitui o registro fóssil de florações planctônicas (*blooms*, Figura 16), cuja ocorrência foi favorecida pela natureza epicontinental dos mares onde ocorriam (Arai *et al.*, 1994). Segundo Arai & Shimabukuro (2001), organismos relacionados ao gênero *Subtilisphaera* eram causadores de *blooms* tóxicos que ocasionavam eventos de mortandade maciça, a ponto de provocar colapso na cadeia trófica, o que explicaria a excelente preservação e a grande quantidade de fósseis que constituem a Lagerstätten da Formação Santana. Provavelmente, essas florações eram capazes de contaminar até o ar, à semelhança de *Pfesteria piscicida*, que produz aerossóis tóxicos (Arai, 2009). Este fato é sugerido pela presença na tanatocenose de animais terrestres (e.g., sapos; Kellner & Campos, 1986, Maisey, 1991; e lagartos; Bonfim Jr. & Marques, 2001) e voadores (e.g., pterossauros; Maisey, 1991, Kellner, 2006).

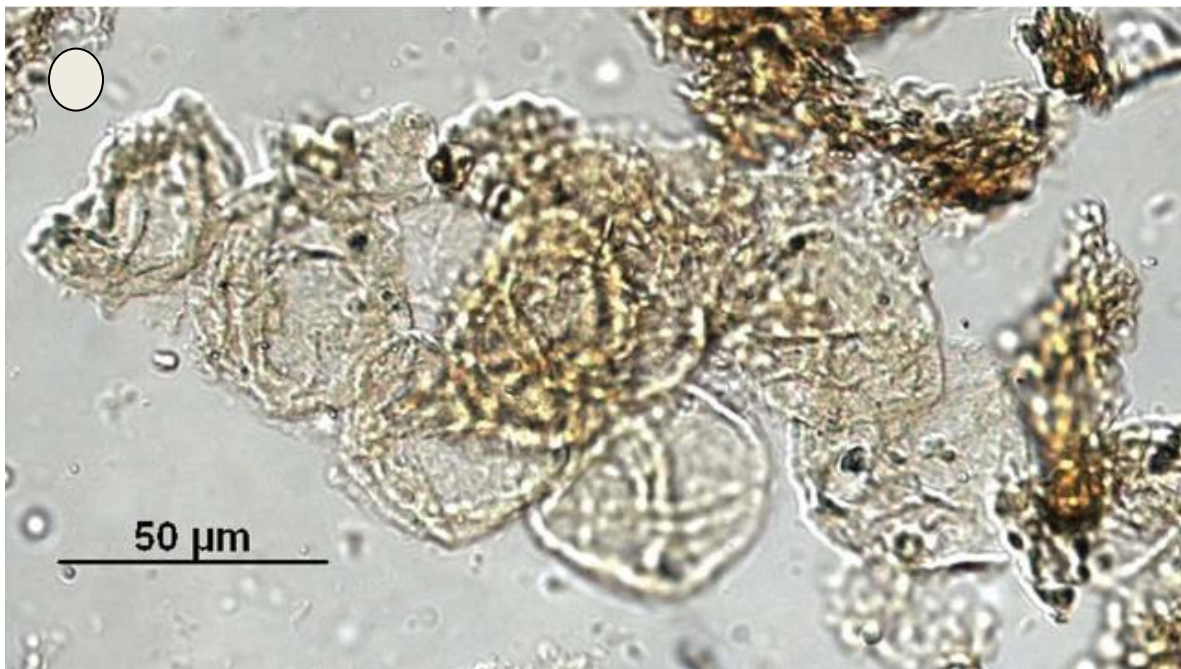


Figura 16. Floração de *Subtilisphaera* da Bacia do Araripe. Modificado de Arai (2009).

Os dados da literatura apontam para um paleoambiente, onde esta sucessão foi acumulada, sujeito a constantes mudanças na salinidade, profundidade da água, e do grau de oxigenação. As condições ambientais de estresse favoreceram o desenvolvimento de extensos tapetes microbianos, responsáveis pela precipitação da maioria dos carbonatos micríticos que auxiliaram na excepcional preservação dos fósseis encontrados no Membro Crato.

3. ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY.

19/3/2015

Chasque Webmail :: PALAEO8286: Notice of manuscript number

Assunto PALAEO8286: Notice of manuscript number
Remetente Palaeo-3 <palaeo-ee@elsevier.com>
Para <TATIANA.BARDOLA@UFRGS.BR>
Data 2014-12-05 08:22



Dear Ms. BARDOLA,

Your submission entitled "Microbial mats in the Santana Formation, a Lagerstätten in the Araripe Basin, Northeastern Brazil" has been assigned the following manuscript number: PALAEO8286, and is now forwarded to the Editor for sending out for review.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

We will contact you when there is any news about the paper.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

**Microbial mats in the Santana Formation, a *Lagerstätten* in the Araripe Basin,
Northeastern Brazil**

Tatiana Bardola¹, Karin Goldberg¹, Fábila Bobco¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves,
9500, CEP 91501-970 Porto Alegre, Brazil

ABSTRACT

Data collected in drill cores and outcrops in the Aptian-Albian succession in the Araripe Basin, NE Brazil attest to the persistent presence of microbial mats. These microbial sediments are interbedded with siliciclastic rocks that yielded CIA values typical of arid to semi-arid climate. The Crato Member was formed under a highly variable hydrologic regime (with fluctuating water depth, salinity and degree of oxygenation) in a coastal, saline lagoon. The stressful environmental conditions favored the development of extensive microbial mats, responsible for the precipitation of most laminated carbonates. The microbial origin of the carbonates is attested by a variety of microbial mat features, including growth-related features (biolaminations, domal buildups, patterns resembling *Kinneyia*) and features derived from physical mat destruction (roll-up structures, linear, incomplete fissures, and mat chips from desiccation of microbial films). The presence of microbial mats that covered the fossils with EPS was paramount for the extraordinary preservation of soft tissues.

INTRODUCTION

Environmental reconstruction can be achieved from evidence gathered on the physical properties of the fossil record (Bornmalm & Kucera, 2013) and the chemical composition of the fossil material. The difference stems from the way in which the environmental signal is reflected in the proxy parameter. Unlike geochemical proxies, fossil parameters are chiefly the result of biological processes, such as individual growth, biomineralization and population dynamics, which are inherently more difficult to link to environmental variables. It combines evaluation of uncertainty with proxy development and application for the understanding of past environmental processes (Bornmalm & Kucera, 2013).

The Aptian-Albian succession records the post-rift stage that resulted from thermal flexural subsidence in the interior Araripe Basin, northeastern Brazil. The Santana Formation is a world-class fossil *Lagerstätten*. Along the years, a lot of authors have been work on details of those fossils, but the rocks that contain that is not too much detailed. The laminated limestones of the lower Crato Member is a Cretaceous *Konservat-Lagerstätte* (Seilacher, 1970), with exceptional preservation of a huge assemblage of fossilized organisms with highly detailed features, including abundant plants (gymnosperms and angiosperms), fish, amphibians, crocodiles, lizards, pteurosaurs, insects, spiders and crustaceans with extraordinary preservation. These rocks are overlain by gypsum layers (“Ipubi Layers”, upper Crato Member). The lower Crato carbonates in the Araripe Basin are contemporaneous with the pre-salt reservoirs in the marginal Campos and Santos Basins in Eastern Brazil. A close inspection of these rocks reveals that they are mostly microbialites.

This paper presents the results of sedimentological and geochemical studies carried out in drill cores and outcrops of the Aptian-Albian succession in the Araripe Basin. Detailed sedimentological analysis of the physical properties of carbonate rocks and major-element analyses on mudrocks of the Crato Member were integrated with the record of several fossil groups, including conchostracans, ostracodes, fishes, insects, plants, vertebrates and dinoflagellates from the literature (Table 1), aiming at understanding paleoenvironmental responses and the local paleoclimate in the Aptian-Albian of the Araripe Basin.

GEOLOGICAL SETTING

The Araripe Basin, with a surface area of about 9000 km², is the most extensive interior basin in Northeastern Brazil (Figure 1). It was formed by the reactivation of Precambrian basement structures due to the propagation of tectonic events related to the rift phase in the Brazilian marginal basins (Assine, 1992; Matos, 1992; Ponte & Ponte Filho, 1996). The Aptian-Albian section, formed subsequent to the rifting process, comprises continental and marine deposits that provide a record of climatic variations taking place in this low-latitude basin. On the western margin of the basin, structural curves are densely packed together, while on the eastern part they are more scattered, suggesting an asymmetric graben with normal faults on the west and a block tilted to the west on the eastern margin (Figure 1) (Ponte & Ponte-Filho, 1996). According to Arai (2006), the Araripe Basin has a polycyclic sedimentary history, comparable to many intracratonic and marginal basins in Brazil. The main difference, however, is that the marginal basins had continuous sedimentation throughout the Cretaceous and Cenozoic due to thermal subsidence, whereas in the Araripe Basin sedimentation was abruptly interrupted at the end of the Albian-Cenomanian in response to the combination of eustatic fall and lack of subsidence (Ponte & Ponte-Filho, 1996). Therefore, the Araripe Basin does not comprise a complete basin, with

marginal portions and defined depocenters, but rather a fragmentary historical record of four basins genetically distinct, separated in time and partially overlapping in space, materialized by four unconformity-bound sequences (Assine, 1992) (Figure 2). According to Arai (2000), the global marine transgression in the Cretaceous has risen sea level to about 300 m above the present datum (Vail *et al.* 1977), allowing the development of an interior sea in Northeastern Brazil.

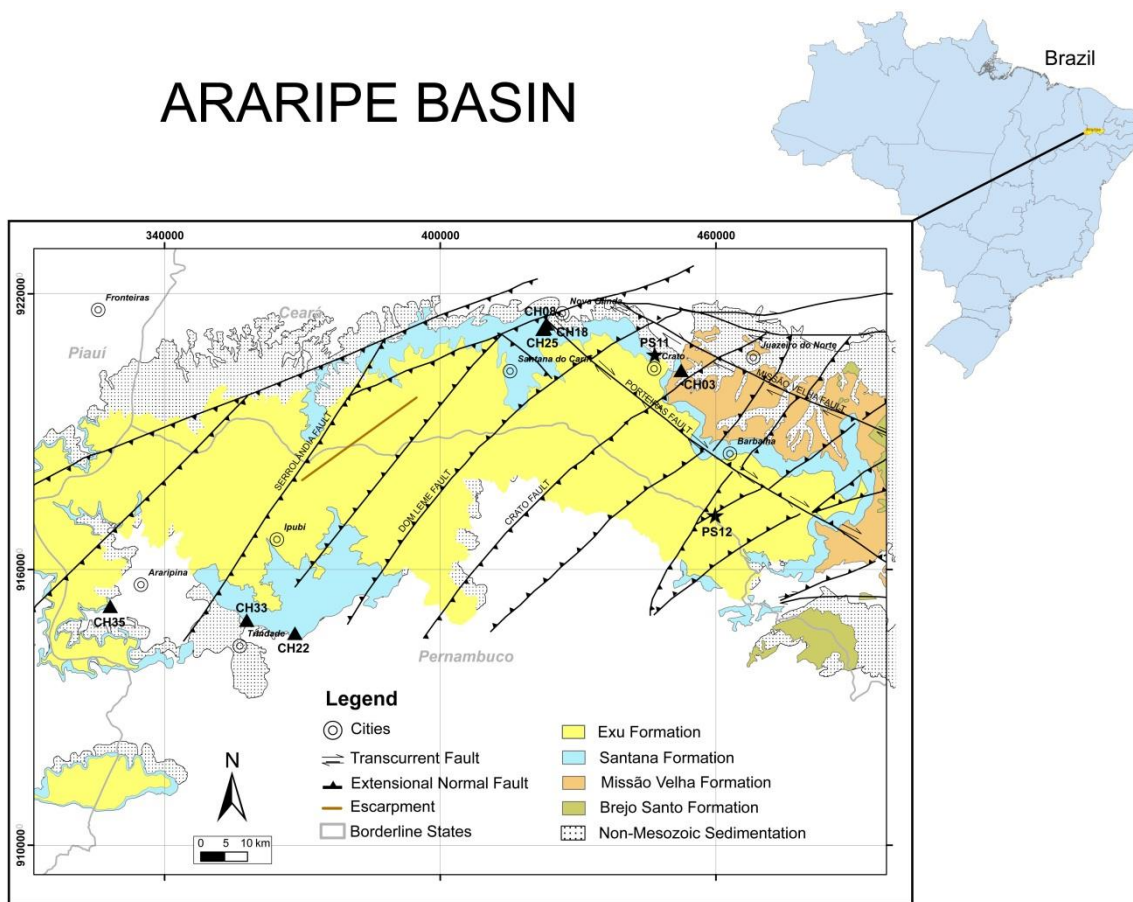


Figure 1. Map of the Araripe Basin in Northeastern Brazil, with the main stratigraphic units and structural features (based on Ponte & Ponte Filho, 1996) and the location of studied drill cores (stars) and outcrops (triangles).

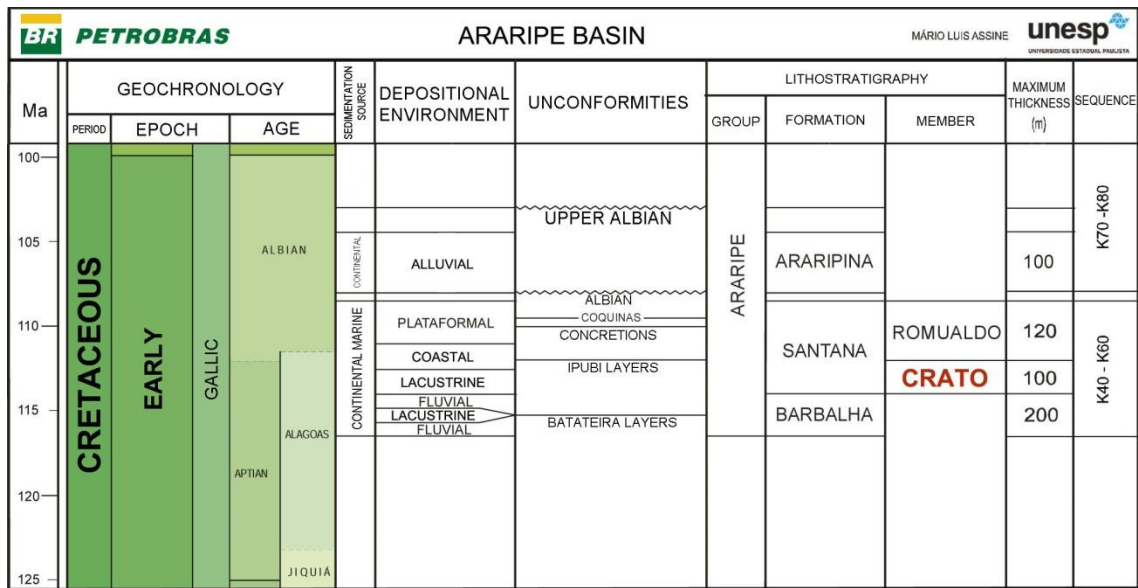


Figure 2. Stratigraphic context of the Crato Member (Santana Formation) in the stratigraphic column of the Araripe Basin (Modified from Assine, 2007).

The Crato Member (Santana Formation) overlies the fluvio-deltaic siliciclastic rocks of the Barbalha Formation (Assine, 2007). The Crato Member is composed of interbedded siliciclastic and carbonate rocks, topped by tens of meters thick evaporite lenses with shale interbeds (the “Ipubi Layers”). The evaporites are unconformably overlain by the Romualdo Member. Figure 3 displays a representative lithological log displaying the facies in the Crato Member, with the siliciclastic-evaporitic succession described above.

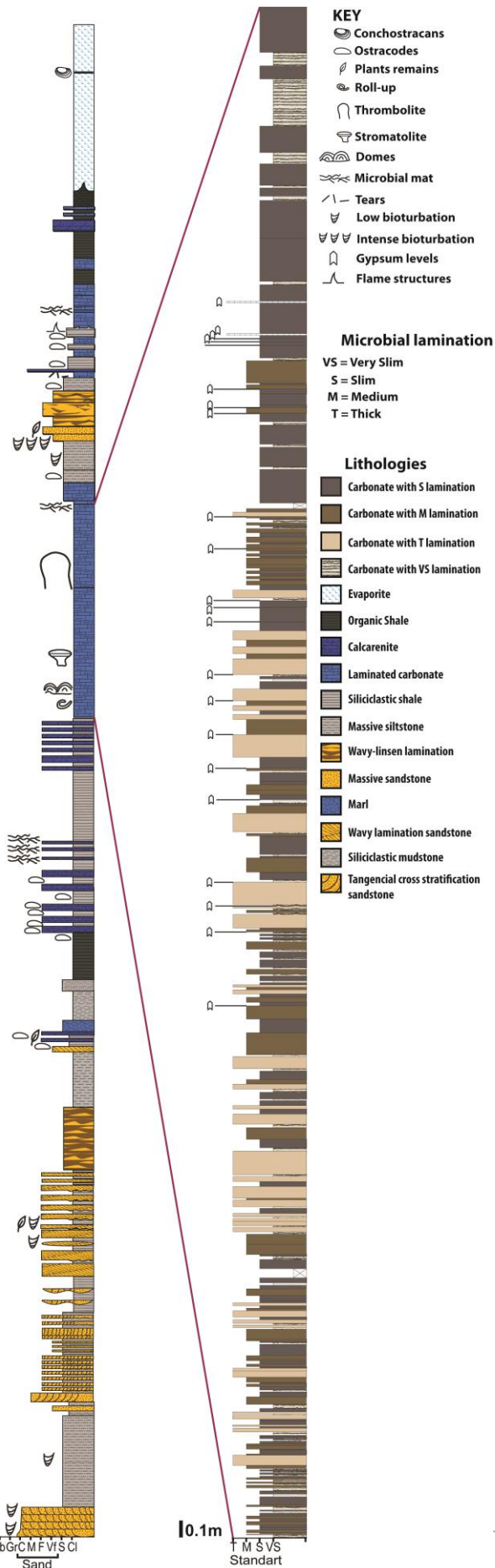


Figure 3. Composite lithological log showing the main facies of the Crato Member (Santana Formation), constructed from individual sections logged in outcrops CH 03, CH 25 and CH 22 (location in Figure 1).

METODOLOGY

This study involved the integration of data compiled from the literature, detailed sedimentological analysis in the carbonates rocks, and geochemical analysis for the calculation of the Chemical Index of Alteration in the siliciclastic rocks.

Literature Data

Data on paleoclimate parameters (humidity, salinity, temperature etc.) and paleoenvironmental indicators in the Crato Member were collected from the literature to complement and compare with the data generated in this study. A summary of these data is displayed in Table 1 and will be discussed in “Results and Discussion”.

Sedimentological Analysis

Detailed sedimentological analysis of the carbonate rocks, with identification and description of the microbial mats, was carried out in six outcrops (CH08, CH18, CH22, CH25, CH33 and CH39; Figure 1). The features were characterized and described macroscopically based on specialized literature (Riding & Awramik, 2010; Shieber *et al.*, 2007; Reitner *et al.*, 2011; Konhauser, 2007), with the aid of qualitative petrography, focusing on the external microbial features and their vertical and spatial relations with depositional environment. The statistical analysis of cyclicity in the microbial laminations is the subject of another paper (Bardola *et al.*, in prep.). Lithological logs were constructed at 1:100 scale for the six studied outcrops, and an additional, detailed (1:10 scale) logs were constructed to record the variation in laminae thickness in three outcrops (CH08, CH18 and CH25).

Chemical Index of Alteration (CIA)

The Chemical Index of Alteration (Nesbitt and Young, 1982) was proposed as a measure of the role played by chemical weathering in the production of clastic sediments. The ratio $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)) \times 100$ (where CaO^* is the calcium content of silicates) is based on the assumption that the dominant process during chemical weathering is the degradation of feldspars and the formation of clay minerals (Goldberg & Humayun, 2010). It is calculated on the basis of major element chemistry of lutites. This method has been largely applied to the study of weathering trends in ancient mudrocks and the use of CIA (molar), a proportion between alumina and alkalis plus calcium [$CIA_{molar} = Al_2O_3(molar) / (CaO^* molar + Na_2O molar + K_2O molar)$], was demonstrated as a humidity indicator for ancient muds (Goldberg & Humayun, 2010). According to these authors, the CIA (molar) of fresh feldspars (and for unweathered, non-peraluminous igneous rocks) is 1, reaches the illite value of 4 and rises towards infinity as chemical weathering progresses. CIA (molar) values smaller than 1 for clastic sediments may indicate the presence of carbonates, which must be removed by leaching the sediments with acetic acid prior to chemical analysis. A total of eight mudrock samples were collected for major-element analysis in drill cores of two wells (PS 11 and PS 12) located in the eastern Araripe Basin (Figure 1). Outcrop samples were not used because the modern weathering can alter the sediments and modify the original climatic signal. The analyzed intervals comprise siliciclastic claystones from PS-11 (at depths of 53.6 m; 58 m; 61.55 m; and 66.1 m, corresponding to the Ipubi Layers, upper Crato Member, and 87 m; 127.2m; 145.25 m, corresponding to the lower-mid Crato Member) and from PS-12 (at depth 222.8, corresponding to mid Crato Member).

RESULTS AND DISCUSSION

1. Compilation of paleoclimatic and paleoenvironmental data

Data on paleoclimate parameters (humidity, salinity, temperature etc.) and paleoenvironmental indicators collected from the literature (Table 1) provided previous information on the Crato Member.

1.1. Water chemistry (salinity and degree of oxygenation)

Based on the low diversity and high abundance of ostracodes, Do Carmo *et al.* (2008) considered that the Crato Member was deposited under restricted marine conditions. Some species of ostracodes could have occurred in a marginal paleoenvironment, such as a gulf, during the development of the proto South Atlantic ocean. Antonietto (2010), based on characteristics of the ostracode fauna and their tolerance to high salinities, inferred that deposition of the Crato Member occurred in a brackish coastal lagoon. Martill *et al.* (2007) considered that the environment had to be at least mixohaline, since pseudomorphs after halite were found in the laminated limestones, indicating wide-spread hypersalinity in some periods. The presence of marcasite overgrowths on the surface of the halite crystals prior to their dissolution or replacement attest to the presence of anoxic conditions within the sediment, though not necessarily within the water column itself (Martill *et al.*, 2007). These authors suggest that the presence of marcasite associated with halite pseudomorphs is indicative of halophilic, sulphate-reducing bacteria in the water body where the Crato Member was deposited, marcasite being probably a consequence of recrystallisation of a bacterially-generated iron monosulphide precursor. Arai (2012) found palinoforaminifers (*Rotaliina*) in the dark shales at the base of the Ipubi Layers (upper Crato Member), also found in drill cores at the same stratigraphic level

(Lima, 1978; and Rios-Neto, 2011). According Decammer (1982) and Stancliffe (1996), this type of palinoforaminifers is indicative of a marine environment, thus suggesting that there was a marine incursion at the upper Crato Member (Arai, 2012).

Martill *et al.* (2006) observed the common occurrence of Araucariacean branches and fruiting bodies in the same strata where isolated amber was found, and the occurrence of resin within a cone. They interpreted that amber clasts must have either floated into the basin, or drifted in with associated floating plant material. These plants were drought-adapted forms and hence indicated low humidity. Most resins sink in fresh water and are thus difficult to preserve, but amber is known to float in sea water, aided by its low-density composition and the presence of trapped gas bubbles (Rasnitsyn & Quicke 2002). Therefore Martill *et al.* (2005) interpreted that the water body should have had high salinity. Mohr & Ecklund (2003) described *Araripia florifera*, one of very few angiosperm remains from the Early Cretaceous preserved with leaves and flowers attached to a twig. These authors considered that the terrestrial plants are possibly of marginal marine origin.

Makarkin & Menon (2005) worked with the abundant insects, mostly represented by Orthoptera, Blattoda and Hemiptera. Neuroptera constitutes roughly 10% of the insect fauna, among which the superfamily Myrmeleontoidea is clearly dominant in the Crato Member. The fine preservation of the fossils results from the limonitic replacement, after pyrite, of organic tissues. Those authors interpreted the lower Crato Member as a calm, anoxic, deep-water lagoon/lacustrine depositional environment.

Martil *et al.* (2008) found pipe-like structures, sub-circular in planar view, with a maximum diameter of 1.35 m and a height of 2.4 m. They are massive, darker brown structures surrounded

by the laminated limestone, and were interpreted as formed by the passage of dolomitizing fluids that destroyed much of the original fabric. The fluid flux could have come from a marine source, or at least passed through Mg-rich rocks.

Viana & Neumann (2002) listed the diverse and abundant fossils, including invertebrates (ostracodes, conchostracans, insects, arachnids, bivalves and gastropods), vertebrates (actinoptergians, coelacanth, pterosaurs, turtles, crocodylians, lizards, frogs and birds), land plants (algae, gymnosperms and angiosperms), as well as ichnofossils (coprolites, tracks and stromatolites) and palynomorphs. According to these authors, Santos (1947) described the fish genus *Dastilbe* and inferred a freshwater environment for the deposition of the Crato limestones.

1.2. Climate

Senra *et al.* (2007) observed a significant number of isopteran (insect) specimens (circa 35 collected specimens) in the Santana Formation. The isopterans, with abundant cricket specimens, are indicative of a tropical climate, since they are highly dependent of rainfall in the mating stage, and any climatic change (cold, long dry periods) would interfere with their life cycle.

Based on insects of the Crato Member studied by Martins-Neto (2006), the Cretaceous climate graded from humid-seasonal (dry with torrential rainy seasons) to dry, in the Aptian throughout the Cenomanian. Baez *et al.* (2009) studied anuran remains that occur mostly as incomplete skeletons retaining some degree of three-dimensionality. Some of these specimens are fully articulated and preserve the hind limbs, which, remarkably, have kept even the delicate terminal phalanges. This completeness indicates that the remains were deposited under low-energy conditions, and that they were neither transported for a long distance nor were disturbed by scavengers. Postures in which the skeletons are preserved (crossed hind limbs, inwardly curled

digits) suggest that some of them underwent subaerial exposure before burial. Other specimens are partially articulated and less complete, and might be allochthonous with respect to the depositional site. So the environment of deposition of those fossils was interpreted as a calm water body with some level fluctuation, generated or by momentary discharge of fresh water, or by tide-level fluctuation.

1.3. Depositional environment

The Crato Member was interpreted as deposited in a relatively deep, hypersaline lagoon that probably contained anoxic bottom waters (Martill *et al.*, 2007). Some parts may have been deposited in shallower, well-oxygenated conditions, with fresh or at times brackish water, based on maturity of organic matter (Neumann *et al.*, 2003). According to those authors, the depositional site was a lagoon with a restricted connection to an epeiric sea. Evaporation rates were high and sediment input was minimal, with no autochthonous macrofauna, and microbially-dominated benthic communities. Silva & Neumann (2002) considered that the Crato Member consists of carbonate units separated both laterally and vertically by sandstones and siltstones of the Barbalha Formation at the base, and lacustrine shales and siltstones of the Romualdo Member at the top, forming a lacustrine-deltaic complex about 50-70 m thick. These authors propose that the Crato Member was initially a fluvial-deltaic and marginal lacustrine environment that evolved into a lake. Paula-Freitas & Borghi (2011) interpreted the Santana Formation as deposited in intermittent, closed lakes. However, Saraiva & Gregatti (2009) studied slabs with many species of shrimp from the Crato Member, interpreted as mass mortality events. These organisms, compared with extant forms, indicate the presence of estuarine/coastal waters, since their behavior is related to tidal and nocturnal vertical movements. This inference came from Omori (1974), who concluded in his study that the dense decapod pelagic groups are very important as a

food source for coastal marine vertebrates. Maisey (1994) reported that these shrimp were common in the diet of fish species found in the Crato Member from a study on predator-prey relationships carried out in the Araripe Basin.

Silva (1986) identified a regional unconformable surface at the upper Crato Member, along the contact between the Ipubi Layers and the overlying Romualdo Member. This horizon was recognized as a karst (at the SW) or caliche (calcrete) (at the NE) paleosurface). Karstic topography is believed to imply moist conditions, whereas calcrete formation is indicative of dry conditions (Wright, 1980). Assine (2007), however, recognized the contact between the evaporites and the Romualdo Member as a diastem, with no regional expression.

Silva (1988) interpreted the primary and diagenetic textures in the evaporites, identifying that diagenesis transformed gypsum and anhydrite into gypsum alabaster, porphyroblastic and nodular gypsum and satin spar. This author suggested the sequence of primary facies in evaporites points to the following events: (a) formation of gypsum crystals within algal mats in lacustrine marginal facies, (b) formation of anhydrite nodules in sabkha sediments (muds and sands composed predominantly of calcite, dolomite, siliciclastics, algae and pellets), (c) formation of laminar anhydrite in a subaqueous environment, (d) precipitation of columnar crystals of gypsum in a salina. Silva (1988) interpreted the upper Crato Member as formed in a lake Araripe established in the Lower Cretaceous after a period of predominantly fluvial sedimentation, probably as a result of tectonic movements. Background lacustrine sediments are represented by black shales and carbonates that pass laterally to a marginal lacustrine facies represented by algae-rich sediments (shales and carbonates). Basinal restriction was a limiting factor to the influx of river water, which, coupled with a predominantly semi-arid climate, led to high

evaporation rates and the establishment of a playa environment, where gypsum and anhydrite precipitated in saline flats (Silva 1988).

INDICATORS	PROXIES	INTERPRETATION	REFERENCE	ENVIRONMENT
Ostracode	Salinity	Restricted marine conditions, with species indicative of marginal paleoenvironments of the proto South Atlantic Ocean.	Do Carmo <i>et al.</i> , 2008	Gulf, when the proto South Atlantic ocean was already formed.
Halite pseudomorphs	Salinity	High salinity. Marcasite overgrowths on halite crystals prior to dissolution or replacement attest to anoxic conditions.	Martill <i>et al.</i> , 2007	Hypersaline and anoxic lagoon.
Amber clasts and resin in araucaracean	Humidity and Salinity	Drought-adapted forms. Amber clasts either floated into or drifted in the basin with associated floating plant material.	Martill <i>et al.</i> , 2005	Water body of elevated salinity in the lower Crato Member.
Dicotyledoneous flowers with leaves	Humidity	<i>Araucarioxylon</i> (angiosperm from the Early Cretaceous), with multiparted flowers.	Mohr & Ecklund, 2003	Terrestrial plants, possibly of marginal marine origin.
Isoptera	Humidity	Termites indicate a tropical climate (highly dependent on rainfall during mating season).	Serra <i>et al.</i> , 2007	Overall climatic tendency grading from humid to dry (with torrential rainy seasons), to dry in the Aptian through the Cenomanian.
Anuran	Humidity	Completeness indicates deposition under low-energy conditions, with no transport over long distances or disturbance by scavengers. Skeletal postures (crossed hind limbs, inwardly curved digits) suggest some subaerial exposure before burial.	Baez <i>et al.</i> , 2009	Lagoonal.
Mesochrysoptera (Insecta, Neuroptera)	Degree of oxygenation	Fine preservation of organic tissues by limonitic replacement after pyrite, suggesting deep, anoxic waters.	Makarini & Menon, 2005	Calm, anoxic, deep-water lagoon/lacustrine depositional environment in the lower Crato Member.
Insects	Humidity	Mass-mortality episodes associated with environmental stress, ecological dwarfism and alterations in the presumed life cycle (allochronic speciation). Massive presence of Heteroptera suggests location close to coastline.	Martins-Neto, 2006	Complex of lakes and rivers, occasionally interconnected, not far from the coast line. Continuous evaporation indicated by Gypsum layers, culminating in a major marine transgression (Romualdo Member).
Dolomite "pipes"	Hydrology	Pipe-like structures filled with massive and brecciated Fe-rich dolomites interpreted as due to passage of dolomitizing fluids (from a marine source, or through Mg-rich rocks).	Martill <i>et al.</i> , 2008 b	Lagoon with a restricted connection to an epicritic sea; high evaporation rates and minimal sediment input. Autochthonous macrofauna absent, with microbially-dominated benthic communities.
Facies analysis	Hydrology	Lacustrine carbonate sedimentation.	Silva & Neumann, 2002	Fluvial-deltaic and marginal lacustrine environments that evolved into an interior lake.
Facies analysis	Hydrology	Karstic topography on top of gypsum layers implies moist conditions. Calcrete layer composed of calcareous and siliceous laminae crusts is indicative of dry conditions.	Silva, 1986 a	Unconformity surface showing different expressions across the basin. Karstification on top of evaporite suggests a shift from dry evaporitic conditions to a brief, more humid interval (karst), and a return to dry climate (calcrete).
Facies analysis	Hydrology	Interbedded black shales, carbonates, and evaporites (gypsum and anhydrite) suggest variable hydrologic conditions.	Silva, 1986 b	Flooding followed by evaporation resulted in the deposition of interbedded shales and limestones, followed by lacustrine evaporites.
Facies analysis	Salinity	Background lacustrine sediments represented by black shales and carbonates pass laterally to marginal facies represented by algae-rich sediments.	Silva, 1988	Isolated basin limited river water influx, which coupled with a semi-arid climate established a high evaporation/precipitation rate, favoring an ephemeral, playa system where gypsum and anhydrite precipitated in sabkhas.
Geochemistry	Salinity	Maturity of organic matter from shales.	Neumann <i>et al.</i> , 2003	Shallow, well-oxygenated water conditions, with varying fresh and brackish water.
Fish fossil	Hydrology	Presence of fish genus <i>Dostyilia</i> (Santos, 1947) indicative of freshwater environments.	Viana & Neumann, 2002	Deposition of Crato member limestones in a freshwater lake.
Facies analysis	Hydrology	Erosional surfaces related to compressional efforts, whereas flooding surfaces are related to distensive efforts that generated accommodation space and formed lakes. Deposition of carbonate rocks associated with aridization events, resulting in the passage of intermittent lakes to closed lakes.	Paula-Freitas & Borgui, 2011	Types of intermittent and closed lake.
Ostracodes	Salinity	Dominance of the genus <i>Harbini</i> (97%), composing monospecific faunas, associated with salinity stress. High concentration of <i>Cetocel</i> , genus associated with carbonate environments in one from well PS-11-CE. Genera characteristic of freshwater environments to oligo-haline (<i>Urocypris</i> and <i>Paracypris</i>) at the top well PS-12-CE; the latter being typical of transitional environments.	Antonietto, 2010	Transitional environment (brackish coastal lagoons), with periods of increased freshwater inflow that allowed colonization by genera with greater continental influence.
Shrimp	Salinity	Slabs with many specimens indicate severe mortality in a brackish environment. Organism behavior (highly aggregated in the water column, with tidal and nocturnal vertical movements) suggest estuarine/coastal waters.	Saravia & Gregatti, 2009	Estuarine/coastal waters.
Paleontology	Salinity	Palinoforaminiifers in the dark shales below Ipubi layers point to marine conditions.	Arai, 2012	Seaway.

Table 1. Compiled paleoclimatic and paleoenvironmental data for the Crato Member. Stratigraphic units according to Assine (2007).

2. Microbial mats

Fossil microbial mats are relicts of the environment where microorganisms grew and lived, leaving only traces, therefore are ichnofossils. Trace fossils and pseudofossils are not always distinguishable straightaway. The morphology of laminated sedimentary structures, when taken alone, cannot be a reliable indicator of biogenicity. Laboratory experiments are reported that produce columnar and sometimes branched micromatolites along with wrinkle structures from the deposition of synthetic colloids in the absence of biological processes (McLoughlin *et al*, 2008).

However, in a carbonate-rich environment dominated by intrabasinal sedimentation, the morphology of lamination may provide a more reliable indication of biosedimentation. Although bacterial calcification is apparently only a byproduct of bacterial metabolic activity, largely dependent on abiotic conditions, without bacteria no CaCO_3 would precipitate in some environment where carbonate particles form. Bacteria and other microorganisms change the abiotic parameters of their environment considerably. One of the results of these changes may be the precipitation of CaCO_3 (Knorre & Krumbein, 2010).

The main contributors to organic matter are land plants with leaves, resins and highly resistant woody tissues (since early Devonian) and various groups of unicellular eukaryotic primary producers (mainly Chrysophyta, diatoms, and Dinophyta) (Demaison & Moore, 1980; Oschmann, 1988, 1990, 1994). These eukaryotes form organic (and frequently mineralized) cell walls, which are in part also very resistant. Degradation of high concentrations of organic matter

causes rapid consumption of oxygen within the upper part of the sediment or even within the water column, and excess organic matter is then degraded anaerobically (Oschmann, 2010). Microbes contribute to primary production to only a minor extent but, together with fungi, they are the main degraders responsible for the re-mineralization of organic matter (Hartgers *et al.*, 1994). The probability of preservation of microbial relicts increases with the inhospitability of the depositional environment, because more highly evolved competitors are excluded, whereas certain bacteria are well-adapted to those harsh environments (Oschmann, 2010).

Most microbialites are carbonate (e.g., aragonite, calcite, dolomite) in composition, but siliceous, phosphatic, iron, manganese, and sulfate examples also occur. The microbes in microbialites are dominantly bacteria, including cyanobacteria, together with small algae. From the perspective of biocalcification, microbialite carbonates are bio-induced (Riding, 2011). Microbial carbonates can be defined by macrofabric (Riding, 2011), and divided on many categories, such as previous works (*e.g.* Dunham, 1962; Folk, 1962; Embry & Klovan, 1971; Terra *et al.*, 2010).

The papers mentioned above deal with carbonates rocks in general, including microbial sediments, but not just microbialites. In this study there is a dominance of microbial sediments, thus we chose to follow the classification for microbial morphologies of Riding (2011). According to this classification scheme, microbialites without any lamination, or with aphanitic internal fabric, are Leiolites. Stromatolites are laminated, with thinly layered internal fabric microbialites. While these two types are distinguished by their internal fabric, Thrombolites and Dendrolites are differentiated by their outline relative to interstitial sediment (Riding, 2011). The microbial carbonate outline of Thrombolites has irregular, equidimensional clots that can elongate into branches, whereas in Dendrolites the outlines are dendritic and shrub-like. There is

a middle ground called Thrombolitic Stromatolites, which are weakly-clotted and crudely laminated internally (Riding, 2011).

The particle trapping ability of the basal parts in biofilms is a likely explanation for the formation of pillars in the microbialites (Reitner *et al.* 2010). Subunits of larger buildups, stromatoids and thromboids are accepted as microbial because they exhibit the criteria of uneven, domical or conical lamination (stromatoids) and clotted fabric (thromboids). Growing microbial mats need to be submerged (Golubic & Seong-Joo, 1999). However, they may be subaerially exposed periodically and subject to desiccation (Golubic & Seong-Joo, 1999). Microbial mats come in variety of morphologies, determined by the dominant species of cyanobacterium and environmental factors such as light, oxygen, and sulfide concentrations (Stolz, 2010). A classic example is the different mat types of the sabhka in Abu Dhabi, Persian Gulf (Golubic, 1992). Microbial mats are typically laminated and, although composition and gross morphology may vary, they share several features. Distinct layers, laminated to improve the functioning and growth of cyanobacteria are present in microbial mats. When exposed to direct sunlight at the surface, cyanobacteria in microbial mats are highly pigmented, either with carotenoids or other light attenuating substances (scytonemine) (Pierson *et al.*, 1987). Beneath the surface layer is another layer (Figure 5) in which most of oxygenic photosynthesis takes place. Beneath this layer, a transition to anoxia occurs. Microelectrode profiling has shown that the oxygen peak is in the cyanobacterial layer, reaching supersaturation at times, and that the transition to anoxic conditions can be quite rapid, extending less than a few hundreds of micra in depth (Stal *et al.*, 1985; Revsbech & Jorgensen, 1986; DeWit *et al.*, 1989). Where the iron and sulfur are abundant, the sediment is often blackened by the presence of iron sulfides (Figure 5), and a population of anoxygenic phototrophs is found. There may also be more than one layer of anoxygenic

phototrophs, as well as colorless sulfur bacteria (Stolz, 1990, 1991). Distribution of the different species of phototrophic bacteria is determined by light, oxygen, and sulfide concentrations. The layering reflects composition of both pigment and microbial species. The different layers may be compacted over a few millimeters, or may extend many centimeters in depth (Stolz, 1990; Stal *et al.*, 1985; Nicholson *et al.*, 1987).

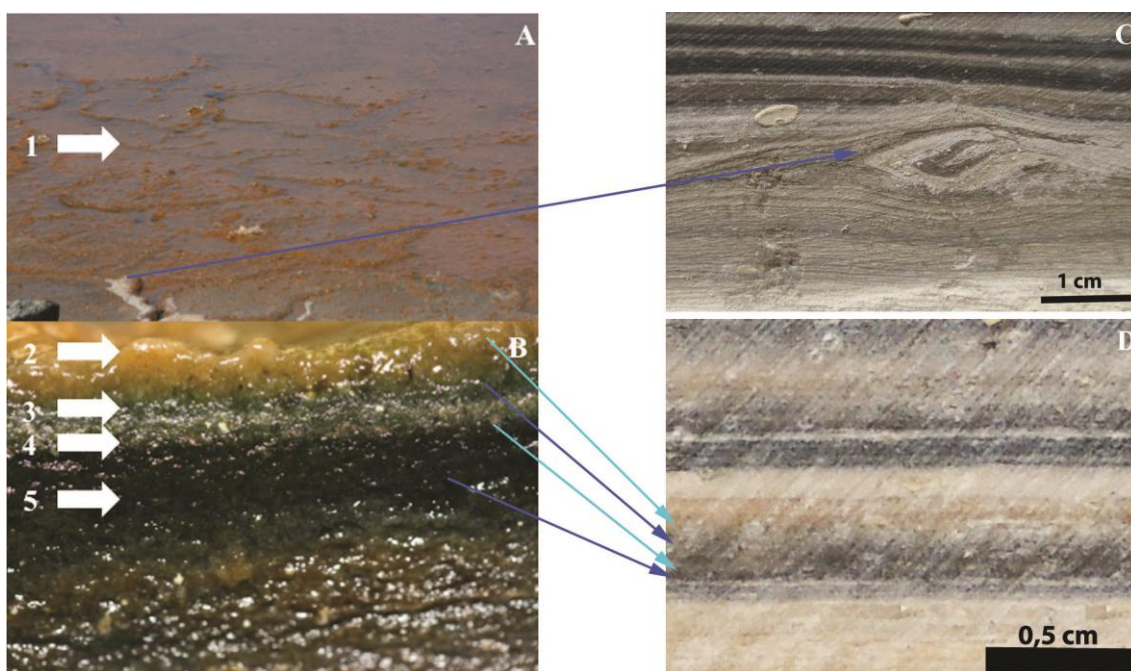


Figure 5. Comparison between a non-lithified, mature microbial mat (A and B) (from Cantrell & Duval-Pérez, 2013) and fossil microbial mats (C and D) in the Crato Member. A) Surface of the mat covered with an orange slime (EPS), with roll-up structure in the lower left; B) Cross section showing the laminated structure of mat: 1 and 2 = EPS that protects the microbial mat; 3 = first layer (0-1 mm), where oxygen is produced; 4 = second layer (1-2 mm), transition zone to anoxia; 5 = (>2 mm) zone where bacterial degradation of the accumulated organic matter depletes oxygen and/or iron and sulfur are abundant, with sediment blackened by iron sulfides. C) Fossil roll-up structure in the Crato carbonates. D) Detail of the lamination in Crato carbonates, with different colors and thickness possibly arisen from the mat structures.

The intertidal stromatolitic structures of the hypersaline Hamelin Pool, Shark Bay, Australia (Logan, 1961; Golubic, 1985), are covered by mamillate mats of the coccoid cyanobacterium

Entophysalis major, forming a coherent belt in the lower intertidal range (Golubic, 1985). Within the range of optimal water supply for this taxon, the *Entophysalis*-dominated microbial community builds and overgrows domal stromatolites of various shapes on vast flat surfaces in protected embayments, as well as transitional terrain (Golubic, 1991). Stratiform *Entophysalis* mats also occur across similar tidal ranges along the protected coasts of the Arabian Gulf (Golubic, 1992). Similar stromatolites and mats dominated by coccoid cyanobacteria have been reported in hypersaline lagoons of Baja California (Horodyski & Vonder Haar, 1975), and the Great Salt Lake (Haley, 1976). The common feature in all these occurrences is an extremely slow sedimentation and accretion rate (see Playford & Cockbain, 1976). It appears that the elevated salinity favors the persistence of coccoid cyanobacteria and prevents encroachment of algae and higher vegetation. Some examples of microbialite buildups in the Crato Member are displayed in figure 6. Figure 6A displays the planar view of polygonal bulges found in the Crato stromatolites in some places (highlighted by the black dotted line in figure 6B). These amalgamated stromatolites are similar to the ones found in Hamelin Pool, Shark Bay, Australia (Figure 6C). Prolonged periods of overstanding calm and warm seawater, alternating with shorter dry periods, may have produced these growth structures (Gerdes, 2007). Figures 6D and 6E show the conical individual structures of stromatolites. Although the external shape is similar to extant thrombolites (from Crato see figure 6F and G) from Lake Clifton, Australia (Figure 6H), which do not display internal lamination, they are in fact stromatolites due to the presence of lamination (following Seong-Joo *et al.*, 2010).

Thrombolites are particularly widespread in the geological record, occurring in very different settings from the Late Jurassic to the Early Cretaceous around the world (Leinfelder & Schmid,

2010). Pure microbialite reefs containing hardly any macroorganisms occur in deep-ramp settings and tolerate dysaerobic conditions. Framboidal pyrite may be abundant in such levels (Leinfelder *et al.*, 1993). The thrombolite-forming microbes were at least partly light-independent. Some microbialite reefs grow in aphotic settings with water depths of approximately 400 m (Dromart *et al.*, 1994). Extant microbialites are only found in restricted settings unsuitable for corallines, such as reef cavities, and hypersaline or brackish ponds (Leinfelder & Schmid, 2010). However, microbialites have one great advantage over coralline algae: they are facultatively independent of light. Figure 6F displays the largest feature found in outcrops from the Crato Member. The structure is 2.10 m high and 2 m wide (note hammer on the lower right for scale). A similar but smaller structure is shown in figure 6G, with 1.4 m high and 2.7 m wide. These structures were interpreted as fossil thrombolites, since they have internal irregular clots. It is possible that they were previously described as “dolomite pipes” (Martill *et al.*, 2008).

Therefore, the Crato Member comprises microbial structures that represent shallowing (polygonal bulges) and deepening (thrombolites) at high frequency (Gerdes, 2007; Dromart *et al.*, 1994; Pratt, 1995; Camoin, 1995; Leinfelder & Schmid, 2010). These structures will be discussed hereafter.

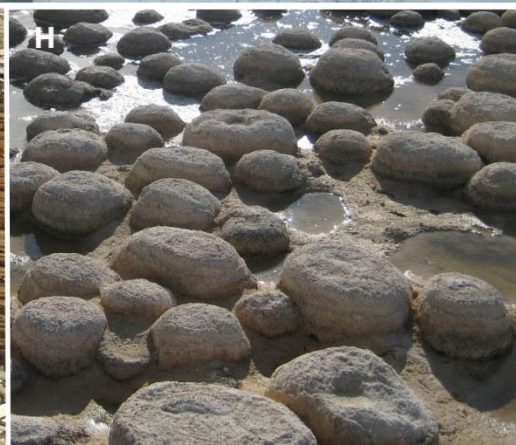


Figure 6. Macrostructures of microbialites in the Crato Member, compared with modern analogs: A) Irregular, bifurcated bulges of stromatolites, highlighted by black dotted line in B; C) Modern polygonal bulges of amalgamated stromatolites from Hamelin Pool, Shark Bay, Australia; D and E) Individual conical structures of stromatolites; F and G) Thrombolites in the Crato Member; H) Modern thrombolites from Lake Clifton, Australia.

The presence of microbialites are conspicuous throughout the carbonate beds up to the evaporites (Ipubi Layers).

Evaporite microbial sediments are depositional records of microbial life in the presence of salt. These sediments occur in systems at different depths in which evaporites accumulate, either within sediments, on the bottom of shallow bodies of brine, or due to pelagic crystal rains (Gerdes *et al.*, 2010). Similarly, organics interlayered with evaporites either may originate from the pelagic rain of plankton blooms, or from benthic in situ formation of biomass (Gerdes *et al.*, 1995). The composition of athalassic (continental) brines is usually more variable than that of thalassic (marine-derived) saline waters (Gerdes *et al.*, 1985). Various coastal evaporite settings take an intermediate position in as much as they receive water from both the sea and continental run-off (Gerdes, 2007). Microbial mats which thrive luxuriously in coastal evaporite settings are thus in contact with a great variety of dissolved ions from continental and marine sources (Gerdes, 2007). At the level of primary production, hypersaline settings are dominantly characterized by few, but highly productive, major groups. Among these are cyanobacteria, other phototrophic bacteria, diatoms and halophilic green algae. Several of these systems exhibit regular recurrence of the species *Microcoleus chthonoplastes*, *Lyngbya* sp., *Entophysalis* sp., and *Synechococcus* sp (Gerdes *et al.*, 2010). These mat-forming taxa are embedded in matrices of extracellular polymeric substances (EPS), which hold large amounts of water and thus serve as a protective mechanism against the osmotic stress that is particularly high in shallow surface

brines. The EPS also buffers extreme temperatures and light intensity. Coexistence of different morphotypes (ooids, oncoids, peloids and aggregate grains) in one and the same unit of microbial sediments reflects in situ formation (Gerdes *et al.*, 1995). In the upper Crato Member, organic shales are interlayered with gypsum. Arai (2009) demonstrated that those shales resulted from dinoflagellate blooms, thus marine in origin.

Within mat laminae, the particles (ooids, oncoids, peloids and aggregate grains that can be salt crystals) characteristically are irregularly distributed. Particle growth causes the deformation of elastic tissues of filamentous mats. In vertical sections of sabkha sequences, intrasedimentary gypsum crystals penetrate buried mats. Park (1977) stressed that evaporite minerals distort and even destroy lamination. At Gavish Sabkha and several solar salt works studied by many authors (Gavish *et al.*, 1985; Golubic, 1992; Krumbein, 1985; Friedman & Krumbein, 1985), massive evaporite crusts develop at the sedimentary surface. The protective crusts retain moisture and act as light-transferring systems. Since nutrients are also concentrated by evaporative pumping, the growth of prolific microbial mats is favored below and within the crusts. Massive gypsum often shows inclusions of vertically stratified microbial mats. Individual layers are yellow, orange, purple-red, and light and dark green, due to the distribution of different taxonomic and physiological groups (*e.g.* coccoid and filamentous cyanobacteria, phototrophic and chemo-organotrophic bacteria). In salt crusts, each single microbial layer usually is thicker than in similar sediment-supported microbial mats. This may be traced back to the ideal light channeling system of a salt crust (Gerdes *et al.* 1985). Mats at or close to the bottom of stratified brines contribute to biolaminations in subaquatic gypsum. Microbial inclusions and interlaminations in large gypsum crystals may reflect recrystallization of originally fine-grained gypsum mush during diagenesis (Gavish *et al.*, 1985). In shallow brines, *e.g.* the Gavish Sabkha lagoon,

salinities in the range of gypsum saturation (at about 14%) do not limit in situ production of biomass, and sulfate reduction proceeds as long as water is available (Gerdes, 2010). Carbonate coatings around single sulfate particles commonly indicate solution and replacement of the sulfate by microbial activity (Gerdes, 2010). Further increase in salinity, decrease in water availability, or both, leads to gypsum enrichment in microbial sediments, since microbial productivity and sulfate reduction decrease (Gerdes, 2010). In extremely hypersaline brines, large cell densities of halobacteria can change the precipitation behavior of halite (Krumbein, 1985; Lopez-Cortes *et al.* 1994). Crystals contain more and larger fluid inclusions than crystals formed in sterile salt solutions (Norton & Grant, 1988). Lopez-Cortes *et al.* (1994) found that the cells serve as templates for halite formation, resulting in a larger number of cubic crystals of smaller size than in sterile control experiments. They also observed that the proteinaceous compounds of the cell surface layers contribute to a modification of the halite crystal structure, resulting in a dendritic shape.

Halite pseudomorphs are found from the lower to the upper Crato Member (Ipubi Layers) (Figures 7A-C), as well as millimetric to centimetric gypsum layers interbedded with the laminated carbonate (Figures 7D and E). Levels with halite pseudomorphs are frequent. In some of these levels, the pseudomorphs are large (centimetric) but less numerous (like in figure 7C), whereas in other levels they occur in large numbers, with small sizes (millimetric) (Figure 7A). All the halite pseudomorphs found in the laminated carbonate are cubic, hopper-faced, and commonly surrounded by concentric circles (Figure 7C). This feature has been interpreted as resulting from crystal growth within a bacterial mat (Martill *et al.*, 2007).

The very fine lamination in the carbonate rendered it impossible to track accurately the levels where halite crystals occur. However, it is clear that they are frequent and recurrent, based on the

common occurrence of halite pseudomorphs along the lamination in slabs cut from the quarries. Gypsum laminae are also common and recurrent in the laminated carbonates. In quarries where they can be traced (e.g. CH-8), it is clear they are more frequent towards the top carbonate levels, with an average spacing of about one meter between gypsum layers at the base to about 0.5 m at the top of the quarried carbonate banks (Figure 3). Hence we can infer that salinity fluctuated a great deal during the deposition of the carbonates. Carbonate precipitation represent the least saline conditions, gypsum laminae precipitated due to recurrent salinity increases, and halite levels represent the most hypersaline conditions in the water body. The higher frequency of gypsum layers laminae towards the top, culminating with the precipitation of metric gypsum layers in the upper Crato Member (Ipubi Layers) (Figure 7F) points to increasing hypersalinity (or decreasing water availability) in the basin.

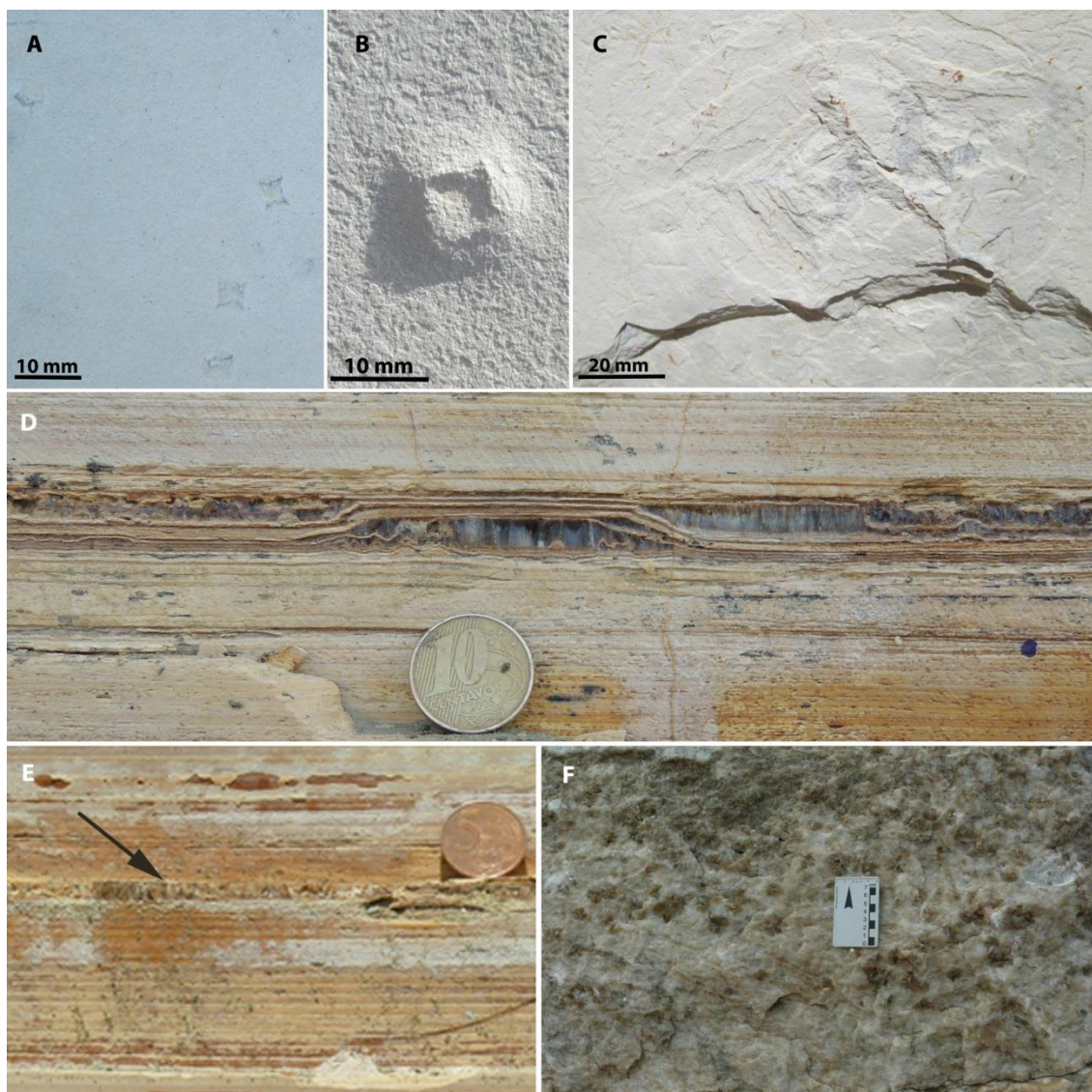


Figure 7. A) Small halite pseudomorphic crystals; B) Hopper halite crystal preserved tridimensionally in the carbonate; C) Large, hopper halite pseudomorphic crystal; D, E) Millimetric-centimetric gypsum crusts interbedded with microbial carbonate; F) Metric gypsum layer from the Upper Crato Member (Ipupi Layers).

In shallow evaporite settings, a variety of physical processes (desiccation, crystal pressure and gas upheaval) affect the sedimentary surfaces and initiate deformation (Reineck *et al.* 1990). Microbial mats embedded in the sediments act as a kind of soft tissue which effectively alters the effects of physical deformation (Reineck *et al.* 1990). Drying, tearing of mats, and upcurling of mat margins may give rise to microbial chips. In shallow surface brines, subaqueous biofilms

loosely attached to the substrate tend to scour and tear, resulting in folds, roll-up or upcurling of the lamination and tears. Other examples of mat deformation from the rock record are found in Bernier *et al.* (1991). Another reason for surface folding and doming is gas accumulation beneath surface mats. Hypersaline settings occupied by biofilms and microbial mats, and enriched in reduced sulfur compounds are known for their high potential of gas production, mainly methane (Kiene *et al.* 1986). Gas accumulation elevates the cohesive biostabilized surface that retards the escape of gas into air or water. In ephemeral surface brines, such gas domes experience changes of flooding and exposure, which in turn have a considerable influence on the microbiology and mineralogy of the area, since wetting enables microbes to form new mats and desiccation adds new gypsum crusts to the mats. Results are multi-laminated domes resembling cabbage heads. The size is related to the amount of gas produced, with gas bubbles getting “frozen” by biofilm coatings (Gerdes, 2007).

A number of structures generated by physical deformation of microbial mats were found in the Crato Member (Figure 8). The location of each structure is indicated in Figure 3. Microbial mat-related structures include crenulated surfaces typical from EPS layer of microbialites (Figure 8A), roll-up structures (Figure 8B), single tears in the mat (Figure 8C), domic structures (Figure 8D) and *Kinneyia* (Figure 8E-F).

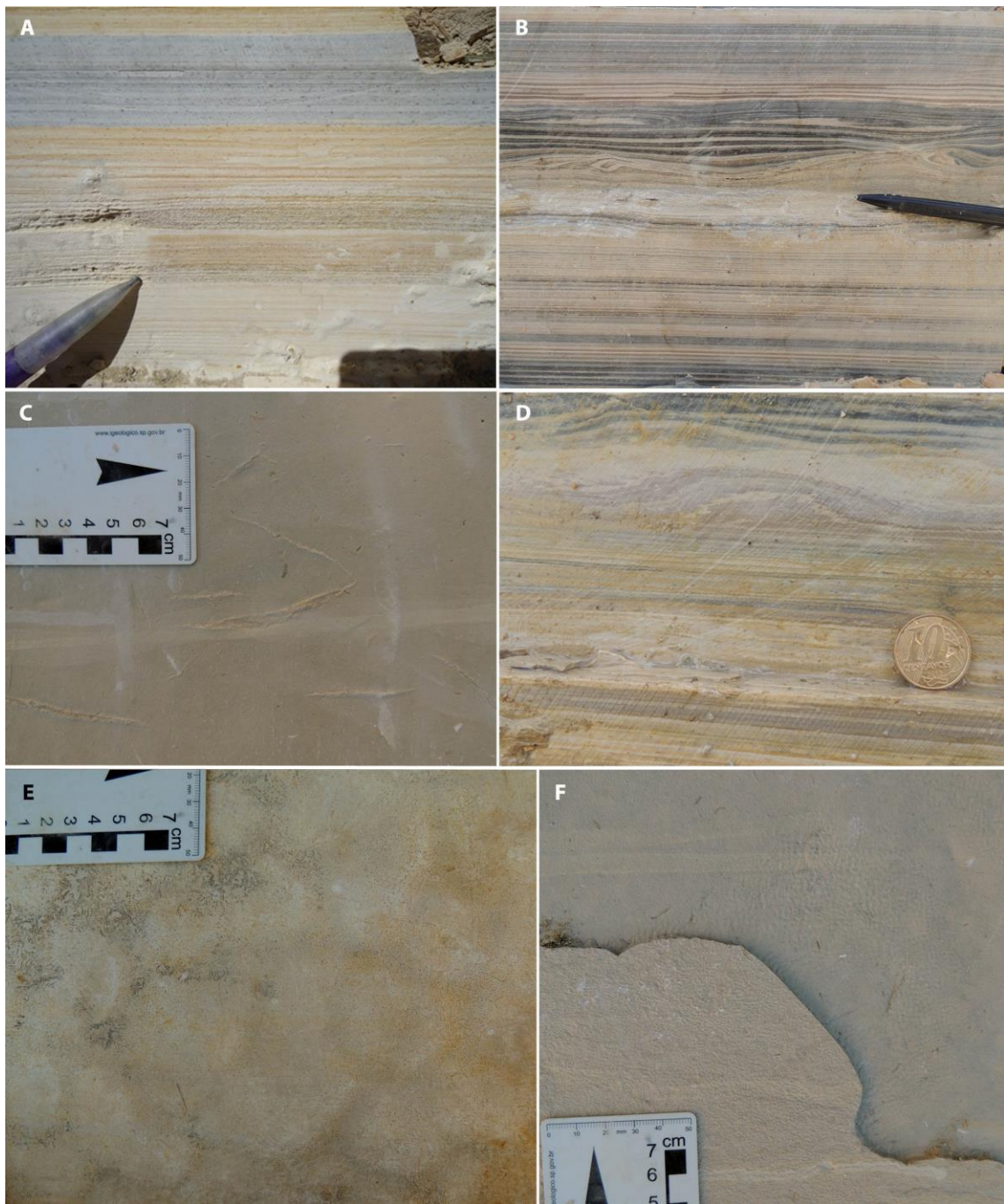


Figure 8. Macroscopic features resulting from the presence of microbial mats. A) Millimetric to sub-millimetric, crenulated lamination; B) Roll-up structures; C) Lenticular fractures interpreted as tears on the microbial mat; D) Domic structures; E and F) *Kinneyia* (“elephant skin”) structures.

Further evidence of the occurrence of biofilms in the Crato Member are provided by Pinheiro *et al.* (2012), who reported bacterial autolithification associated with preserved soft-tissue on the

cranial crest of a Tapejarid pterosaur. Under SEM analysis, the preserved soft-tissue crest showed a great number of sub-spherical to rod-shaped granular bodies, varying in size from about 0.5–11 μm (Pineiro *et al.* 2012). The morphology and organization pattern of the granules are consistent with the ones observed in modern and fossilized bacterial biofilms (Stoodley *et al.* 2002; Toporski *et al.* 2002). The granules was described and interpreted as fossilized bacteria, probably relicts of the heterotrophic prokaryotic mat that was decomposing the pterosaur carcass, suggesting that bacterial autolithification could have been of crucial importance for fossil preservation in this unique occurrence (Pineiro *et al.* 2012). Studies on fossil insects also suggest that microbial films may have contributed to early diagenetic lithification of the sediment by pyrite precipitation, preventing further decay and enabling the exceptional preservation of insects in the Crato Member (Martill *et al.* 2007; Bardola *et al.*, 2013).

3. CIA

Major-element analyses were carried out in siliciclastic mudrocks of the Crato Member, aiming at calculating the Chemical Index of Alteration (CIA molar). The obtained CIA (molar) values accorded with expectations based on sedimentological and paleontological evidence (Figure 9). Typically CIA (molar) values for sediments from arid settings cluster around 1, whereas muds deposited under tropical conditions lie above the illite value of 4 (Goldberg & Humayun, 2010). The consistent low values (< 3) in the mudrocks of the Crato Member agree with arid to semi-arid conditions.

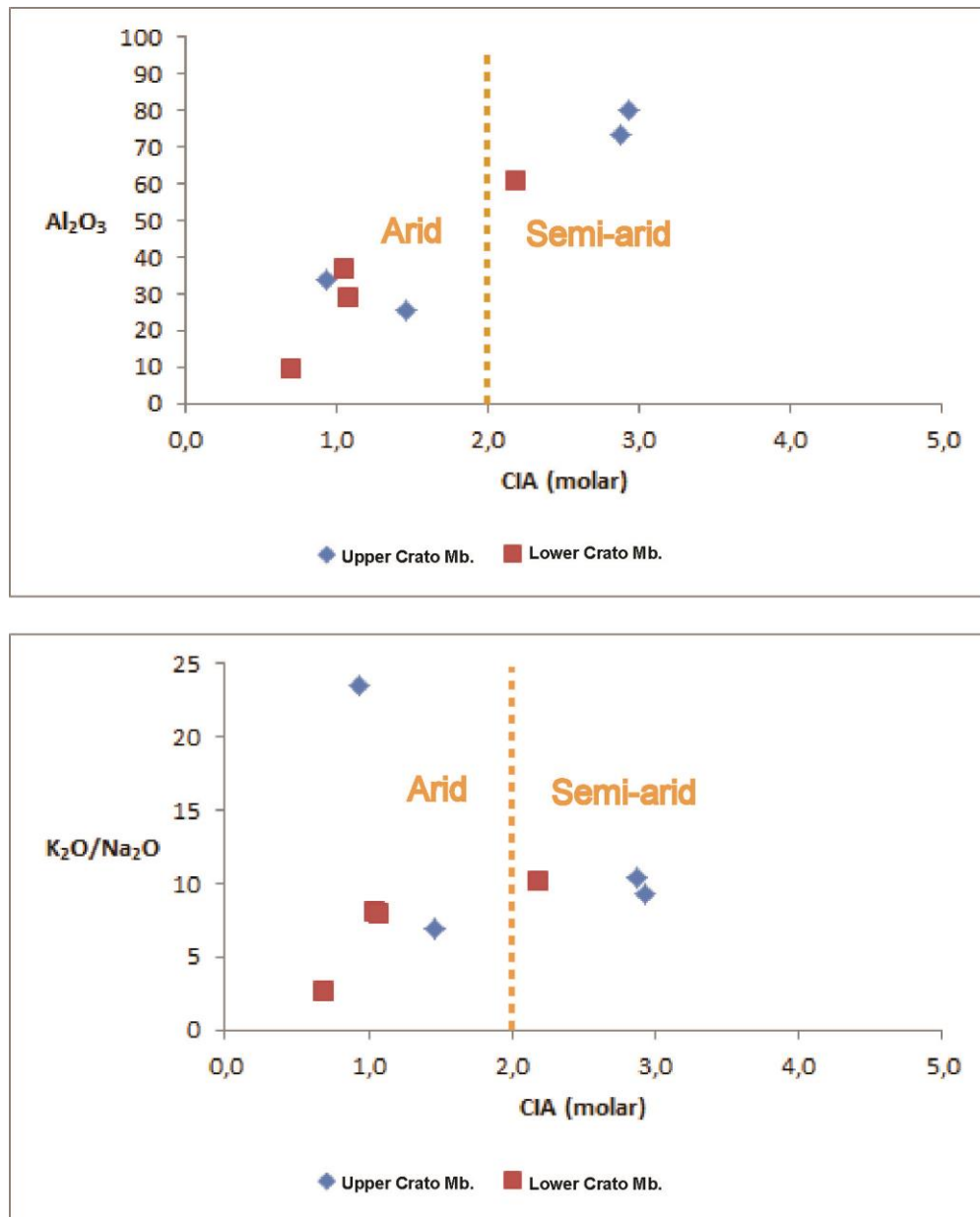


Figure 9. CIA (molar) values calculated for mudrock samples from the Crato Member, plotted against Al₂O₃ (A) and K₂O/Na₂O (B),

4. Changes in biological community

Stephens (1990) studied salinity fluctuations in the Great Salt Lake. During the period of 1900-1959, lake salinity was relatively constant, fluctuating from about 20 to 26 %. Flowers & Evans (1966), using data collected prior to 1959, reported lake biota to consist of only algae *Coccochloris elabens* Drouet and Daily (formerly known as *Polycystis packardii*, *Microcystis*

packardii and *Aphanothece utahensis*) and the cyanobacteria *Entophysalis rivularis*. The completion of the railroad causeway in 1959 resulted in the creation of two ecologically distinct lakes due to differences in salinity. In addition to osmotic stress on the organisms, the large concentrations of dissolved salts in the north part greatly decreased the ability of the water to absorb oxygen. As the salinity north of the causeway remained at about 28 % and the salinity south of the causeway declined, populations of the bacteria *Halobacterium* and *Halococcus* greatly expanded in the north part (Stephens, 1990). Changes in lake level resulted in changes in salinity of the brine, and consequently changes in the biological community of the lake. The Crato Member was considered as deposited in a hypersaline lagoon near an existing seaway (Arai, 2009). Fluctuating salinity in the Crato Member is attested by the recurrent presence of millimetric gypsum layers and halite pseudomorphs along the lamination in the carbonates (thus pointing to hypersaline conditions), interbedded with layers rich in ostracodes, fish and insects (formed during periods of decreased salinity). Some intervals point to the presence of fresh water in the basin, due to the occurrence of conchostracans in shale interbeds within decametric gypsum layers in the Upper Crato Member (Ipubi Layers). Microbial communities thrived in such stressful conditions, and represented the base of the food chain in an environment with many contrasts. It is possible that the Crato Member was deposited in a body of water with variable salinity, such as the Coorong lagoon in South Australia, a long, shallow, brackish to hypersaline lagoon more than 100 km in length, separated from the Southern Ocean by a narrow sand dune peninsula, with several little saline lakes next to it (Figure 10). Probably the Crato evaporites were not deposited in small lakes, since there is no evidence of subaerial exposure and reworking of these sediments, such as tepees and/or intraclasts.

The presence of gypsum crusts, thrombolites and stromatolites in the microbialites of the Crato Member suggests that, in addition to fluctuating salinity, the water depth was also highly variable. Deep-water conditions are inferred from the presence of thrombolites, whereas stromatolites point to the occurrence of shallower waters. Most of the microbial carbonates are laminites with crenulated lamination, suggesting that water depth was overall very shallow.



Figure 10. The Coorong Lagoon, South Australia, lies next to several hypersaline lakes (red arrows). Fresh water is brought into by rivers (purple arrows). The open sea is visible at the upper right (Photo from <http://www.enactualidad.com.archivo/post/fotos-fantasticas-escenas-de-nuestro-planeta/>).

5. Depositional model

The Crato Member was formed under a highly variable hydrologic regime (with fluctuating water depth, salinity and degree of oxygenation) that conditioned carbonate precipitation, biosedimentation and clastic influx. Evidence for fluctuating water depth arises from the presence of thrombolites and stromatolites, which indicate progressively shallower water depths. In the

Lower Crato Member, thrombolites are common, followed by “papery”, or lithographic, limestones formed in shallow, stagnant hypersaline and anoxic lagoons (Brian, 1997; Etter, 2002).

Fluctuating salinity is indicated by the recurrent alternation of gypsum laminae and halite pseudomorphs in the laminated carbonate. Fluctuating salinity was probably the joint result of varying evaporation rates and water supply. In the Upper Crato Member (Ipubi Layers) there is clear influence of marine waters, attested by the occurrence of marine palinoforaminifers (Arai, 2012). However, the occurrence of conchostracans in the centimeter-thick green shales that separate meter- to tens of meter-thick gypsum layers (Figure 11A) clearly indicates periodic inflow of fresh water into the basin. The specimens are 3.8-4.6 mm long by 3-6.1 mm across (Figure 11B). The spacing of growth lines is not uniform, suggesting that environmental conditions were not constant throughout the organism’s life cycle. Some similar conchostracans were described in the Upper Cretaceous Bauru Group, Paraná Basin (Carbonaro *et al.* 2013). *Palaeolimnadiopsis suarezi* Mezzalira has a wide geographic and stratigraphic distribution. The specimen identified by those authors is much larger than the average (~ 3.5 mm long), relatively wide and with few growth bands. The gigantism of this specimen may be related to environmental conditions that excluded potential predators and competitors, such as the presence of more saline and/or alkaline waters (Carbonaro *et al.*, 2013). The conchostracans are filter feeders or scavengers, feeding on phytoplankton, zooplankton and organic debris, including algae, bacteria, protozoa, rotifers and plant particles (Frank, 1988). According to Lahr (1997), the scarcity of fish is an advantage for conchostracans, because they often cannot escape these predators fast. The presence of conchostracans is usually related with ephemeral water bodies. The relatively uniform spacing of growth lines in the Bauru specimen suggests that

environmental conditions remained constant throughout his life, which is usually only possible in stable, large water bodies (Carbonaro *et al.*, 2013).

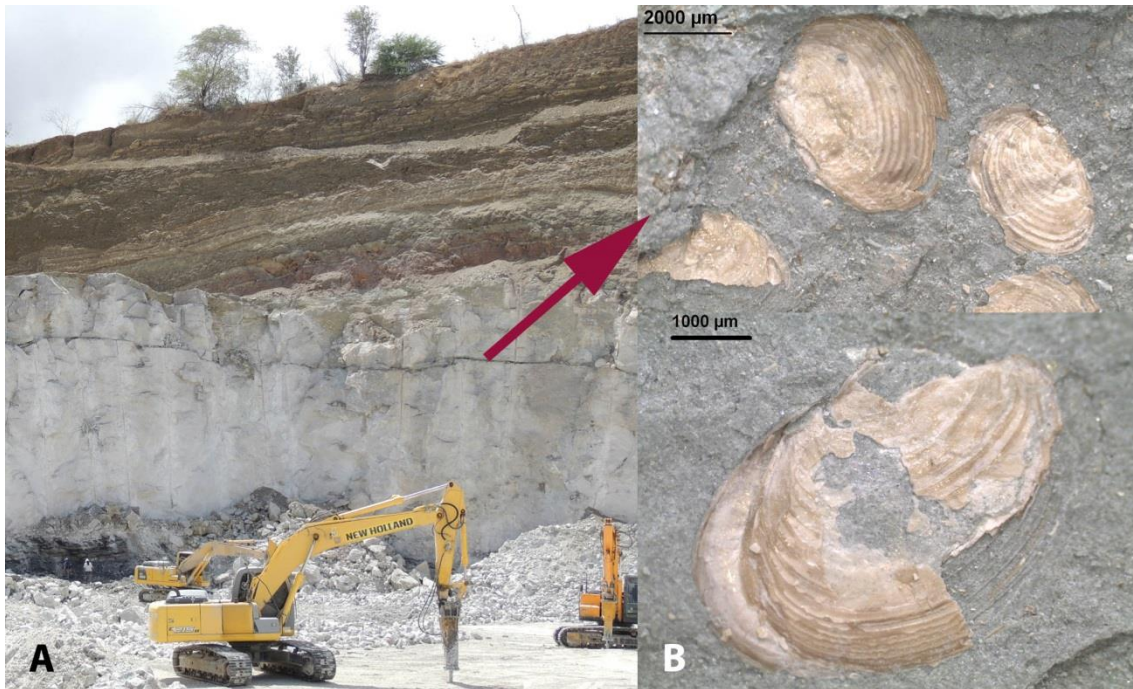


Figure 11. A) Conchostracan-bearing green shale between gypsum layers in outcrop CH-35; B) Detail of conchostracans, with well-preserved shells and growth lines.

The presence of interbedded sandstones and shales point to variations in the clastic influx and sedimentation rate during the deposition of the Crato Member. Facies distribution suggests that initially it was a lacustrine-deltaic environment (mostly closed lakes but with some episodes of open lake regime), passing to a marginal lagoon next to a seaway or gulf.

Some indicators suggest that oxygen concentration was often low. The overall absence of traction- and wave-induced structures, as well as the completeness and high degree of articulation of fossils, suggests a calm environment. The *Konservatlagerstätten*, with fossil concentrations characterized by incomplete decomposition and excellent state of preservation, are favored under low oxygen concentrations due to the absence of scavengers, bottom dwellers and aerobic

bacteria. The presence of halophilic, sulphate-reducing bacteria in the Crato Member is inferred from marcasite associated with halite pseudomorphs (Martill *et al.*, 2007).

Therefore, it appears that the extraordinary preservation of soft tissues in the Crato Member results from a combination of hypersalinity, low oxygen concentration, and the presence of microbial mats that covered the fossils with EPS, retaining a wealth of stunning details.

In summary, the mixed evaporite-siliciclastic deposits in the Crato Member record different moments in the evolution of this unit. Under increasing salinity and decreasing oxygen concentration, microbial mats thrived and dominated the environment, leading to the precipitation of microbial carbonates and sulfates, and even halite. High primary production is associated with hypersaline settings. Organic matter derived either from plankton blooms or from benthic formation of biomass. The organic-rich shales interbedded with evaporites (dominantly at the Upper Crato Member, or Ipubi Layers) represent cycles of “feast and famine” (Warren 2006). In other words, saline-associated organic matter was not produced at a constant rate. Rather, it was probably produced as pulses by a halotolerant communities responding to relatively short periods, when environmental stress near or at the surface was lowered and nutrient levels were higher. This happens in any layered brine lake or epeiric seaway when an upper, less saline water mass forms atop nutrient-rich brines, or in wet mudflats when pore waters freshen in and atop the uppermost few millimetres of a microbial mat (Warren, 2006). The resulting bloom (a time of “feasting”) by halotolerant algal, bacterial and archaeal photosynthesizers is a time of exponential growth, characterized by very high levels of organic productivity. In stratified brine columns, the typical producers are planktonic algal or cyanobacterial communities inhabiting the upper water mass (Warren, 2006). Short pulses of extremely high productivity in turn create a high volume of organic detritus settling through the water column and/or building up in benthic microbial mats.

Then, with the end of the freshening event, the ongoing intense aridity that characterizes all evaporitic settings results in rapidly increasing salinities, temperatures and osmotic stresses in the previously freshened water mass, first leading to a slowing of growth, followed by a time of mass die-off in the once flourishing community, hence called “famine” (Warren, 2006). The “feast” phase is thus a time of very high biomass productivity, whereas the “famine” phase is the time of lowest biomass activity.

Under lower salinity, conchostracans, fishes, insects and ostracodes developed fast. The intense influx of fresh water from rivers lowered the salinity and brought in clastic sediments that built deltas into the water bodies.

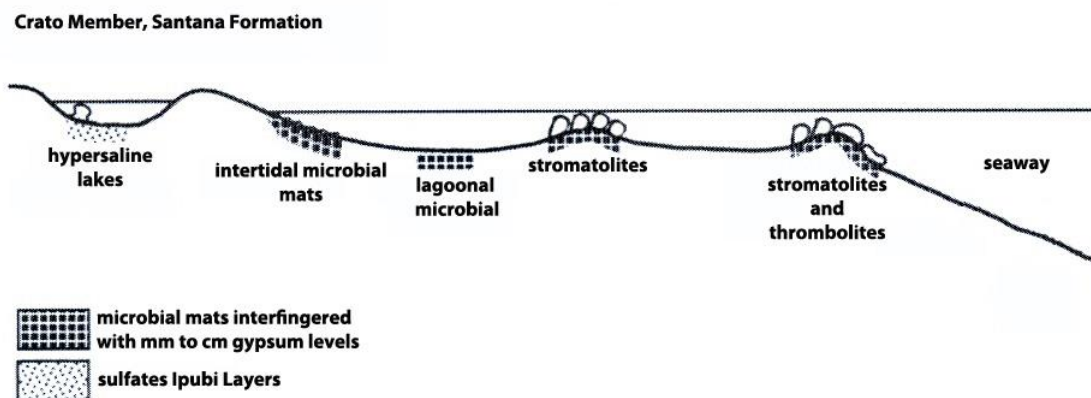


Figure 12. Lateral variations of microbial buildups in the Crato Member. Modified from Leinfelder & Schmid (2010).

CONCLUSIONS

The integration of paleoclimatic data compiled from the literature, sedimentological analysis of laminated carbonates and chemical analysis in the mudrocks for calculation of the CIA molar in the Crato Member allowed to conclude that:

- 1) The paleoenvironment where this succession accumulated was subject to constant shifts in salinity, water depth, and degree of oxygenation;
- 2) The temperature and evaporation rates were continuously high, defining a semi-arid to arid climate (possibly highly seasonal);
- 3) The stressful environmental conditions favored the development of extensive microbial mats, responsible for the precipitation of most micritic carbonates;
- 4) The microbial origin of laminated carbonates is attested by a variety of microbial mat features, including growth-related features, such as biolaminations (even, millimetric as well as wavy-crinkly laminations), domal buildups (isolated, small stromatolitic and thrombolitic domes), patterns resembling *Kinneyia* (irregular mosaic-pattern of flat-topped microrippled crests), features derived from physical mat destruction, such as roll-up structures (overfolded mat and “jelly rolls”), tears in the mat (superficial, unusual crack morphologies with linear, incomplete fissures, and mat chips from desiccation of microbial films). These features are associated with different settings in the water body (Figure 12);
- 5) Most of the carbonate rocks are mudstones with crenulated clay films, but different carbonate particles may coexist in the microbial mats, including peloids, oncoids and carbonate lumps;
- 6) Hopper-faced halite pseudomorphs precipitated in the biolaminites are conspicuously enveloped by concentric circles (“bubble wrap”), interpreted as a result of collapse or tearing of microbial mat caused by crystal growth;

7) The microbial laminites are interbedded with recurrent mm-cm gypsum layers and show no evidence of desiccation; therefore most microbialites were probably formed in the photic zone of relatively deep, saline water.

REFERENCES

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. Universidade de Brasília.

Arai, M., 2006. Chapadas: relict of mid-Cretaceous interior seas in Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 432-434, 2000. ARAI, M., 2009. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do. *Geociências (São Paulo)*, v. 25, p. 7-15, 2006.

Arai, M., 2009. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 17, p. 331-351, 2009.

Arai, M., 2012. Evidência micropaleontológica da ingressão marinha aptiana (pré-evaporítica) na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In: 46. Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. *Anais/Proceedings*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2012.

Assine, M. L., 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22, p. 289-300, 1992.

Assine, M. L., 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, p. 223-232, 1994.

Assine, M. L., 2007. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da PETROBRAS (Impresso), v. 15, p. 371-389, 2007.

Baez, 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: 829:846.

Bardola, T.P.; Goldberg, K.; Scherer, C.; Bobco, F.; Lyra, D., 2013. Tapetes microbiais do Membro Crato na Formação Santana e a excelente preservação fóssil. PALEO NE 2013. In: Boletim Informativo da SBP 29 (67):74. ISSN 1807-2550. Available: <http://www.sbpbrasil.org/pt/paleontologia-em-destaque/n.67>.

Bernier, P.; Gaillard, C.; Gall, J.C.; Barale, G.; Bourseau, J.P.; Buffetaut, E.; Wens, S., 1991. Morphogenetic impact of microbial mats on surface structures of Kimmeridgian micritic limestones (Cerin, France). *Sedimentology*, 38:127-136.

Bornmalm, L.; Kucera, M., 2013. Quantification of past environmental and biological processes by analysis of physical properties of fossils and fossil assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 391 (2013) 1.

Brian J. Witzke and Bill J. Bunker, 1997. Sedimentation and stratigraphic architecture of a Middle Devonian (late Givetian) transgressive-regressive carbonate-evaporite cycle, Coralville Formation, Iowa area, *Paleozoic Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, and Biogeography Geological Society of America Special Paper 321*, pages 67-88.

Camoin, G.F., 1995. Nature and origin of Late Cretaceous mud-mounds, north Africa. In: Monty CLV, Bosence DWJ, Bridges PH, Pratt BR (eds) Carbonate mud-mounds: their origin and evolution. Spec.Publ.Int.Assoc.Sediment., 23: 385-400.

Carbonaro, F.A., Rohn, R., Ghilardi, R.P., 2013. Conchostráceos *Palaeolimnadiopsis* (Spinicaudata, Crustacea) do Grupo Bauru (Cretáceo Superior, Bacia Bauru): taxonomia, paleoecologia e paleobiogeografia. Revista Brasileira de Paleontologia 16(2):283-296.

Decammer, H., 1982. Étude palynoplantologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France. Ann.Soc.Géol.Nord, CI, p.161-176.

Demaison, G.J. & Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. AAPG Bulletin, v. 64, p. 1179-1209.

DeWit, R.; Jonkers, H.M.; Van den Ende, F.P.; Van Gemerden, H., 1989. In situ fluctuations of oxygen and sulfide in marine microbial sediment ecosystems. Neth.J.Sea Res., 23:271-281.

Do Carmo, D.A.; Whatley, R; Neto, J.V.Q.; Coimbra, J.C., 2008. On the validity of two lower cretaceous non-marine Ostracode genera: biostratigraphic and paleogeographic implications. Journal of Palaeontology, 82(4):790-799.

Dromart, G.; Gaillard, C.; Jansa, L.F., 1994. Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of western Tethys. In: Bertrand-Sarfati, J.; Monty, C. (eds) Phanerozoic stromatolites II. Kluwer, Dordrecht, pp, 295-318.

Dunham, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). Classification of carbonate rocks. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 108-122, 1962.

Embry, A. F. & Klovan, J. E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v.19, p. 730-781.

Etter, W., 2002. Solnhofen: Plattenkalk Preservation with Archaeopteryx, Chapter 18 of *Exceptional Fossil Preservation: A Unique View of the Evolution of Marine Life*; Columbia University Press; pages 327-350.

Flowers, S. & Evans, F.R., 1966. The flora and fauna of the Great Salt Lake region, Utah. In H. Boyko, (ed.), *Salinity and Aridity*. W. Junk, the Hague. P. 367-393.

Folk, R. L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. In Ham, W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks*: Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 62-85, 1962.

Frank, P.W. 1988. Conchostraca. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62:399-403.

Friedman, G.M. & Krumbein, W.E. 1985. Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha. *Ecological studies* 53. Springer, Berlin Heidelberg New York, 497p.

Gavish, E.; Krumbein, W.E.; Halevy, J., 1985. Geomorphology, mineralogy and groundwater geochemistry as factors of the hydrodynamic system of the Gavish Sabkha. In: Friedman GM, Krumbein WE (eds) *Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha*. *Ecological studies* 53. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 186-217.

Gerdes, G.; Krumbein, W.E.; Holtkamp, E.M., 1985. Salinity and water activity related zonation of microbial communities and potential stromatolites of the Gavish Sabkha. In: Friedman GM,

Krumbein WE (eds) Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha. Ecological studies 53. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 238-266.

Gerdes, G.; Dunajtschik-Piewak, K.; Riege, H.; Taher, A.G.; Krumbein, W.E.; Reineck, H.E., 1995. Structural diversity of biogenic carbonate particles in microbial mats. *Sedimentology*, 41:1273-1294.

Gerdes,G.; Krumbein, W.E.; Noffke, N., 2010. Evaporite microbial sediments. In: Riding RE & Awramik SM (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 196-208.

Gerdes, G., 2007. Structures left by modern microbial mats in their host sediments. In: Schieber J, Bose PK, Eriksson, PG, Banerjee, S, Sarkar, S, Altermann W, Catuneau O, *Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record*. Elsevier, pp, 5-38.

Goldberg, K. & Humayun, M., 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293 (2010) 175–183.

Golubic, S. and Seong-Joo, L., 1999. Early cyanobacteria fossil record: preservation, palaeoenvironments and identification. *European Journal of Phycology*, 34:339 –348.

Golubic, S., 1985. Microbial mats and modern stromatolites in Shark Bay, Western Australia. In: Caldwell DE, Brierley JA, Brierley CL (eds) *Planetary ecology*. Van Nostrand Reinhold, New York, pp, 3-16.

Golubic, S., 1991. Modern stromatolites – a review. In: Riding R (ed) *Calcareous algae and stromatolites*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp, 541-561.

Golubic,S., 1992. Microbial mats of Abu Dhabi. In: Margulis, L.; Olendzenski, L. (eds) Environmental evolution, MIT Press, Cambridge, MA, pp.103-130.

Haley, R.B, 1976. Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. In: Walter MR (ed) Stromatolites, developments in sedimentology, voll 20. Elsevier, Amsterdam, pp, 435-445.

Hartgers, A.; Sinninghe, D.J.S.; Requejo, A.G.; Allan, J.; Hayes, J.M.; de Leeuw J.W., 1994. Evidence for only minor contributions from bacteria to sedimentary organic carbon. Nature, 369: 224-226.

Horodyski, R.J. & Vonder Haar, S.P., 1975. Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormoma (Baja, California) Mexico. J.Sed.Petrol., 45:894-906.

Kiene, R.P.; Oremland, R.S.; Catena, A.; Miller, L.G.; Capone, D., 1986. Metabolism of reduced methylated sulfur compounds by anaerobic sediments and a pure culture of an estuarine methanogen. Appl.Environ.Microbiol., 52:1037-1045.

Knorre, H.V. & Krumbein,W.E., 2010. Bacterial calcification. In: Riding RE & Awramik SM (eds) Microbial Sediments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 25-31.

Konhauser, K., 2007. Introduction to geomicrobiology. Blackwell Science Ltd. ISBN 13:978-0-632-05454-1. 579p.

Krumbein, W.E., 1985. Applied and economic aspects of sabkha systems – genesis of salt, ore and hydrocarbon deposits and biotechnology. In: Friedman GM, Krumbein WE (eds) Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha. Ecological studies 53. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 426-436.

Lahr, J. 1997. Ecotoxicology of Organisms Adapted to Life in Temporary Freshwater Ponds in Arid and Semi-Arid Regions. *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*, 32:50-57.

Leinfelder, R.R. & Schmid, D.U., 2010. Mesozoic reefal thrombolites and others microbolites. In: Riding RE & Awramik SM (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 289-294.

Leinfelder, R.R.; Nose, M.; Schmid, D.U.; Werner, W., 1993. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29:195-230.

Lima, M.R., 1978. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)*. 1978. 337f.; 27 estampas. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo.

Logan, B.W., 1961. Cryptozoan and associate stromatolites from the Recent of Shark Bay, Western Australia. *J.Geol.*, 69:517-533.

Lopez-Cortes, A. ; Ochoa, J.L. ; Vazquez-Duhalt, R., 1994. Participation of halobacteria in Crystal formation and the crystallization rate of NaCl. *Geomicrobiol.J.*, 12:69-80.

Makarkin, V.N. & Menon, F., 2005. New species of the Mesochrysopidae (Insecta, Neuroptera) from the Crato Formation of Brazil (Lower Cretaceous), with taxonomic treatment of the family. *Cretaceous Research*, 26: 801-812.

Martill, D.M., Loveridge, R.F. and Heimhofer, U., 2008. Dolomite pipes in the Crato formation fossil Lagerstätten (Lower Cretaceous, Aptian), of northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 29:78–86.

Martill, D.M., Loveridge, R.F., Andrade, J.A.F.G., Herzog Cardoso, A., 2006. An unusual occurrence of amber in laminated limestones: the Crato Formation Lagerstätten (Early Cretaceous) of Brazil. *Palaeontology*, 48: 1399-1408.

Martill, D.M., Loveridge, R.F. & Heimhofer, U., 2007. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, Northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, 28: 613–620.

Martins-Neto, R.G., 2006. Insetos fósseis como bioindicadores em depósitos sedimentares: um estudo de caso para o Cretáceo da Bacia do Araripe (Brasil). *Revista Brasileira de Zoociências*, 8(2): 155-183.

Matos, R. M. D., 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, Washington, DC., v. 11, n. 4, p. 766-791.

Maisey, J.G. 1994. Predator-prey relationships and the trophic level reconstitution in a fossil fish community. *Environmental Biology of Fishes*, 40:1-22.

McLoughlin, N.; Wilson, L.A.; Brasier, M.D., 2008. Growth of synthetic stromatolites and wrinkle structures in the absence of microbes – implications for the early fossil record. *Geobiology*, 6: 95– 105.

Mohr, B.A.R., Eklund, H., 2003. Araripiaflorifera, a magnoliid angiosperm from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 126: 279-292.

- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Neumann, V.H., Borrego, A.G., Cabrera, L. and Dino, R., 2003. Organic matter composition and distribution through the Aptian-Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Int. J. Coal Geol.*, 54, 21–40.
- Nicholson, J.A.M.; Stolz, J.F.; Pierson, B.K., 1987. Structure of a microbial mat at Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts. *FEMS Microbiol.Ecol.*, 45:343-364.
- Norton, C. & Grant, W.D., 1988. Survival of halobacteria within fluid inclusions in salt crystals. *J.Gen.Microbiol.*, 134:1365-1373.
- Omori, M. 1974. The biology of pelagic shrimps in the ocean. *Advances in Marine Biology*, 12:233-324.
- Oschmann, W., 1988. Kimmeridge Clay sedimentation. A new cyclic model. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 65: 217-251.
- Oschmann, W., 1990. Environmental cycles in the Late Jurassic northwestern European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. In: Aigner T, Dott RH (eds) *Sedimentary geology*, v.69. Elsevier, Amsterdam, pp, 313-332.
- Oschmann, W., 1994. Adaptive pathways of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments. *N.Jahrb.Geol.Paläont.Abh.*, 191: 393-444.
- Oschmann, W., 2010. Microbes and black shales. In: Riding RE & Awramik SM (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 137-148.

Park, R.K., 1977. The preservation potencial of some recent stromatolites. *Sedimentology*, 24:485-506.

Paula-Freitas, A.B.L. & Borgui, L., 2011. Estratigrafia de alta resolução do intervalo siliciclástico Aptiano da Bacia do Araripe. *Geociências*, v. 30, n. 4, p. 529-543.

Pierson, B.K.; Oesterle, A.; Murphy, G., 1987. Pigments, light penetration, and photosynthetic activity in the multi-layered microbial mats of Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts. *FEMS Microbiol.Ecol.*, 45:365-376.

Pinheiro, F.L.; Horn, B.L.; Schultz, D.C.; C.L., Andrade, J.A.F.G. & Sucerquia, P.A., 2012. Fossilized bacteria in a Cretaceous pterosaur headcrest. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56: 567–580.

Playford P.E. & Cockbain, A.E., 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: Walter MR (ed) *Stromatolites. Developments in sedimentology*, v.20. Elsevier, Amsterdam, pp, 389-411.

Ponte, F.C. & Appi, C.J., 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigrafica da bacia do Araripe. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN. pp. 211–226.

Ponte, F. & Ponte Filho, F., 1996. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. In: *Boletim do 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil UNESP, Campus de Rio Claro, São Paulo*. pp. 123–133.

Pratt, B.R., 1995. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Monty CLV, Bosence DWJ, Bridges PH, Pratt BR (eds) *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution*.

Blackwell Science, Oxford, Internacional Association of Sedimentologists, Special Publication, 23: 49-123.

Rasnitsyn, A. P. & Quicke, D. L. J., (eds) 2002. History of insects. – Kluwer Academic Publisher Dordrecht, XII, 517 pp. ISBN 1-4020-0026-X.

Reineck, H.E.; Gerdes, G.; Claes, M.; Dunajtschik-Piewak, K.; Riege, H.; Krumbein, W.E., 1990. Microbial modification of sedimentary surfaces structures. In: Heling, D.; Rothe, P.; Förstner, U.; Stoffers, P. (eds) Sediments and environmental geochemistry. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp.254-276.

Reitner, J.; Thiel, V.; Zankl, H.; Michaelis, W.; Wörheide, G.; Gautret, P., 2010. Organic and biogeochemical patterns in cryptic microbialites. In: Riding RE & Awramik SM (eds) Microbial Sediments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 149-160.

Reitner, J.; Quéric, N.V.; Arp, G., 2011. Advances in Stromatolite Geobiology. Series: Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 131, XII, 560 p.

Revsbech, N.P. & Jorgensen, B.B., 1986. Microelectrodes:their use in microbial ecology. Adv.Microbial Ecol., 9:293-352.

Riding, R.E. & Awramik, S.M., 2010. Microbial Sediments. ISBN 978-3-642-08275-7 Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 01-331.

Riding, R., 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner J, Thiel V (eds) Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Heidelberg, pp.635-654.

Rios-Netto A.M. 2011. Evolução paleoambiental e palinoestratigrafia do intervalo Alagoas na parte oriental da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 270 p.

Santos, R. S. 1947. Uma redescrição de *Dastilbe elongatus*, com algumas considerações sobre o gênero Dastilbe. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim42, 7 p.

Saraiva, A.A. & Gregatti, B.G.N.P., 2009. Taxonomic remarks on Brazilian Cretaceous Decapoda from Araripe Basin, Brazil, and ecological inferences. *Gaea*, 5(2):70-74

Seilacher, A., 1970. Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol.Monath.* 1970:34–39.

Senra, T.O.S.; Rodrigues, V.Z.C.; Martins-Neto, R.G., 2007. The Cretaceous paleobiogeography of térmites (Insecta, Isoptera), diversity and paleoclimatic inferences for the northeast Brazil. *Anais do VIII Congresso de Ecologia do Brasil*, Caxambu, MG.

Seong-Joo, L.; Browne, K.M.; Golubic, S., 2010. On stromatolite lamination. In: Riding RE & Awramik SM (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 16-24.

Schieber J, Bose PK, Eriksson, PG, Banerjee, S, Sarkar, S, Altermann W, Catuneau O, Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record. Elsevier, 288 p.

Silva, A.L. & Neumann, V.H., 2002. Formação Crato da Bacia do Araripe: um reservatório análogo ao Calcário Trairí (Formação Paracuru), Bacia do Ceará. *Anais do 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás*, p. 31-36.

- Silva, M. A. M., 1986. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 16, n. 3, p. 306-310
- Silva, M. A. M. 1988. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1, p. 53-63.
- Stal, L.J.; Van Gemerden, H.; Krumbein, W.E., 1985. Structure and development of a benthic microbial mat. *FEMS Microbiol.Ecol.*, 31:111-125.
- Stancliffe, R. P. W., 1996. Microforamiferal linings. In: Jansonius J. & McGregor D.C. eds, *Palynology: Principles and applications* (American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation) vol. 1, pp. 373-379.
- Stephens, D.W., 1990. Changes in lake levels, salinity and the biological community of Great Salt Lake (Utah, USA), 1847-1987. *Hydrobiologia*, 197: 139-146.
- Stolz, J.F., 1990. Distribution of phototrophic microbes in the flat laminated microbial mat at Laguna Figueroa, Baja, California, Mexico. *BioSystems*, 23:345-357.
- Stolz, J.F., 1991. The ecology of phototrophic bacteria. In: Stolz JF (ed) *Structure of phototrophic prokaryotes*. CRC Press, Boca Raton, pp.105-123.
- Stolz, J.F., 2010. Structure of microbial mats and biofilms. In: Riding RE & Awramik SM (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp.01-08.
- Stoodley, P., Sauer, K., Davies, D.G. & Costerton, J.W. 2002: Biofilms as complex differentiated communities. *Annual Review of Microbiology*, 56: 187–209.

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., 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 18 (1): 9-29.

Toporski, J.K.W., Steele, A., Westall, F., Thomas-Keprta, K.L., and McKay, D.S., 2002. The simulated silicification of bacteria – new clues to the modes and timing of bacterial preservation and implications for the search for extra-terrestrial microfossils. *Astrobiology*, 2:1–26.

Vail PR., Mitchum R.M. Jr, Thompson S. III. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*.p 83-97 (AAPG Memoir, 26).

Viana, M.S.S. & Neumann, V.H.L., 2002. Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE: riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo. In: Schobbenhaus,C.; Campos,D.A.; Queiroz,E.T.; Winge,M.; Berbert-Born,M.L.C. (Eds) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) – Brasília. V.1: 113-120.

Warren, J. K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydro-carbons*. New York: Springer.

Wright, V.P., 1980. Climatic fluctuation in the Lower Carboniferous. *Die Naturwissenschaften*, 67: 252-253.

Xiao, Y.; Greenwood, J.G. 1992. Distribution and behavior of *Acetes sibogae* Hansen (Decapoda, Crustacea) in an estuary in relation to tidal and diel environmental changes. *Journal of Plankton Research*, 14(3): 393-407.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dos dados paleoclimáticos compilados a partir da literatura, a análise sedimentológica de carbonatos micríticos laminados, e as análises químicas nas rochas siliciclásticas para o cálculo do índice de alteração química (CIA) no Membro Crato permitiu concluir que:

1) O paleoambiente desta sucessão acumulada foi sujeito a constantes mudanças na salinidade, profundidade da água, e no grau de oxigenação;

2) A temperatura e taxa de evaporação foram continuamente elevados, definindo um clima semi-árido a árido (possivelmente altamente sazonal);

3) As condições de stress ambiental favoreceram o desenvolvimento de extensos tapetes microbiais, responsáveis pela maior parte da precipitação de carbonatos micríticos laminados;

4) A origem microbiana dos carbonatos é atestada por uma variedade de feições das esteiras microbiais, incluindo feições relativas ao crescimento, tais como biolaminações milimétricas e onduladas, bioconstruções dômicas (isoladas, pequenas cúpulas estromatolíticas, e trombolitos), padrões semelhantes a *Kinneyia* (mosaico-padrão irregular de cristas microonduladas achatadas), e feições derivadas da destruição física das esteiras, como estruturas de *roll-up* (“*overfolded*” e “*jelly rolls*”), fissuras lineares incompletas (“rasgos”) nos tapetes microbiais, e fragmentos de esteiras, oriundos da dessecação de filmes microbiais;

5) A presença de esteiras microbiais que recobriram os fósseis com EPS foi primordial na preservação extraordinária de tecidos moles

6) A maioria das rochas carbonáticas são mudstones (Folk, 1962), com filmes de argila crenuladas devido ao trapeamento de partículas inorgânicas nas esteiras microbiais, mas diferentes partículas carbonáticas podem coexistir nos tapetes microbiais, incluindo pelóides, oncóides e nódulos carbonáticos;

7) Pseudomorfos de halita precipitados nos biolaminitos são visivelmente envoltos por círculos concêntricos ("plástico-bolha"), interpretados como resultado do colapso ou rompimento de esteira microbiana causada por crescimento de cristais;

8) Os laminitos microbiais são intercalados com camadas milimétricas a centimétricas recorrentes de gipsita, e não mostram sinais de dessecação; portanto, os microbialitos provavelmente foram formados na zona fótica de águas salinas relativamente profundas.

REFERÊNCIAS

- ABELIOVICH, A. Water blooms of blue-green algae and oxygen regime in fish ponds. **Verh.Internat.Verein.Limnol.**, v.17, p.594-601, 1969.
- AMIOT, R.; WANG, X.; LÉCULIER, C.; BUFFETAUT, E.; BOUDAD, L.; CAVIN, L.; DING, Z.; FLUTEAU, F.; KELLNER, A.W.A.; TONG, H.; ZHANG, F. Oxygen and carbon isotope compositions of middle Cretaceous vertebrates from North Africa and Brazil: ecological and environmental significance. **Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.**, v.297, p.439-451, 2010.
- ANTONIETTO, L.S. **Ostracodes da Formação Santana (Cretáceo Inferior, Aptiano Superior), Bacia do Araripe, NE-Brasil:taxonomia, distribuição estratigráfica e paleoecologia.** 120f. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília, 2010..
- ANTONIOLI, L. **Estudo palino-cronostratigráfico da Formação Codó – Cretáceo Inferior do Nordeste brasileiro.** 2001. 265f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2001.
- ARAGA, C.; TANASE, H. Fish stranding caused by a typhoon in the vicinity of Seto. **Public.Set.Mar.Biol.Lab.**, v. 14, p.155-160, 1966.
- ARAI, M. **Sucessão das associações de dinoflagelados (Protista, Pyrrhophyta) ao longo do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico.** 2007. 241f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS, 2007.
- ARAI, M. Chapadas: relict of mid-Cretaceous interior seas in Brazil. **Rev.Bras.Geoc.**, v.30, p.432-434, 2000.

ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Bol.Geoc.Petr.**, v. 17, p. 331-351, 2009.

ARAI, M. Evidência micropaleontológica da ingressão marinha aptiana (pré-evaporítica) na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2012, Santos. **Anais/Proceedings...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2012.

ARAI, M.; COIMBRA, J. C. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., 1990. Crato. **Atas...** Crato:SBG, 1990. V.1, p. 225-239.

ARAI, M.; LANA, C. C.; PEDRÃO, E. Ecozona *Subtilisphaera* spp.: Registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. **Act.Geol.Leopold.**, v. 39, p. 521-538, 1994.

ARAI, M.; SHIMABUKURO, S. Seriam as florações fitoplanctônicas tóxicas uma das origens de *Lagerstätten*?. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17, 2001. Rio Branco. **Boletim de Resumos...** Rio Branco:SBP, 2001. V.1, p.63-63.

ARCHER, D.; EMERSON, S.; REIMERS, C. Dissolution of calcite in deep-sea sediments: pH and $\delta^{13}C$, microelectrode results. **Geochem.Cosmochim.Act.**, v.53, p.2831-2845, 1989.

ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Rev.Bras.Geoc.**, São Paulo, v. 22, p. 289-300, 1992.

ASSINE, M. L. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Rev.Bras.Geoc.**, São Paulo, v. 24, p. 223-232, 1994.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Bol.Geoc.Petr.**, v. 15, p. 371-389, 2007.

BAEZ, A.M.; MOURA, G.J.B.; GÓMEZ, R.O. Anurans from the Lower Cretaceous Crato Formation of northeastern Brazil: implications for the early divergence of neobatrachians. **Cretac.Res.**, v.30, p.829:846, 2009.

BARDOLA, T.P.; GOLDBERG, K.; SCHERER, C.; BOBCO, F.; LYRA, D. Tapetes microbiais do Membro Crato na Formação Santana e a excelente preservação fóssil. PALEO NE 2013. In: BOLETIM INFORMATIVO DA SBP, v.29, n.67, p.74. Available: <http://www.sbpbrasil.org/pt/paleontologia-em-destaque/n.67>. 2013. Acesso em 30/09/2014.

BARIC, A.; GRBEC, B.; KUSPILIC, G.; MARAOSOVIC, I.; NINCEVIC, Z.; GRUBELIC, I. Mass mortality event in a small saline lake (Lake Rogoznica) caused by unusual holomictic conditions. **Scient.Mar.**, v.67, p.129-141, 2003.

BERNER, R.A. Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time. **Sci.**, v.249, n. 4975, p.1382-1386, 1990.

BERNIER, P.; GAILLARD, C.; GALL, J.C.; BARALE, G.; BOURSEAU, J.P.; BUFFETAUT, E.; WENS, S. Morphogenetic impact of microbial mats on surface structures of Kimmeridgian micritic limestones (Cerin, France). **Sediment.**, v.38, p.127-136, 1991.

BERTHOU, Y. Relationship between the ostracod fauna and the oxic or anoxic character of the Aptian–Albian strata of the Araripe Basin (NE Brazil). Abstracts of the 14th Sedimentological Congress, G11. 1994.

BERTHOU, Y.; DEPECHE, F.; COLIN, J. P.; FILGEIRA, J. B.M.; LOPES-TELES, M.S. New data on the ostracodes from the Crato lithologic units (lower member of the Santana Formation,

latest Aptian–lower Albian) of the Araripe Basin (northeastern Brazil). **Act.Geol.Leop.**, v.39, p.539–554, 1994.

BEURLLEN, G.; REGALI, M.S.P. O Cretáceo da plataforma marinha do Pará e Maranhão, Brasil. Bioestratigrafia e evolução paleoambiental. **Bol.Geoc.Petr.**, v.1, n.2, p.135-155. 1987.

BEURLLEN, K. A geologia da Chapada do Araripe. **An.Acad.Brasil.Cienc.**, v.34, n.3, p.365-370. 1962.

BEURLLEN, K. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). **Ibid.**, v.43, p.411-415. 1971.

BEURLLEN, K.; MABESOONE, J.M. Bacias cretáceas intracontinentais do nordeste do Brasil. **Not.Geomorf.**, v.9, n.18, 19-34. 1969.

BOND, G. Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence. **Geol.**, v.4, n.9, p.557-560. 1976.

BONFIM Jr., F.C.; MARQUES, R.B. Análise morfológica de escamas do primeiro lagarto fóssil da Formação Santana. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE

BORNMALM, L.; KUCERA, M. Quantification of past environmental and biological processes by analysis of physical properties of fossils and fossil assemblages. **Palaeog.Palaeoclim.Palaeocol.**, v.391, p.1-2, 2013.

BOUCOT, J. **Evolutionary Paleobiology of Behavior and Coevolution.** Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo: Elsevier, 1990. 725 p.

BRALOWER, T.J.; THIERSTEIN, H.R. Organic carbon and metal accumulation in Holocene and mid-Cretaceous marine sediments: paleoceanographic significance. In: BROOKS, J. & FLEET, A. (Ed.) **Marine petroleum source rocks**. Oxford, England, Blackwell Scientific Publications, 1984.

BRASS, G.W.; SOUTHAM, J.R.; PETERSON, W.H. Warm saline bottom water in the ancient ocean. **Nat.**, V.296, 620-623. 1982.

BRAUN, O.P.G. **Estratigrafia dos sedimentos da parte inferior da região nordeste do Brasil (Bacias Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)**. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, boletim, 236, 75p. 1966.

BRAZ, F.F. **Registro angiospérmico Eocretáceo do Membro Crato, Formação Santana, Bacia do Araripe, NE do Brasil: interpretações paleoambientais, paleoclimáticas e paleofitogeográficas**. 229f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2012.

WITZKE, B.J.; BUNKER, B.J. Sedimentation and stratigraphic architecture of a Middle Devonian (late Givetian) transgressive-regressive carbonate-evaporite cycle, Coralville Formation, Iowa area, Paleozoic Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, and Biogeography. **Geol.Soc.Amer.Spec.**, v.321, p.67-88, 1997.

BRITO, P.M. Révision des Aspidorhynchidae (Pisces, Actino-pterygii) du Mésozoïque: ostéologie, relations phylogénétiques, données environnementales et biogéographiques. **Geodivers.**, v.19, 681-772. 1997.

BRITO-NEVES, B.B. A bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1, **Atas...**, p.21-33. 1990.

BRONGERSMA-SANDERS, M. Mass mortality in the sea. **Geol.Soc.Amer.Mem.**, v. 67, p.941-1010, 1957.

BRONGERSMA-SANDERS, M. On the occurrence of fish remains in fossil and recent marine deposits. **Bijdragen tot de Dierkunde**, v. 28, p.65-76, 1949.

BURKHOLDER, J.M.; NOGA, E.J.; HOBBS, C.H.; GLASGOW, H.B. New 'phantom' dinoflagellate is the causative agent of major estuarine fish kills. **Nat.**, v.358, p.407-410, 1992

CAMOIN, G.F. Nature and origin of Late Cretaceous mud-mounds, north Africa. **Spec.Publ.Int.Assoc.Sediment.**, v.23, p.385-400, 1995.

CARBONARO, F.A., ROHN, R., GHILARDI, R.P. Conchostráceos Palaeolimnadiopsis (Spinicaudata, Crustacea) do Grupo Bauru (Cretáceo Superior, Bacia Bauru): taxonomia, paleoecologia e paleobiogeografia. **Rev.Bras.Paleont.**, v.16, n.2, p.283-296, 2013.

CARMICHAEL, W.W. Freshwater blue-green algae (Cyanobacteria) toxins: a review. 1–13, CARMICHAEL, W.W. (Ed.) **The water environment: Algal toxins and health.** , 1981

CARVALHO, M. A. **Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil.** 2001. 150f. Tese de Doutorado – Universidade de Heidelberg, Heidelberg, 2001.

CASTRO, J.C.; VALENÇA, L.M.M.; NEUMANN, V.H. Ciclos e sequências deposicionais das formações Rio da Batateira e Santana (Andar Alagoas), bacia do Araripe, Brasil. **Geoc.**, v.25, n.3, p.289-296, 2006.

CHAGAS, D.B. **Litoestratigrafia da bacia do Araripe: reavaliação e propostas para revisão.** 2006. 112f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2006.

COIMBRA, J.C.; ARAI, M.; FREITAS, F.I. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. **Geob.**, v.35, n.6, p.687-698, 2002.

COLBERT, E.H. Continental drift and the distribution of fossil reptiles. In: TARLING, D.H., RUNCORN, S.K. (Ed.) **Implications of continental drift to the Earth Sciences.** New York:Academic Press, 1973.p.395-412.

CRAME, J.A. Evolutionary history of the polar regions. **Hist.Biol.**, v.6, n.1, p.37-60. 1992a.

CRAME, J.A. Review of Late Cretaceous palaeoenvironments and biotas: an Antarctic perspective. **Ant.Sci.**, v.4, n.4, p.371-382. 1992b.

DAVISON, I; BATE, R.; REEVES, C. Early opening of the South Atlantic: Berriasian rifting to Aptian salt deposition. In: PESGB/HGS INTERNATIONAL MEETING, 3.; 2004, London, Extended Abstract. London, 2004. Disponível em: <http://www.earthmoves.co.uk/research/south_atlantic/davison_bates.htm>.

DECAMMER, H., 1982. Étude palynoplantologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France. **Ann.Soc.Géol.Nord**, CI, p.161-176.

DEMAISON, G.J.; MOORE, G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis. **AAPGBull.**, v. 64, p.1179-1209, 1980.

DEVRIES, A.L., Freezing resistance in fishes. In: HOAR, W.S.& RANDALL, D.J. (Ed.) **Fish physiology**, 1971, p.157-190.

DEWIT, R.; JONKERS, H.M.; VAN DEN ENDE, F.P.; VAN GEMERDEN, H. In situ fluctuations of oxygen and sulfide in marine microbial sediment ecosystems. **Neth.J.Sea Res.**, v.23, p.271-281, 1989.

DIAS-BRITO, D; PESSAGNO JR., E.A.; CASTRO, J.C. Novas considerações cronoestratigráficas sobre o silexito a radiolários do sul da bacia Sanfranciscana, Brasil, e a ocorrência de foraminíferos planctônicos nestes depósitos. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999. Serra Negra, **Boletim...** Rio Claro: UNESP, 1999, p.567-575.

DINO, R. **Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar – Cretáceo da bacia Potiguar, Nordeste do Brasil.** 299f. 1992. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 1992.

DO CARMO, D.A.; WHATLEY, R; NETO, J.V.Q.; COIMBRA, J.C. On the validity of two lower cretaceous non-marine Ostracode genera: biostratigraphic and paleogeographic implications. **Journ.Palaeont.**, v.82, n.4p.790-799, 2008.

DROMART, G.; GAILLARD, C.; JANSA, L.F. Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of western Tethys. In: BERTRAND-SARFATI, J.; MONTY, C. (Ed) **Phanerozoic stromatolites II.** Kluwer, Dordrecht, pp, 295-318, 1994.

DUARTE, L. 1985. Vegetais fosseis da Chapada do Araripe. In: ANAIS VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, pp. 557-568.

DUARTE, L., 1989. Remains of Lower Cretaceous plants from north east Brazil. Anais XI, CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Curitiba, pp. 219-233.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks**. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 108-122, 1962.

E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 2., 1997. Crato. **Comunicações ...** Crato: Tipoprogresso Ltda., 2001, p. 243-248. (Coleção Chapada do Araripe, n. 1).

EL ALBANI, A., FÜRSICH, F.T., COLIN, J.P., MEUNIER, A., HOCHULI, P. MARTÍN-CLOSAS, C. MAZIN, J.M. & BILLON-BRUYAT, J.P. Palaeoenvironmental reconstruction of the basal Cretaceous vertebrate bearing beds in the Northern part of the Aquitaine Basin (SW, France): sedimentological and geochemical evidence. **Fac.**, v.50, p.195–215. 2004.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. **Bull.Can.Petrol.Geol.**, v.19, p.730-781, 1971.

EMERSON, S. AND BENDER, M., Carbon fluxes at the sediment–water interface of the deep-sea: calcium carbonate preservation. **Journ.Mar.Res.**, v.39, p.139 –162. 1981.

ESTEVEZ, F.A. **Fundamentos em limnologia**. 2ª ed., Rio de Janeiro, , 1998. 602p.

ETTER, W. Solnhofen: Plattenkalk Preservation with Archaeopteryx, Chapter 18 of **Exceptional Fossil Preservation: A Unique View of the Evolution of Marine Life**; Columbia University Press; pages 327-350. , 2002. FARA, E.; SARAIVA, A.A.F.; CAMPOS, D.A.; MOREIRA,

J.K.R.; SIEBRA, D.C.; KELLNER, A.W.A. Controlled excavation in the Romualdo Member of the Santana Formation (Early Cretaceous, Araripe Basin, northeastern Brazil): stratigraphic, palaeoenvironmental and palaeoecological implications. **Palaeogeog.Palaeoclim.Palaeoecol.**, v. 218, p.145-160, 2005.

FARINA, M. Sequência plumbífera do Araripe. Mineralização singenética sulfetada no Cretáceo sedimentar Brasileiro. **Ata...** An. XXVIII Congr. Bras. Geol. 6 :61-78. 1974.

FIGUEIREDO, F.J.; DE, GALLO, V. A new teleost fish from the Early Cretaceous of northeastern Brazil. **Bol.Mus.Nac.**, v. 73, p.1-23, 2004.

FLOWERS, S.; EVANS, F.R. The flora and fauna of the Great Salt Lake region, Utah. In: H. BOYKO, (Ed.), **Salinity and Aridity**. p.367-393, 1966.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestones types. In: HAM, W.E. (Ed) Classification of carbonate rocks: Tulsa. **Amer.Assoc.Petrol.Geol.Mem.**, v.1, p.62-85, 1962.

FÖRSTER, R. Evidence for an open seaway between northern and southern proto-Atlantic in Albian times. **Nat.**, 272:158-159, 1978.

FRAKES, L.A.; FRANCIS, J.E.; SYKTUS, J.I., 1994. **Climate modes of the Phanerozoic**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 277p.

FRANK, P.W. Conchostraca. **Palaeog.Palaeoclim.Palaeoecol.**, v.62, p.399-403. 1988.

GALL, J.C. Les voiles microbiens, leur contribution à la fossilisation des organismes de corps mou. **Leth.**, v. 23, p.21-28, 1990.

GAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its implications. **Eart.Plan.Sci.Lett.**, v. 52, p. 410-418, 1981.

GARCIA, A. J. V.; WILBERT, A. Paleogeographic evolution of Mesozoic pre-rift sequences in coastal and interior basins of northeastern Brazil. In: EMBRY, A. F.; BEAUCHAMPS, B.; GLASS, D. J. (Ed.) **Pangea: global environments and resources**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1995, p. 123-130.

GAVISH, E.; KRUMBEIN, W.E.; HALEVY, J. Geomorphology, mineralogy and groundwater geochemistry as factors of the hydrodynamic system of the Gavish Sabkha. In: FRIEDMAN, G.M.; KRUMBEIN, W.E. (Ed) **Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha**. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 186-217, 1985.

GERDES, G. Structures left by modern microbial mats in their host sediments. In: SCHIEBER, J.; BOSE, P.K.; ERIKSSON, P.G.; BANERJEE, S.; SARKAR, S.; ALTERMANN, W.; CATUNEAU, O. **Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record**. Elsevier, pp, 5-38, 2007.

GERDES, G.; DUNAJTSCHIK-PIEWAK, K.; RIEGE, H.; TAHER, A.G.; KRUMBEIN, W.E.; REINECK, H.E. Structural diversity of biogenic carbonate particles in microbial mats. **Sediment.**, v.41, p.1273-1294, 1995.

GERDES, G.; KRUMBEIN, W.E.; HOLTKAMP, E.M. Salinity and water activity related zonation of microbial communities and potential stromatolites of the Gavish Sabkha. In: FRIEDMAN, G.M.; KRUMBEIN, W.E. (Ed) **Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha**. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 238-266, 1985.

GERDES,G.; KRUMBEIN, W.E.; NOFFKE, N. Evaporite microbial sediments. In: RIDING, R.E.; AWRAMIK, S.M. (Ed) **Microbial Sediments**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p.196-208, 2010.

GLEBE, B.D.; LEGGETT, W.C. Latitudinal differences in energy allocation and use during the freshwater migration of American Shad (*Alosa sapidissima*) and their life history consequences. **Canad.Journ.Fis.Aquat.Sci.**, v. 38, p.806-820, 1981.

GOLDBERG, K.; HUMAYUN, M. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeog.Palaeoclim.Palaeocol.**, v.293, p.175–183, 2010.

GOLUBIC, S.; SEONG-JOO, L. Early cyanobacteria fossil record: preservation, palaeoenvironments and identification. **Europ.Journ.Phycol.**, v.34, p.339 –348, 1999.

GOLUBIC, S. Microbial mats and modern stromatolites in Shark Bay, Western Australia. In: CALDWELL, D.E.; BRIERLEY, J.A.; BRIERLEY, C.L. (Ed) **Planetary ecology**. Van Nostrand Reinhold, New York, pp.3-16, 1985.

GOLUBIC, S. Modern stromatolites – a review. In: RIDING, R. (Ed) **Calcareous algae and stromatolites**. Springer, Berlin Heidelberg New York, p.541-561, 1991.

GOLUBIC, S. Microbial mats of Abu Dhabi. In: MARGULIS, L.; OLENDZENSKI, L. (Ed) **Environmental evolution**. MIT Press, Cambridge, MA, pp.103-130, 1992.

GORDON, W.A. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. **Journ.Geol.**, v.81, p.269-284. 1973.

GRANT, W.D.; TINDALL, B.J. The alkaline, saline environment. In: Herbert, R.A. and Codd, G.A. (eds) **Microbes in Extreme Environments**. Academic Press, London, pp. 22–54. 1986.

GUNTER, G. Catastrophism in the sea and its paleontological significance, with special reference to the Gulf of Mexico. **Amer.Journ.Sci.**, v. 245, p.669-676, 1947.

HALEY, R.B. Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. In: WALTER, M.R. (Ed) **Stromatolites, developments in sedimentology**. Elsevier, Amsterdam, pp, 435-445, 1976.

HALLAM, A. **An Outline of Phanerozoic Biogeography**. Oxford University Press, Oxford, 246 pp. 1994.

HARTGERS, A.; SINNINGHE, D.J.S.; REQUEJO, A.G.; ALLAN, J.; HAYES, J.M.; DE LEEUW J.W. Evidence for only minor contributions from bacteria to sedimentary organic carbon. **Nat.**, v.369, p.224-226, 1994.

HASHIMOTO, A.T.; APPI, C.J.; SOLDAN, A.L.; CERQUEIRA, J.R. O Neo-Alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. **Rev.Bras.Geoc.**, v.17, n.2, p.118-122, 1987.

HAYS, J.D.; PITMAN, W.C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. **Nat.**, v.246, p.16-22. 1973.

HEDRICK, R.P.; GILAD, O.; YUN, S.; SPANGENBERG, J.V.; MARTY, G.D.; NORDHAUSEN, R.W.; KEBUS, M.J.; BERCOVIER, H.; ELDAR, A. A herpes virus associated with a mass mortality of juvenile and adult koi, a strain of common carp. **Journ.Aquat.Anim.Heal.**, v. 12, p.44-57, 2000.

HORODYSKI, R.J. & VONDER HAAR, S.P. Recent calcareous stromatolites from from Laguna Mormoma (Baja, California) Mexico. **J.Sed.Petrol.**, v.45, p.894-906, 1975.

HUBER, B.; HODELL, T.; HAMILTON, C. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. **Geol.Soc.Am.Bull.**, v.107, p.1164–1191. 1995.

HUBER, B.T. Tropical paradises at the Cretaceous poles? **Scien.**, v.18, p.2199-2200, 1998.

HUDSON, J.D. Salinity from faunal analysis and geochemistry. In: Briggs, D.E.G.; Growther, P.R. (Ed.) **Palaeontology: a synthesis**. Blackwell-Science, 408p. 1990.

IRWIN, E.; NORTH, F.K.; COUILLARD, R. Oil, climate, and tectonics. **Can.Journ.Eart.Sci.**, v.11, p.1-17, 1977.

JONES, F.R.H. **Fish Migration**. 1968, 325 pp. Edward Arnold Ltd., London.

JORDAN, D.S.; BRANNER, J.C. The Cretaceous fishes of Ceará, Brazil. **Smiths.Miscell.Collect.**, v. 25, 1908, p.1-29.

KATTAH, S. **Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior, Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do estado de Minas Gerais**. 1991. 227f. Dissertação de Mestrado. – Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 1991.

KAUFFMAN, E.G. 1984. The fabric of Cretaceous marine extinctions. In: BERGGREN, W.A.; VAN COUVERING, J.A. (Ed). **Catastrophes in Earth History: the new uniformitarianism**. Princeton: Princeton University Press, 1984. P.151-246.

KELLNER, A. W. A. **Pterossauros: os senhores do céu do Brasil**. Rio de Janeiro: Vieira & Lent Casa Editorial Ltda., 2006. 175 p.

KELLNER, A.W.A.; CAMPOS, D.A. First Early Cretaceous theropod dinosaur from Brazil. **Neu.Jahrb.Geol.Palaont.Abhandl.**, v.199, p.151 – 166. 1986.

KENNEDY, W.J.; COOPER, M.R. Cretaceous ammonite distributions and the opening of the South Atlantic. **Journ.Geol.Soc.**, v.131, p.283-288, 1975.

KIENE, R.P.; OREMLAND, R.S.; CATENA, A.; MILLER, L.G.; CAPONE, D. Metabolism of reduced methylated sulfur compounds by anaerobic sediments and a pure culture of an estuarine methanogen. **Appl.Environ.Microbiol.**, v.52, p.1037-1045, 1986.

KNORRE, H.V. & KRUMBEIN, W.E., 2010. Bacterial calcification. In: Riding RE & Awramik SM (Ed) **Microbial Sediments**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 25-31.

KONHAUSER, K. **Introduction to geomicrobiology**. Blackwell Science Ltd. 579p, 2007.

KOUTSOUKOS, E. A. M.; BENGTON, P. Evaluating the evidence on the opening of the Equatorial Atlantic gateway and its global impact. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA ANNUAL MEETING, 2007, Denver. **Abstracts with Programs...** Denver: Geological Society of America, 2007. p. 445 (GSA Abstracts with Programs, v. 39, n. 6).

KRAUSKOPF, K.B.; BIRD, D.K. **Introduction to Geochemistry**. 3rd edn. McGraw-Hill, New York, 1995.

KRUMBEIN, W.E., 1985. Applied and economic aspects of sabkha systems – genesis of salt, ore and hydrocarbon deposits and biotechnology. In: FRIEDMAN, G.M.; KRUMBEIN, W.E. (Ed)

Hypersaline ecosystems: the Gavish Sabkha. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 426-436.

KUNZMANN L.; MOHR, B.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C.; WILDE, V. Gymnosperms from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil). II. Cheirolepidiaceae. **Foss.Rec.**, v.9, n.2, p.213–225, 2006.

KUNZMANN, L.; MOHR; B., BERNARDES DE OLIVEIRA, M. E. C. Gymnosperms from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil). I. Araucariaceae and Lindleycladus (incertae sedis). Mitteilung aus dem Museum für Naturkunde Berlin, **Geowiss.Reih.**, v.7, p.155-174, 2004.

LAHR, J. Ecotoxicology of Organisms Adapted to Life in Temporary Freshwater Ponds in Arid and Semi-Arid Regions. **Arch.Environm.Contam.Toxicol.**, v.32, p.50-57. 1997.

LANA, C. C. & ROESNER, E.H. Biocronoestratigrafia de dinoflagelados da seção cretácea marinha das bacias do Ceará e Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, São Pedro, 2002. **Boletim...** Rio Claro, UNESP, p. 239-245.

LEINFELDER, R.R. & SCHMID, D.U. Mesozoic reefal thrombolites and others microbolites. In: RIDING RE & AWRAMIK SM (Ed) **Microbial Sediments.** Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 289-294, 2010.

LEINFELDER, R.R.; NOSE, M.; SCHMID, D.U.; WERNER, W. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. **Fac.**, v.29, p.195-230, 1993.

LIMA, M. R.; PERINOTTO, J. A. J. Palinologia de sedimentos da parte superior da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe. **Rev.Geoc.**, v.3, p.67-76, 1984.

- LIMA, M.R. **Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)**. 1978. 337f.; 27 estampas. Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1978.
- LLOYD, C.R. The mid-Cretaceous Earth: paleogeography, ocean circulation, temperature, and atmospheric circulation. **Journ.Geol.**, v.90, p.393-413. 1982.
- LOGAN, B.W. Cryptozoan and associate stromatolites from the Recent of Shark Bay, Western Australia. **J.Geol.**, v.69, p.517-533, 1961.
- LOPEZ-CORTES, A. ; OCHOA, J.L. ; VAZQUEZ-DUHALT, R. Participation of halobacteria in Crystal formation and the crystallization rate of NaCl. **Geomicrobiol.J.**, v.12, p.69-80, 1994.
- LOVE, R.M. **The Chemical Biology of Fishes**. 1970, 547p. Academic Press. London and New York. Pp.161-253.
- MABESOONE, J.M.; TINOCO, I.M. Palaeoecology of the Aptian Santana Formation (North Eastern Brazil). **Palaeogeog.Palaeoclim.Palaeocol.**, v.14, 1973, p.97-118.
- MACDONALD, D.; GOMEZ-PEREZ, I.; FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; LAWVER, L.; GAHAGAN, L.; DALZIEL, I.; THOMAS, C.; TREWIN, N.; HOLE, M.; PATON, D. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. **Mar.Petr.Geol.**, v. 20, p. 287-308, 2003.
- MACHADO, D.L., Jr.; DEHIRA, L.K.; CARNEIRO, C.D.R. & ALMEIDA, F.F.M. 1989. Reconstruções paleoambientais do Juro-Cretáceo do Nordeste oriental brasileiro. **Rev. Bras. Geoc.**, v.19, n.4, p.470-485.

MADDOCKS, R. Two new examples for symbiosis or parasitism in Cypridacean Ostracoda. **Crust.**, v.37, n.1, p.1-12, 1979.

MAGURRAN, A.E.; HENDERSON, P.A. Explaining the excess of rare species in natural species abundance distributions. **Nat.**, v.422, p.714–716, 2003.

MAISEY, J. G. **Santana fossils: an illustrated atlas**. Tropical Fish Hobbyist Publications, Neptune City, NJ, 459 pp. 1991.

MAISEY, J.G.; CARVALHO, M.G. First records of fossil sergestid decapods and fossil brachyuran crab larvae (Arthropoda, Crustacea), with remarks on some supposed palaemonid fossils, from the Santana Formation (Aptian-Albian, NE Brazil). **Amer.Mus.Nov.**, v.3132, 1995, p.1-20.

MAKARKIN, V.N.; MENON, F. New species of the Mesochrysopidae (Insecta, Neuroptera) from the Crato Formation of Brazil (Lower Cretaceous), with taxonomic treatment of the family. **Cretac.Res.**, v.26, p.801-812, 2005.

MANSO C.L.C.; HESSEL, M.H. Novos equinóides (Echinodermata: Echinoidea) do Albiano da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Rev.Bras.Geoc.**, v.42, n.1, p.187-197. 2012.

MARTILL, D.M. Fish oblique to bedding. **Palaeont.**, v.40, 1997, p.1011-1026.

MARTILL, D.M. Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil. **Palaeontol.Assoc.Fiel.Guid.Foss.**, v.5, 1993, p.1-159.

MARTILL, D.M. Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation of Brazil. **Palaeont.**, v.31, n.1, p.1-18, 1988.

MARTILL, D.M.; LOVERIDGE, R.F.; HEIMHOFER, U. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, Northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. **Cretac.Res.**, v.28, p.613–620, 2007.

MARTILL, D.M., LOVERIDGE, R.F.AND HEIMHOFER, U. Dolomite pipes in the Crato formation fossil Lagerstätten (Lower Cretaceous, Aptian), of northeastern Brazil. **Cretac.Res.**, v.29, p.78–86, 2008a.

MARTILL, D.M.; BRITO, P.M.; WASHINGTON-EVANS, J. Mass mortality of fishes in the Santana Formation (Lower Cretaceous, ?Albian) of northeast Brazil. **Cret.Res.**, v.29,n.4, p.649-658, 2008b.

MARTILL, D.M.; DAVIS, P.G. A feather with possible ectoparasite eggs from the Crato Formation (Lower Cretaceous, Aptian) of Brazil. **Neues.Jahrb.Geol.Palaeontol.Abh**, v.219, p.241–259, 2001.

MARTILL, D.M.; LOVERIDGE, R.F.; ANDRADE, J.A.F.G.; HERZOG CARDOSA, A. An unusual occurrence of amber in laminated limestones: the Crato Formation Lagerstätte (Early Cretaceous) of Brazil. **Palaeont.**, v.48, p.1399-1408, 2006.

MARTILL, D.M.; LOVERIDGE, R.F.; MOHR, B.A.R.; SIMMONDS, E. A wildfire origin for terrestrial organic debris in the Cretaceous Santana Formation Fossil Lagerstätte (Araripe Basin) of northeast Brazil. **Cret.Res.**, v.34, p.135-141, 2012.

MARTINS-NETO, R.G. Insetos fósseis como bioindicadores em depósitos sedimentares: um estudo de caso para o Cretáceo da Bacia do Araripe (Brasil). **Rev.Brasil.Zooc.**, v.8, n.2, p.155-183, 2006.

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tecton.**, v.11, n.4, p.766-791, 1992.

MCLOUGHLIN, N.; WILSON, L.A.; BRASIER, M.D. Growth of synthetic stromatolites and wrinkle structures in the absence of microbes – implications for the early fossil record. **Geobiol.**, v.6, p.95– 105, 2008.

MEDEIROS, R.A. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 2. Análises de fácies. In: Barros, L.M., Nuvens, P.C., Filgueira, J.B.M. (Ed.), **I e II Simpósios sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste**, 1990–1997. Coleção Chapada do Araripe 1, Crato, pp. 93–99, 1990.

MOHR, B.A.R., BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C., BARALE, G., OUAJA, M., 2006. Palaeogeographic distribution and ecology of *Klitzschophyllites*, an early Cretaceous angiosperm in southern Laurasia and northern Gondwana. **Cret.Res.**, v.27, p.464-472.

MOHR, B.A.R., BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.C., LOVERIDGE, R.F. The macrophyte flora of the Crato Formation. In: Martill, D.M., Bechly, G., Loveridge, R.F. (Ed.) **The Crato Fossil Beds of Brazil: Window into an Ancient World**. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 537-565, 2007.

MOHR, B.A.R.; EKLUND, H. Araripiaflorifera, a magnoliid angiosperm from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil). **Rev.Palaeobot.Palynol.**, v.126 , p.279-292, 2003.

MOHR, B.A.R., FRIIS, E.M. Early angiosperms from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil), a preliminary report. **Intern.Journ.Plan.Sci.**, v.161, p.155-167, 2000.

MOODY, M.J., MAISEY, J.G. New Cretaceous marine vertebrates assemblages from north-western Venezuela and their significance. **J.Vertebr.Paleontol.**, v.14, p.1–8, 1994.

MOURA, J.A. Biocronoestratigrafia da sequência não marinha do Cretáceo Inferior da bacia de Campos, Brasil: ostracodes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, X, **Anais...**, v.2, p.717-731, 1987.

MOURA, J.A. Ostracodes from non marine Early Cretaceous sediments of the Campos basin, Brazil. In: Hanai, T.; Ikeya, N.; Ishizaki, K. (Ed.) **evolutionary biology of ostracoda: its fundamentals and applications**. Elsevier, Developments in Palaeontology and Stratigraphy, v.11, p.1207-1216, 1988.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nat.**, v.299, p.715–717, 1982.

NEUMANN, V.H.; BORREGO, A.G.; CABRERA, L.; DINO, R. Organic matter composition and distribution through the Aptian-Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. **Int.J. Coal Geol.**, v.54, p.21–40, 2003.

NEUMANN, V.H.; CABRERA, L. Una nueva propuesta estratigráfica para la tectonosecuencia post-rifte de la cuenca de Araripe, nordeste de Brasil. **Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil (1999)**", 1999, 279–85.

NICHOLSON, J.A.M.; STOLZ, J.F.; PIERSON, B.K. Structure of a microbial mat at Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts. **Microbiol.Ecol.**, v.45, p.343-364, 1987.

NORTON, C.; GRANT, W.D. Survival of halobacteria within fluid inclusions in salt crystals. **J.Gen.Microbiol.**, v.134, p.1365-1373, 1988.

NORTON, C.F.; GRANT, W.D. Survival of halobacteria within fluid inclusions in salt crystals. **Journ.Gen.Microb.**, v.134, p.1365–1373, 1988.

OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. **Amer.Assoc.Petr.Geol.Bull.**, v. 66, n. 6, p. 732-749, 1982.

OLIVERO, E.; GASPARINI, Z.; RINALDI, C.; SCASSO, R. First record of dinosaurs in Antarctica (Upper Cretaceous, James Ross Island): paleo-geo-graphical implications, in THOMSONM. R. A., CRAMEJ. A. & THOMSONJ. W. (Ed.) **Geological Evolution of Antarctica**. Cambridge University Press, Cambridge, p.617-622, 1991.

OLLIVIER, B.; CAUMETTE, P.; GARCIA, J.L.; MAH, R.A. Anaerobic bacteria from hypersaline environments. **Microb.Rev.**, v.58, p.27-38, 1994.

OSCHMANN, W. Kimmeridge Clay sedimentation. A new cyclic model. **Palaeog.Palaeoclim.Palaeocol.**, v.65, p.217-251, 1988.

OSCHMANN, W. Environmental cycles in the Late Jurassic northwestern European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. In: Aigner T, Dott RH (Ed) **Sedimentary geology**. v.69. Elsevier, Amsterdam, p.313-332, 1990.

OSCHMANN, W. Adaptive pathways of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments. **N.Jahrb.Geol.Paläont.Abh.**, v.191: p.393-444, 1994.

OSCHMANN, W. Microbes and black shales. In: Riding RE & Awramik SM (eds) **Microbial Sediments**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p.137-148, 2010.

PALMER, D. **Atlas du Monde préhistorique**. Paris: Éditions Larousse, 2002. 224p.

PARK, R.K. The preservation potential of some recent stromatolites. **Sediment.**, v.24, p.485-506, 1977.

PARRISH, J.T.; CURTIS, R.L. Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras. **Palaeog.Palaeoclim.Palaeocol.**, v.40, p.31-66, 1982.

PARRISH, J.T.; ZIEGLER, A.M.; SCOTese, C.R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. **Palaeog.Palaeoclim.Palaeocol.**, v.40, p.67-101. 1982.

PAULA-FREITAS, A.B.L.; BORGUI, L. Estratigrafia de alta resolução do intervalo siliciclástico Aptiano da Bacia do Araripe. **Geoc.**, v.30, n.4, p. 529-543, 2011.

PETRI, S. Cretaceous paleogeographic map of Brazil. **Palaeog.Palaeoclim.Paleoec.**, v.59, p.117-168. 1987.

PIERSON, B.K.; OESTERLE, A.; MURPHY, G. Pigments, light penetration, and photosynthetic activity in the multi-layered microbial mats of Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts. **Microbiol.Ecol.**, v.45, p.365-376, 1987.

PINHEIRO, F.L.; HORN, B.L.; SCHULTZ, D.C.; C.L., ANDRADE, J.A.F.G.; SUCERQUIA, P.A. Fossilized bacteria in a Cretaceous pterosaur headcrest. **Act.Palaeontol.Polon.**, v.56, p.567-580, 2012.

PLAYFORDP.E.; COCKBAIN, A.E. Modern algal stromatolites at Hamelin pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: Walter MR (Ed) **Stromatolites**. Developments in sedimentology, v.20. Elsevier, Amsterdam, pp.389-411, 1976.

PONTE, F.; PONTE FILHO, F. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. In: Boletim do 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil UNESP, Campus de Rio Claro, São Paulo. pp.123-133, 1996.

- PONTE, F.C. Caracterização estratigráfica da Formação Abaiara, Cretáceo Inferior da bacia do Araripe. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁDICAS BRASILEIRAS, II, **Resumos Expandidos**, p.61-64, 1992.
- PONTE, F.C. Extensão paleogeográfica da Bacia do Araripe no Mesocretáceo. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, III, **Boletim...**, p.131-135. 1994.
- PONTE, F.C.; APPI, C.J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXVI, **Anais...**, v.1, p.:211-226. 1990.
- POTTS, M. Dessication tolerance of prokaryotes. **Microb.Rev.**, v.58, p.755– 805. 1994.
- PRATT, B.R. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Monty CLV, Bosence DWJ, Bridges PH, Pratt BR (eds) Carbonate mud-mounds: their origin and evolution. Blackwell Science, Oxford, Internacional Association of Sedimentologists, **Spec.Public.**, v.23, p.49-123, 1995.
- PRESCOTT, G.W. Objectionable algae with reference to the killing of fish and other animals. **Hydrob.**, v.1, 1948, p.1-13.
- RAISWELL, R. A geochemical framework for the application of stable sulfur isotopes to fossil pyritization. **Journ.Geol.Soc.Lond.**, v.154, p.343–356, 1997.
- RASNITSYN, A. P.; QUICKE, D. L. J., (Ed) **History of insects**. – Kluwer Academic Publisher Dordrecht, XII, 517 pp. 2002.
- REGALI, M. S. P.; SILVA SANTOS, P. R. Palinoestratigrafia e geocronologia dos sedimentos albo-aptianos das bacias de Sergipe e de Alagoas - Brasil. In: SIM-PÓSIO SOBRE O

CRETÁCIO DO BRASIL, 5, 1999. Serra Negra, **Boletim...** Rio Claro: UNESP, 1999, p. 411-419.

REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A. S. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (I). **Bol.Téc.Petr.**, v.17, n.3, p.177-191. 1974.

REGALI, M.S.P. A idade dos evaporitos da plataforma continental do Ceará, Brasil, e sua relação com os outros evaporitos das bacias nordestinas. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, **Publ.Esp.**, v.7, p.139-143. 1989.

REINECK, H.E.; GERDES, G.; CLAES, M.; DUNAJTSCHIK-PIEWAK, K.; RIEGE, H.; KRUMBEIN, W.E. Microbial modification of sedimentary surfaces structures. In: Heling, D.; Rothe, P.; Förstner, U.; Stoffers, P. (Ed) **Sediments and environmental geochemistry**. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp.254-276, 1990.

REITNER, J.; QUÉRIC, N.V.; ARP, G. **Advances in Stromatolite Geobiology**. Series: Lecture Notes in Earth Sciences, v. 131, XII, 560 p. , 2011.

REITNER, J.; THIEL, V.; ZANKL, H.; MICHAELIS, W.; WÖRHEIDE, G.; GAUTRET, P. Organic and biogeochemical patterns in cryptic microbialites. In: Riding RE & Awramik SM (Ed) **Microbial Sediments**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 149-160, 2010.

REVSBECH, N.P.; JORGENSEN, B.B. Microelectrodes: their use in microbial ecology. **Adv.Microbial Ecol.**, v.9, p.293-352, 1986.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sediment.**, v.47, n.1, p.179–214. 2000.

RIDING, R. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner J, Thiel V (Ed) **Encyclopedia of Geobiology**. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Heidelberg, pp.635-654., 2011.

RIDING, R.E.; AWRAMIK, S.M. **Microbial Sediments**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 331p, 2010.

RIOS-NETO, A.M.; REGALI, M.S.P.; CARVALHO, I.S.; FREITAS, F.I. Palinoestratigrafia do intervalo Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Rev.Bras.Geoc.**, v.42,n.2, p.331-342, 2012.

RIOS-NETTO, A.M. **Evolução paleoambiental e palinoestratigrafia do intervalo Alagoas na parte oriental da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 270 p. 2011.

RODRIGUES, R. **A Geoquímica Orgânica na Bacia do Parnaíba**. 1995. 225f. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

ROJAS, F.E.M., 2009. **Estratigrafia de sequências do intervalo Aptiano-Albiano na bacia do Araripe, NE do Brasil**. Dissertação de mestrado. 102f. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

ROSSETTI D.F.; GÓES A.M.; SOUZA L.S.B. 2001. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (zona bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. **Rev.Bras.Geof.**, v.19, p.113-130.

ROSSETTI, D. F.; PAZ, J. D. S.; GÓES, A. M. Facies analysis of the Codó Formation (Late Aptian) in the Grajaú Area, Southern São Luís-Grajaú Basin. **An.Acad.Bras.Ciênc.**, v.76, n.4, p.791-806, 2004.

ROUCHY, J.M.; MONTY, C. Gypsum microbial sediments: Neogene and modern examples. In: Riding, R.E.; Awramik, S.M. (Ed) **Microbial Sediments**. Springer-Verlag, Berlin, pp. 209 –216, 2000.

RYDIN, C.; MOHR, B.; FRIIS, E.M. *Cratonia cotyledon* gen. et sp. nov.: a unique Cretaceous seedling related to *Welwitschia*. **Proc.Roy.Soc.**, v.B 270, n.1, p.1-4, 2003.

SAGEMAN, J.; BALE, S.J.; BRIGGS, D.E.G.; PARKES, R.J. 1999. Controls on the formation of authigenic minerals in association with decaying organic matter: an experimental approach. **Geochim.Cosmoch.Act.**, v.63, p.1083–1095.

SANTOS, M. E. M. Ambiente deposicional da Formação Santana, Chapada do Araripe (PE/PI/CE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 4, p. 1412-1426.

SANTOS, R. S. Uma redescoberta de *Dastilbe elongatus*, com algumas considerações sobre o gênero *Dastilbe*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, **Bol.**, 42, 7 p. 1947.

SANTOS, R.S. *Leptolepis diassii*, novo peixe fóssil da Serra do Araripe, Brasil", Divisão Geologia Mineração, D.N.P.M, **Notas Preliminares e Estudos**, vol. 108, 1958, p.1-15.

SANTOS, R.S.; VALENÇA, J.G. A Formação Santana e sua paleoictiofauna. **An.Acad.Bras.Ciênc.**, v.40, p.339–360. 1968.

- SARAIVA, A.A.; GREGATTI, B.G.N.P. Taxonomic remarks on Brazilian Cretaceous Decapoda from Araripe Basin, Brazil, and ecological inferences. **Gaea**, v.5, n.2, p.70-74, 2009.
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Bol.Téc.Petr.**, v.12, n.1, p.21-86. 1969.
- SCHIEBER J, BOSE PK ERIKSSON, P.G.; BANERJEE, S; SARKAR, S; ALTERMANN, W; CATUNEAU, O, Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record. Elsevier, 288 p.
- SCHLANGER, S.O.; JENKYNS, H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. **Geol.Mijnb.**, v.55, p.179–184, 1976.
- SCHULTZE, H.P.; STÖHR, D. *Vinctifer* (Pisces, Aspidorhynchidae) aus de Unterkreide (oberes Aptium) von Kolumbien. **Neu.Jahrb.Geol.Paläontol.Abh.**, v.199, n.3, p.395–415. 1996.
- SCHULTZE-LAM, S.; HARAUZ, G.; BEVERIDGE, T.J. Participation of a cyanobacterial S layer in fine-grain mineral formation. **Journ.Bacter.**, v.174, p.7971–7981. 1992.
- SCHUSTER, W.H. Synopsis of biological data on milkfish *Chanos chanos* (Forsk.) 1775. **Fis.Biol.Synop.**, v.4, p.1–58, 1960.
- SEILACHER, A. Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. **Neu.Jahrb.Geol. Paläontol.Monath.**, v.1, , p.34–39 , 1970.
- SENRA, T.O.S.; RODRIGUES, V.Z.C.; MARTINS-NETO, R.G. The Cretaceous paleobiogeography of térmites (Insecta, Isoptera), diversity and paleoclimatic inferences for the northeast Brazil. CONGRESSO DE ECOLOGIA DO BRASIL, 8, Caxambu, MG. **Anais...** , 2007.

SEONG-JOO, L.; BROWNE, K.M.; GOLUBIC, S. On stromatolite lamination. In: Riding RE & Awramik SM (Ed) **Microbial Sediments**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp, 16-24. 2010.

SEVRIN-REYSSAC, J.; PLETIKOSIC, M. Cyanobacteria in fish ponds. **Aquac.**, v.88, 1990, p.1-20.

SHEARER, W. Prospects for life in Lake Nyos. **Nat.**, v.328, 1987, p.299-300.

SHELUBSKY, M. Observations on the properties of a toxin produced by *Microcystis*, Verhagen. **Intern.Ver.Limnol.**, v.11, 1951, p.362-366.

SILVA, A.L.; NEUMANN, V.H. Formação Crato da Bacia do Araripe: um reservatório análogo ao Calcário Trairí (Formação Paracuru), Bacia do Ceará. CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS, 2. **Anais...**, p. 31-36. 2002.

SILVA, M. A. M. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. **Bol.Geoc.Petr.**, v.2, n.1, p.53-63. 1988.

SILVA, M. A. M. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. **Rev.Bras.Geoc.**, v.16, n.3, p.306-310, 1986.

SILVEIRA, D. P.; MACHADO, M. A. P. Bacias sedimentares brasileiras - Bacia de Pelotas. **Inform.Fund.Paleontol.Phoen.**, n.63, p.1-6, 2004.

SINDERMANN, C.J. **Principal diseases of marine fishes and shellfishes**. Academic Press, London, 369 pp. 1970.

SMALL, HI. **Geologia e Suprimento de Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará**. Recife, Insp. Obras Contra Secas. 80 p. (Publicação 25). 1913.

SMAYDA, T.J. A phantom of the oceans. **Nat.**, v.358, 1992, p.374-375.

SMITH, A.B. Echinoid distribution in the Cenomanian: an analytical study in biogeography.

Palaeog.Palaeoclim.Palaeoec., v.92, p.263-276, 1992.

SMITH, A.J.; HORNE, D.J. Ecology of Marine, Marginal Marine and Nonmarine Ostracodes.

In: Holmes, J.A. & Chivas, A.R. (Ed.) Ostracoda: Applications in Quaternary Research.

Geophys.Monogr.Ser., v.131, p.37-64. 2002.

STAL, L.J.; VAN GEMERDEN, H.; KRUMBEIN, W.E. Structure and development of a benthic

microbial mat. **Microbiol.Ecol.**, v.31, p.111-125, 1985.

STANCLIFFE, R. P. W., 1996. Microforamiferal linings. In: Jansonius J. & McGregor D.C. (Ed)

Palynology: Principles and applications., v.1, pp.373-379.

STEPHENS, D.W. 1990. Changes in lake levels, salinity and the biological community of Great

Salt Lake (Utah, USA), 1847-1987. **Hydrobiol.**, v.197, p.139-146.

STOLZ, J.F. Distribution of phototrophic microbes in the flat laminated microbial mat at Laguna

Figueroa, Baja, California, Mexico. **BioSyst.**, v.23, p.345-357, 1990.

STOLZ, J.F. The ecology of phototrophic bacteria. In: Stolz JF (Ed) **Structure of phototrophic**

prokaryotes. CRC Press, Boca Raton, pp.105-123. 1991.

STOLZ, J.F. Structure of microbial mats and biofilms. In: Riding RE & Awramik SM (Ed)

Microbial Sediments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp.01-08. 2010.

STOODLEY, P., SAUER, K., DAVIES, D.G. & COSTERTON, J.W. Biofilms as complex

differentiated communities. **Ann.Rev.Microbiol.**, v.56, p.187-209. 2002.

TAYLOR, F.J.R. (Ed.) 1987 **The Biology of Dinoflagellates**. Botanical Monographs, Volume 21 . Oxford: Blackwell Scientific Publications, 785 pp.

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. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Bol.Geoc.Petr.**, v.18, n.1, p.9-29. 2010.

THOMPSON, J.B.; SCHULTZE-LAM, S.; BERVERIDGE, T.J.; DES MARAIS, D.J. Whiting events: biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton. **Limnol.Oceanogr.**, v.42, p.133–141. 1997.

TOMAZELLI L.J.; VILLWOCK J.A. Geologia do sistema lagunar Holocênico do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Rev.Pesq.Geoc.**, v.18, n.1, p.13-24. 1991.

TOPORSKI, J.K.W., STEELE, A., WESTALL, F., THOMAS-KEPRTA, K.L., AND MCKAY, D.S. The simulated silicification of bacteria – new clues to the modes and timing of bacterial preservation and implications for the search for extra-terrestrial microfossils. **Astrobiol.**, v.2, p.1–26. 2002.

TWEDDLE, D.; CROSSLEY, R. Effects of an earthquake on demersal cichlid fishes of southern Lake Malawi. **Journ.Fis.Biol.**, v.38, 1991, p.305-308.

VAIL PR.; MITCHUM R.M.; THOMPSON S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: Payton C.E. (Ed.) **Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration**. p 83-97 (AAPG Memoir, 26). 1977.

VAKHRAMEEV, V.A. **Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth**. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. 1991.

VALENÇA, L.M.M.; NEUMANN, V.H.; MABESOONE, J.M. An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: Onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. **Geol.Act.**, v.1, n.3, p.261-275. 2003.

VASCONCELOS, E. P. **O Evento CPT - Camadas Ponta do Tubarão, Aptiano da Bacia Potiguar**. 1995. 198 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

VIANA, M.S.S.; NEUMANN, V.H.L. Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE: riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M.L.C. (Eds) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) – Brasília, v.1: p.113-120, 2002.

WALL, D.; DALE, B.; LOHMAN, G.P.; SMITH, W.K. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas. **Mar.Micropal.**, v.2, p.121-200, 1977.

WARREN, J. K. **Evaporites: Sediments, Resources and Hydro-carbons**. New York: Springer, 2006.

WEIJERMARS, R. Global Tectonics since the Breakup of Pangea 180 million years ago: evolution maps and lithospheric budget. **Eart.Sci.Rev.**, v.26, p.113-162, 1989.

WILSON, M.V.H. Year classes and sexual dimorphism in the Eocene catostomid fish *Amyzon aggregatum*. **Journ.Vertebr.Paleont.**, v.3, p.137-142, 1984.

WOODHEAD, P.M.J. The death of North Sea fish during the winter of 1962-3, particularly with reference to the sole, *Solea vulgaris*. **Helgol.Wissen.Meeresunt.**, v.10, p.283-300, 1964.

WRIGHT, V.P. The recognition and interpretation of paleokarsts: two examples from the lower carboniferous of South Wales. **Journ.Sed.Petr.**, v.52, n.1, p.83-94. 1982.

WRIGHT, V.P. Climatic fluctuation in the Lower Carboniferous. **Die.Naturwissen.**, v.67, p.252-253, 1980.