

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**PALINOESTRATIGRAFIA DO TURONIANO DA ÁREA
DE LARANJEIRAS, NA BACIA DE SERGIPE:
INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS E
PALEOCLIMÁTICAS**

Paulo Roberto Silva Santos

ORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo A. M. Koutsoukos (PETROBRAS)

COORIENTADOR: Dr. Wagner Souza Lima (PETROBRAS)

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Luis José Tomazelli
Prof. Dr. Valesca Brasil Lemos
Prof. Dr. Mitsuru Arai**

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2009

Santos, Paulo Roberto Silva

Palinoestratigrafia do turoniano da área de Laranjeiras, Bacia de Sergipe: inferências paleoambientais e paleoclimáticas / Paulo Roberto Silva Santos. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2009.
48 f. : il.

Dissertação (mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2009.

Orientação: Prof. Dr. Eduardo A. M. Koutsoukos
Co-orientador: Dr. Wagner Souza Lima

1. Palinoestratigrafia. 2. Turoniano. 3. Sergipe. 4. Bioestratigrafia. 5. Cotinguiba. 6. Sapucari. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Luciane Scoto da Silva CRB 10/1833

AGRADECIMENTOS

Agradeço profundamente a todas as pessoas e instituições que tornaram real a travessia deste portal. Aos meus pais, Joselita Silva Santos (*in memoriam*) e Eronildes dos Santos, educadores e verdadeiros amigos, sempre presentes em todos os momentos mais importantes da minha vida. À Anita, mulher e companheira nos melhores e piores momentos. À Tâmara e Isaac, meus filhos, motivos de alegria e garra para continuar com otimismo nesta trajetória, assim como todos os familiares.

Aos mestres amigos Cecília Cunha Lana, Wagner Souza Lima, Coorientadores e colegas, pelo apoio fundamental na correção dos textos e na orientação sobre os rumos do trabalho desenvolvido. Ao orientador Eduardo Apóstolos Machado Koutsoukos pela paciência, bom humor e correções dos textos. Aos colegas mestres e amigos, Elizabete Pedrão, Mitsuru Arai, Eduardo Henrique Roesner e Jarbas Guzzo.

À Petrobras e todos os colegas que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste mestrado, principalmente os amigos do laboratório Ailton Evangelista, Edson João da Silva pela preparação das amostras e fotografia do material, Verônica Viana, Maria Rosilene e a nova colega Carol Johnsson, pelas indicações na edição dos textos. À Fundação Paleontológica Phoenix e seus membros colegas e amigos, Wagner Souza Lima, Paulo César Galm e Edilma de Jesus Andrade, pelo suporte técnico, bibliográfico e algumas vezes emocional. À UFRGS e aos colegas de batalha Eveline Zambonato, Plauto Peixoto, Ana Paula, Rafael, Leonardo, Del Rei, pelos momentos acadêmicos, as discussões nos afloramentos e todos os momentos felizes e proveitosos do Chuí a Ituporanga. Aos amigos e funcionários do núcleo da estratigrafia, pelo apoio ao desenvolvimento dos trabalhos e momentos de descontração, no futebol e nas “*happy hours*” de Porto alegre: Paulão, Fernandinho, etc. Aos mestres amigos pela competência, leveza e respeito com que trataram os diversos temas geológicos e os alunos durante o curso, especialmente Dr. Cainelli, Gerson Terra, Dr. Tomazelli, Dr. Nilo Azambuja Filho, Dr. Claiton Scherer, Dr. Eduardo Koutsoukos, Dr. Paul Edwin Potter. Aos mestres de *Tai Chi Chuan* que me forneceram suporte interior todo o tempo, especialmente ao prof. Adriano Jagmin e toda a equipe do Centro Cultural “Tao”, que proporcionaram a continuidade no desenvolvimento do *Tai Chi Chuan* durante a estadia em Porto Alegre.

“Nada há de definitivo no conhecimento a respeito de qualquer área do desenvolvimento humano. Os textos, as palavras, ilustrações e pensamentos são pequenos Vaga-lumes ter iluminar as noites sem lua nas florestas. “O Tao que pode ser descrito, não é o verdadeiro Tao” (Tao Te King, Lao Tse). É preciso ser esta “Metamorfose Ambulante” do que ter aquela velha opinião formada sobre tudo (Raul Seixas)”.

ÍNDICE

Agradecimentos	iii
Resumo	v
“Abstract”	v
Lista de figuras	vi
Texto explicativo da estrutura da dissertação	vii
1- Introdução	1
2- O estado atual do conhecimento, do Cenomaniano e Turoniano das bacias marginais	1
2.1- Paleogeografia	2
2.2- Clima	3
2.3 - Produtividade primária	5
2.4 - Circulação oceânica	7
2.5- Transgressão marinha do cretáceo.....	8
2.6- Palinologia.....	8
Referências bibliográficas	13
Documento formal de aceitação do artigo para publicação no Boletim de Geociências da Petrobras.....	19
Artigo (Título).....	20
Resumo.....	20
Abstract	21
Expanded Abstract.....	22
Introdução.....	25
Objetivos.....	26
Evolução Tectono-Sedimentar.....	26
Localização	27
Bioestratigrafia	28
Metodologia	29
Resultados	30
Testemunho L923A	30
Testemunho L1423A	31
Amostras de superfície	32
Conclusões	33
Referências bibliográficas	36
Sumário Integrador.....	39
Referências bibliográficas	41

RESUMO

O registro geológico correspondente à passagem do Cenomaniano ao Turoniano é reconhecido mundialmente por documentar o mais importante fenômeno eustático de elevação do nível dos mares no Cretáceo. Associado a este, ocorreu um evento anóxico oceânico de natureza global, com importantes implicações econômicas na formação de extensos depósitos pelíticos ricos em matéria orgânica e potencialmente geradores de hidrocarbonetos. No Brasil este intervalo é encontrado predominantemente em sub-superfície, em poços de petróleo terrestres e marítimos. A melhor exposição desta seção se encontra na pedreira Votorantim, no município de Laranjeiras, Estado de Sergipe. Através de análises palinológicas semiquantitativas realizadas em testemunhos e exposições de rocha recuperadas pela atividade da mineração, é proposto neste trabalho um arcabouço palinoestratigráfico para a seção estudada, integrando-se ainda dados paleoecológicos que suportaram uma interpretação estratigráfica segundo a metodologia da Estratigrafia de sequências.

ABSTRACT

The Cenomanian –Turonian boundary is worldwide recognized as the most important eustatic event of the sea level rise in the Cretaceous, correlated with a global oceanic anoxic event, which induced the widespread formation of organic and rich pelitic deposits from the potential source rocks of hydrocarbon. In Brazil this section is predominantly found in the subsurface, onshore and offshore oil wells. One of the best outcrops of this interval is found in the Votorantim/CIMESA Quarry, in Laranjeiras, State of Sergipe, Brazil. Through a semiquantitative palynological study, based on mining cores drilled in the quarry, a palynostratigraphic framework is proposed for the studied section, integrated with additional paleoecological inferences and interpretations based on the Sequence stratigraphy methodology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização (Souza Lima <i>et al.</i> , 2002).....	1
Figura 2.1- As principais feições fisiográficas existentes no Oceano Atlântico Sul já existiam no Cenomaniano, porém com paleobatimetrias reduzidas. Algumas partes das elevações de Rio Grande e Walvis e do Platô de São Paulo eram emersas, ou muito rasas O perfil A-A' mostra a profundidade atual da lâmina d'água. (Cunha 2001, modificado de Scholler, 1996).....	2
Figura 2.2-1- Relação entre a produção de crosta oceânica (Larson, 1991), variação relativa do nível do mar (Haq, 1988), paleotemperatura na superfície do mar em altas latitudes (Savin, 1977) e estimativa da produção de CO ₂ (Larson, 1991). Escala de tempo geológico de Harland (1990) (Modificado de Caldeira & Rampino, 1991 <i>in</i> Cunha, 2001).....	4
Figura 2.2-2- Circulação oceânica no Atlântico Sul durante o Cenomaniano-Turoniano segundo Zimmerman <i>et al.</i> (1978). As setas azuis e vermelhas correspondem à circulação superficial e de fundo, respectivamente. Mapa paleogeográfico adaptado de Smith <i>et al.</i> (1994, <i>apud</i> Cunha, 2001).....	5
Figura 2.3-1- Curva de paleotemperatura dos oceanos em função da paleolatidade no Cretáceo. Os pontos marcados por “x” no gráfico representam os dados utilizados (Frakes 1999).....	6
Figura 2.4-1- Esquema da circulação oceânica global atual (IPCC, 2003).....	7
Figura 2.4-2- Padrão de circulação oceânica no Albiano (A) e no Turoniano (B), segundo a simulação de Poulsen <i>et al.</i> (2001). Os vetores representam a velocidade média à profundidade entre 0 e 435 m. O vetor maior corresponde ao valor de 14 m/s. A escala de cores representa a salinidade.....	7
Figura 2.6-1- Variação do número de espécies de dinocistos ao longo do tempo geológico (MacRae, 2002). A queda observada ao redor de 93 Ma, é devida ao Evento Anóxico Oceânico Global (EAO).....	9
Figura 2.6-2- Mapa paleogeográfico da transição Cenomaniano-Turoniano (reconstituição a 93,5 Ma, segundo Scotese, 2001). Os círculos amarelos representam as ocorrências de <i>Ascodinium acrophorum</i> , e os vermelhos, as de <i>Florentinia khaldunii</i> ; a linha tracejada amarela indica o provável limite entre os domínios Tetiano e Austral no Mesocenomaniano. As setas vermelhas representam as correntes quentes, e as azuis, as frias (Paleocorrente das Malvinas); FB = Fossa de Benué (atual Nigéria). Arai (2007).....	10
Figura. 2- Carta estratigráfica simplificada da seção marinha cretácea para a Sub-Bacia de Sergipe (Adaptada de Souza Lima <i>et al.</i> , 2002).....	26
Figura 3- Localização da pedreira e mapa com os furos de sondagem. (modificado de Andrade, 2005).....	27
Figura 4- Exposição dos Carbonatos da pedreira Votorantim (Banco de imagem da PETROBRAS 1998).....	28

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação é constituída de 48 páginas, 72.597 caracteres, com espaços, subdivididas em 110 itens, conforme o índice exposto anteriormente. Possui 19 figuras, sendo oito figuras relativas ao estado atual do conhecimento palinológico do Cenomaniano-Turoniano das bacias marginais brasileiras, cinco referentes à localização e seção estratigráfica da área estudada e seis delas constituídas de estampas de palinomorfos e fotomicrografia de lâminas petrográficas. Toda a estrutura se refere ao trabalho “Palinoestratigrafia do Turoniano da área de Laranjeiras, bacia de Sergipe: inferências paleoambientais e paleoclimáticas”, submetido à publicação no Boletim de Geociências da Petrobras.

1- INTRODUÇÃO

A bacia de Sergipe-Alagoas situa-se no Nordeste do Brasil, entre os paralelos 8° e 12°, tendo forma alongada na direção 45°N E, com uma extensão de 350 km e largura média em terra de 35 km. O limite em direção ao mar se estende além da isóbata de 2000 m. A área emersa é de 15.000 km² e a porção submersa de 40.000 km². Já foram perfurados mais de 4.835 poços, sendo aproximadamente 90% *onshore* e 10% *offshore*, e registrados mais de 71.089 km (29.625 km *onshore* e 41.464 km *offshore* de linhas sísmicas 2D e 6684 km² de linhas 3D (1301 *onshore* e 5383 *offshore*). Levantamentos gravimétricos cobriram uma extensão de 12.357 km e os magnetométricos uma extensão maior que 2200 km. Foi também efetuado, extenso mapeamento geológico, e realizadas milhares de análises paleontológicas, geoquímicas e sedimentológicas (PETROBRAS, 2008). O potencial petrolífero desta bacia sedimentar ainda não foi completamente explorado e, mesmo após mais de seis décadas de pesquisa petrolífera, muitas áreas da bacia permanecem pouco conhecidas (Fig. 1) e novos estímulos exploratórios continuam surpreendendo, a exemplo das novas descobertas em águas profundas do Campo de Piranema e das perspectivas *offshore* das jazidas do Pré-Sal, que ampliam ainda mais os horizontes exploratórios.

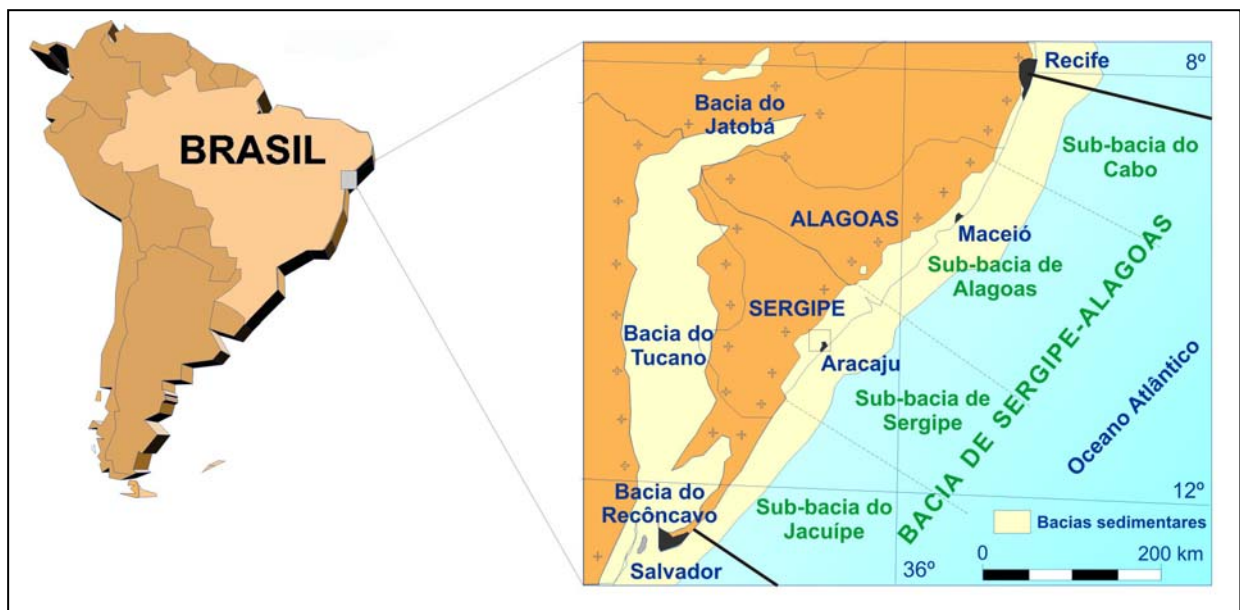


Figura 1- Mapa de localização (Souza Lima *et al.*, 2002).

2- O ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO, COM DESTAQUE NA PALINOLOGIA, DO CENOMANIANO E TURONIANO DAS BACIAS MARGINAIS BRASILEIRAS

O termo Turoniano foi proposto por d'Orbigny, (1842, Bellier, 1971, Cunha, 2001) para definir uma seção de rochas predominantemente carbonáticas aflorantes na região de Tours, na França. Em 1847, este autor denominou de Cenomaniano a parte inferior desta mesma seção. Estas seções continuam sendo usadas como referência para o Turoniano e o Cenomaniano. Segundo Bengtson (1996) o limite inferior do Turoniano foi definido pela primeira ocorrência do amonóide *Watinoceras devonense* na Camada 86 da seção-tipo de Pueblo, nos

Estados Unidos, sendo o limite superior caracterizado pela primeira ocorrência do inoceramídeo *Cremonoceramus rotundatus*, na pedreira de Salzgitter-Salder, Alemanha. Devido à importância econômica das rochas ricas em matéria orgânica concentradas nos andares Cenomaniano-Turoniano, responsáveis pela geração de uma considerável parte do petróleo descoberto no mundo, o desenvolvimento das pesquisas sobre a paleoceanografia destes andares tem sido intensificado nas últimas décadas. O clima, a distribuição paleogeográfica dos continentes, a circulação oceânica e atmosférica e a produtividade dos oceanos vêm sendo objeto de estudos detalhados.

2.1- PALEOGEOGRAFIA

No início do Mesozóico havia uma única e extensa área emersa formada pela união dos continentes Laurásia e Gondwana, conhecida como Pangéia. Ao leste, deste continente, existia um embaçamento oceânico denominado de Mar de Tétis, que progressivamente aumentava em largura à medida que o Pangéia se dividia. Durante o Jurássico (Toarciano), a separação entre as áreas correspondentes ao noroeste da África e a América do Norte deu origem ao proto-Oceano Atlântico. Mais tarde, durante o Eocretáceo (Aptiano), a ruptura do continente Africano e Sul-Americano originou o Oceano Atlântico Sul. Conforme Sclater *et al.* (1977), no Cenomaniano, a parte central-meridional do Oceano Atlântico Sul já possuía mais de 200 km de largura, porém ao norte, a largura entre a costa equatorial do Brasil e o noroeste da África permanecia relativamente reduzida, menor que 50 km. Nesta época as principais feições fisiográficas observadas atualmente no Oceano Atlântico Sul (bacias da Argentina, Cabo, Brasil e Angola, cadeia meso-oceânica, elevações de Rio Grande e Walvis, platôs da Malvina e São Paulo, canais de Agulhas e Vema) já se encontravam plenamente delineadas (Scholler, 1996, Cunha, 2001) (Fig. 2.1).

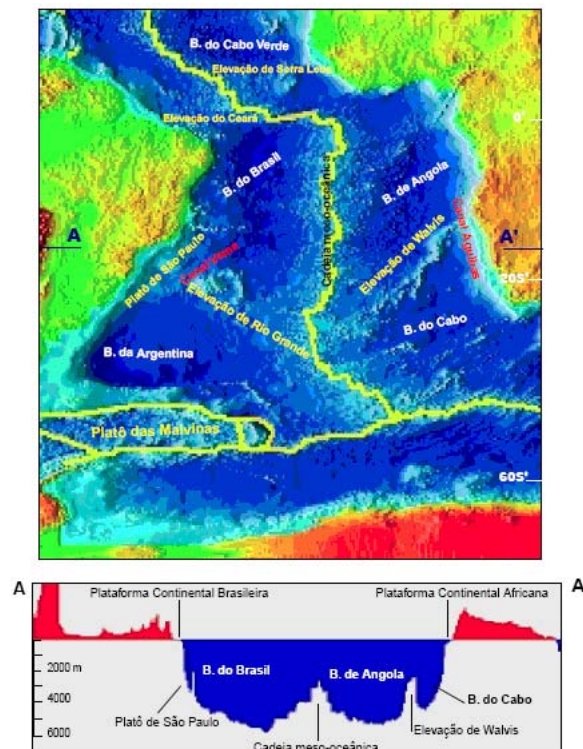


Figura 2.1- As principais feições fisiográficas existentes no Oceano Atlântico Sul já existiam no Cenomaniano, porém com paleobatimetrias reduzidas. Algumas partes das elevações de Rio Grande e Walvis e do Platô de São Paulo eram emersas, ou muito rasas. O perfil A-A' mostra a profundidade atual da lâmina d'água. (Cunha 2001, modificado de Scholler, 1996).

As datações radiométricas das rochas do embasamento vulcânico das elevações existente fornecem idades entre 69 e 85 Ma, coerentes com as datações bioestratigráficas das rochas depositadas imediatamente acima do embasamento (Cunha 2001). Os estudos paleoecológicos, sedimentológicos e a análise das rochas vulcânicas sugerem profundidades muito baixas durante o Santoniano-Campaniano sobre estas elevações, sendo provável a existência de áreas emersas. Após o Campaniano, devido à subsidência muito rápida, estas elevações submergiram e atingiram profundidades relativamente grandes antes do final do Cretáceo (Barker, 1983, Moore, *et al.*, 1984, Cunha, 2001). Na porção equatorial, antes da ruptura da África e América do Sul, as atuais bacias da Costa do Marfim e Gana encontravam-se ligadas às bacias de Barreirinhas e do Piauí-Ceará, de acordo com (Mascle *et al.*, 1996). Progressivamente, estas bacias evoluíram para bacias oceânicas mais amplas e interconectadas, até que, no final do Albiano, iniciou-se a formação de uma crosta oceânica contínua entre os dois continentes. Entretanto, os maiores valores de subsidência e das taxas de expansão do fundo oceânico foram atingidos somente no Turoniano. Segundo Parrish, (1993) a África e América do Sul permaneceram conectadas por áreas emersas através das elevações de Rio Grande e Walvis até o Albiano. Para a autora, o tempo exato da ruptura da conexão equatorial ainda é pouco conhecido, apesar dos dados faunísticos apontarem para uma ruptura completa somente no Turoniano. No Turoniano, o nível relativo do mar era cerca de 200 m mais elevado que nos dias atuais, fazendo com que extensas áreas continentais tornassem-se mares epicontinentais como o *Western Interior Seaway* nos Estados Unidos e o *North African Seaway* no Norte da África. Na África, este evento estabeleceu uma passagem oceânica entre o Atlântico Sul e a porção Mediterrânea do Mar Tétis. Na América do Norte extensas áreas foram cobertas por mares relativamente rasos e quentes, onde se depositaram consideráveis volumes de rochas carbonáticas e folhelhos negros. Dentro deste contexto paleogeográfico muitos autores estabeleceram modelos de distribuição paleobiogeográfica de organismos bentônicos e planctônicos, com o objetivo de verificar se as rotas de migração são coerentes com as conexões marinhas e continentais propostas pelos modelos de evolução tectônica dos oceanos. Dias-Brito (1995) discute a similaridade entre os pitonelídeos (microorganismos planctônicos calcáreos) do Mar Tétis e do Oceano Atlântico Sul e conclui que durante o Mesocretáceo estas massas de águas foram interligadas por correntes superficiais. As águas de fundo do Oceano Atlântico Sul originaram-se na região Caribenha do Mar Tétis, e as diferenças biogeográficas das associações bentônicas justificar-se-iam pelas diferenças de salinidade, temperatura e nutrientes, sem a existência de barreiras oceanográficas efetiva entre estes oceanos. Contudo, a partir do Vraconiano as influências das águas da parte mais austral do Oceano Atlântico tornaram-se mais efetivas, causando nas bacias da plataforma continental brasileira, de sul para norte, a substituição dos depósitos carbonáticos por siliciclásticos. Este evento marcaria a redução ou desintegração da província, denominada pelo autor, de Tétis Sul-Americano. Outros autores também têm demonstrado que existem similaridades entre as microfaunas turonianas do Atlântico Sul, do Atlântico Norte e do Mar Tétis (Koutsoukos, 1992, 1995; Seeling & Bengtson, 1999). De uma maneira geral, estes autores concluem que a partir do Neopartiano-Albiano já existiam rotas migratórias entre estes oceanos tendo-se estas se tornado gradativamente mais efetivas até o Neocenomaniano.

2.2- CLIMA

De um modo geral, é aceito que o clima do Cretáceo tenha sido bem mais quente e também tenha possuído gradiente térmico Pólo-Equador bastante reduzido em relação aos dias de hoje (Barron, 1983). Um grande número de pesquisadores sugere a ausência de calotas polares e temperaturas médias em torno de 10° C nas altas latitudes, com um gradiente térmico entre o equador e o pólo variando entre 17° e 26° C (Barron, 1983; Tolmazin, 1985; Parrish & Spice, 1988; Frakes & Francis, 1990; Huber *et al.*, 1995). Entretanto, persistem diversas dúvidas sobre quais seriam os

mecanismos indutores de um clima mais quente e uniforme. Segundo vários autores, o parâmetro que melhor responde ao aquecimento e equalização climática é o aumento da pressão de CO₂. A elevação na produção de CO₂ é associada ao aumento da atividade vulcânica em decorrência da ascensão de “superplumas” provenientes do manto. Estas plumas deflagrariam um aumento generalizado da atividade vulcânica e da paleotemperatura, causando uma elevação na taxa de expansão de fundo oceânico e no nível relativo do mar (Larson, 1991 e Caldeira & Rampino, 1991, Cunha 2001, fig. 2.2-1).

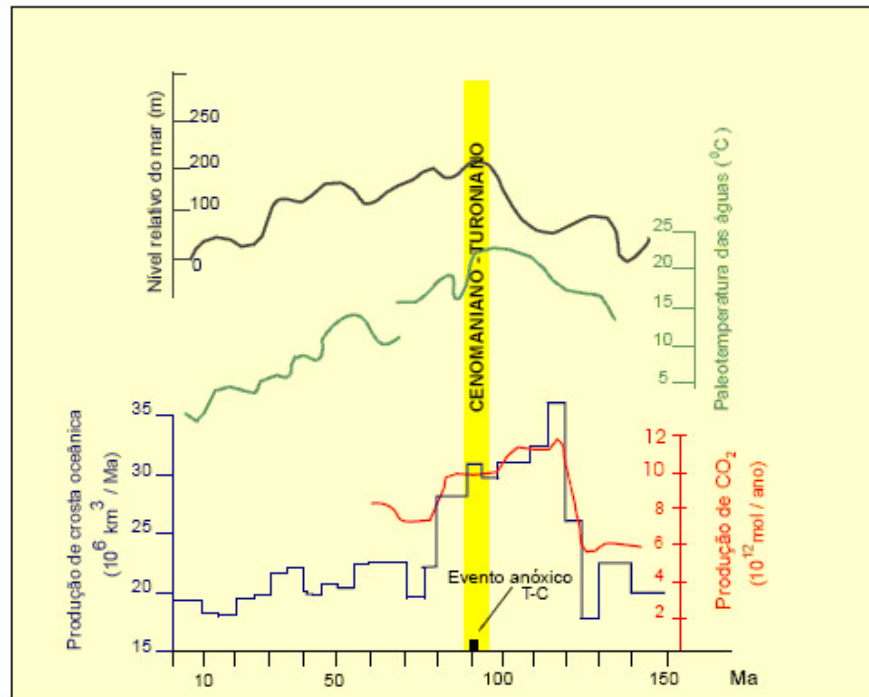


Figura 2.2-1 - Relação entre a produção de crosta oceânica (Larson, 1991), variação relativa do nível do mar (Haq, 1988) e paleotemperatura na superfície do mar em altas latitudes (Savin, 1977) e estimativa da produção de CO₂ (Larson, 1991). Escala de tempo geológico de Harland (1990) (Modificado de Caldeira & Rampino, 1991 in Cunha, 2001).

Barron *et al.* (1995), com base em modelos climáticos numéricos, supõem que um aumento de quatro vezes na concentração de CO₂, acompanhado de um relativo aumento de transporte de calor pelos oceanos, poderia justificar as temperaturas mais altas e equalizadas. De fato, a distribuição do calor e da umidade por meio da circulação dos oceanos e da atmosfera parece ter sido um fator determinante na redução do gradiente térmico entre o Pólo e o Equador durante o Cenomaniano-Turoniano, além de ter controlado a formação e a distribuição dos depósitos carbonáticos e siliciclásticos ricos em matéria orgânica.

Segundo Zimmerman *et al.* (1987), a distribuição dos depósitos ricos em matéria orgânica do Oceano Atlântico Sul sugere que, durante o Cenomaniano e o Turoniano, este oceano era formado por bacias relativamente isoladas. Para eles a circulação de fundo entre o oceano Atlântico Norte e Sul somente teria tornado-se efetiva no decorrer do Cenomaniano. Ao sul, a circulação era controlada pelas elevações de Rio Grande e Walvis, e pelos canais de Agulhas e Vema. A integração das bacias de Angola e do Brasil com a parte mais austral do oceano ocorreria através destes canais, já que a barreira formada pelo Platô de São Paulo e elevações de Rio Grande e Walvis impediriam a circulação aberta. A circulação de fundo, segundo os autores, seguiria o modelo proposto por Brass *et al.* (1982), ou seja, correntes de fundo induzidas por águas hipersalinas e depletadas em oxigênio. Além disso, ao norte das elevações de Rio Grande e Walvis existiria um padrão de circulação anticiclônico (sentido anti-horário) com formação de áreas de ressurgência na costa oeste da África. A inexistência da corrente circumpolar Antártica

deve ter induzido a formação de um giro ciclônico (sentido horário) na parte austral do Oceano Atlântico que, de certa forma também dificultava que as correntes atingissem a parte setentrional do Atlântico Sul (Fig. 2.2-2).

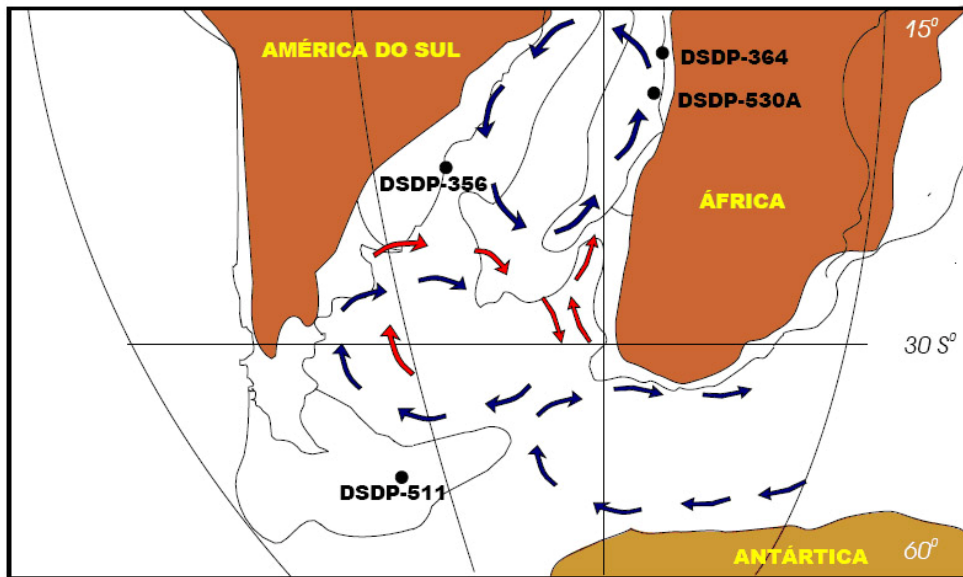


Figura 2.2-2-Circulação oceânica no Atlântico Sul durante o Cenomaniano-Turoniano segundo Zimmerman *et al.* (1978). As setas azuis e vermelhas correspondem à circulação superficial e de fundo, respectivamente. Mapa paleogeográfico adaptado de Smith *et al.* (1994, *apud* Cunha, 2001).

2.3- PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA

A grande quantidade de depósitos ricos em matéria orgânica em rochas carbonáticas no Cretáceo médio sugere que a produtividade dos oceanos foi extremamente elevada neste período, sobretudo levando-se em conta a ocorrência de um cenário climático com temperaturas elevadas e pressão de CO₂ alta. As tentativas de quantificação da produtividade primária em sedimentos pretéritos têm sido feitas por vários pesquisadores. Müller & Suess (1979), a partir de suas pesquisas, concluíram que a paleoprodutividade mais elevada ocorre nos períodos glaciais, devido ao aumento do influxo continental ou devido à ampliação das áreas de ressurgência.

Cálculos de produtividade média, feitos por Bralower & Thierstein (1987), indicam estratos representativos de baixa produtividade, intercalados aos de maior produtividade de curta duração e alta frequência, na passagem do Cenomaniano para o Turoniano.

Fischer (1981) advogou a ocorrência, ao longo da história geológica da Terra, de uma oscilação climática entre as duas fases extremas: a de *greenhouse* e a de *icehouse*. Existe um consenso de que o Cretáceo constituiu uma fase *greenhouse*, tendo um clima generalizadamente quente, em especial no Mesocretáceo (Frakes, 1999). As evidências para tal afirmação são inúmeras: a expansão latitudinal de organismos marinhos termófilos (Kauffman, 1973, 1984; Gordon, 1973; Lloyd, 1982; Huber *et al.*, 1995), a ocupação de regiões próximas aos pólos pelos dinossauros (Colbert, 1973; Olivero *et al.*, 1991; Crame, 1992a) e o deslocamento de províncias fitogeográficas tropicais em direção aos pólos (Vakhrameev, 1991). Estas observações, aliadas aos estudos de modelamento paleoclimático, levam a concluir que o paleoambiente do Cretáceo era favorável à fotossíntese e à produtividade primária (Beerling, 1994, 1996). A curva de Frakes (1999) sintetiza bem a condição climática do Cretáceo e traz dois momentos de resfriamento

relativo: o primeiro na transição Hauteriviano-Barremiano e o segundo na parte média do Cenomaniano (Fig. 2.3-1).

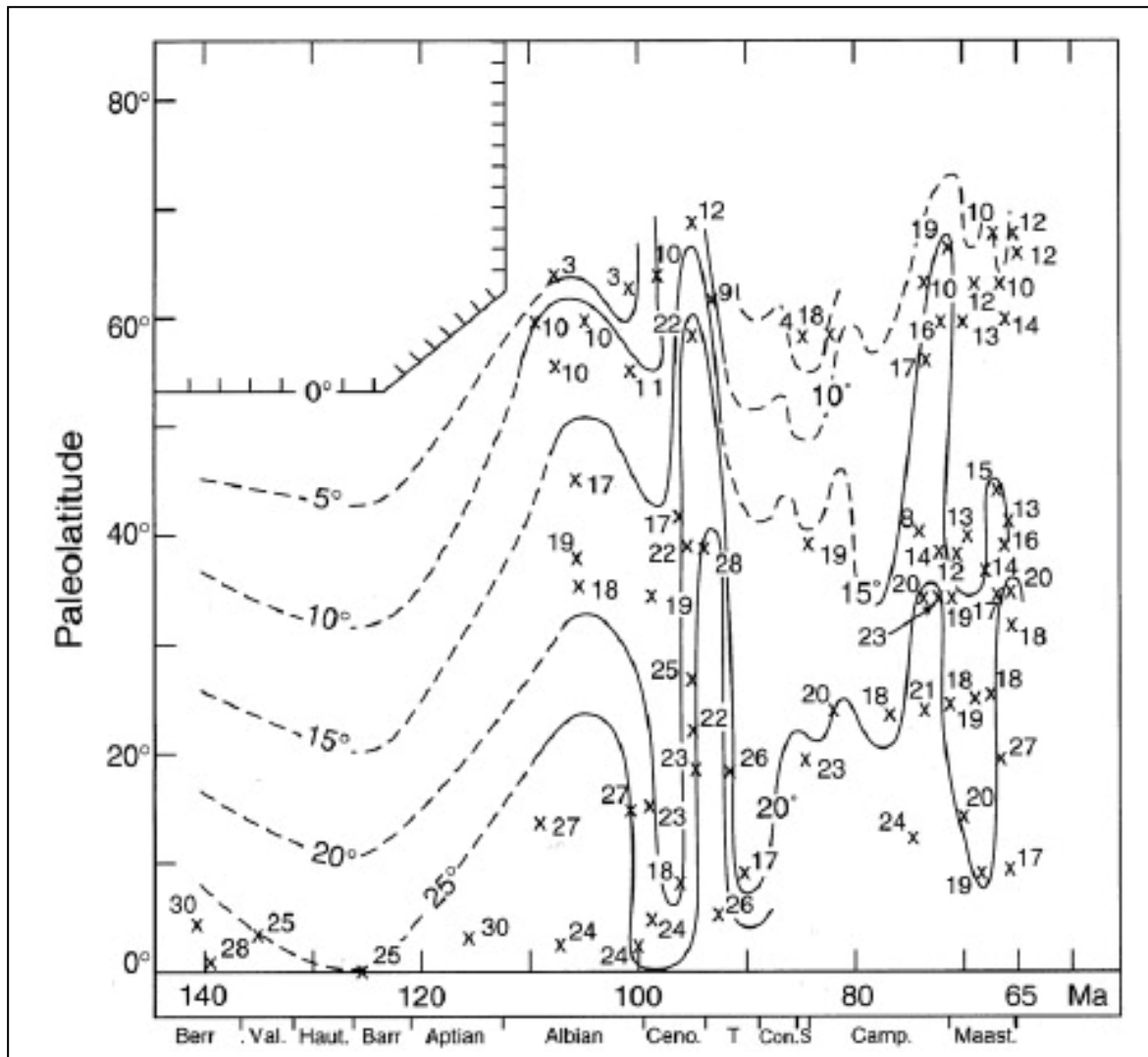


Figura 2.3-1 - Curva de paleotemperatura dos oceanos em função da paleolatITUDE no Cretáceo. Os pontos marcados por “x” no gráfico representam os dados utilizados (Frakes 1999)

Os dados de paleotemperatura, baseados em isótopos estáveis e nos modelamentos de clima global, indicam temperaturas dos oceanos tropicais 5° C menores que a atual (18-23° C), pelo menos em alguns períodos (em 98 Ma e 106 Ma, segundo Frakes, 1999). Huber *et al.* (1995), com base nos dados de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ (isótopos de oxigênio e carbono respectivamente) obtidos nos oceanos meridionais, concluíram que houve aumento gradual de temperatura no decorrer do Albiano e Cenomaniano, chegando a águas superficiais extremamente quentes no intervalo Turoniano – Eocampaniano, seguido de resfriamento do final do Eocampaniano até o fim do Maastrichtiano. Um aquecimento global, da ordem de 3 a 4° C, marca a parte final deste intervalo. Segundo Barrera & Savin (1999), esse aquecimento ocorreu em decorrência do efeito estufa ocasionado por vulcanismo. O aquecimento teria começado por volta de 66 Ma, mas há 65,6 Ma o clima global voltou a se esfriar (Wilf *et al.*, 2003). Segundo esses autores, a diferença de temperaturas entre as altas e as baixas latitudes era em torno de 14°C no Neo-albiano e no Neomaastrichtiano, mas no Coniaciano-Santoniano teria sido apenas de 0 a 4° C (Fig. 2.3-1).

2.4- CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

Devido aos distintos gradientes de temperatura e posição dos continentes, a circulação oceânica, durante o Cretáceo, deve ter sido bastante diferente da atual (Fig.2.4-1). Condições similares àquelas do Mar Mediterrâneo atual devem ter sido responsáveis pela formação de águas de fundo durante boa parte do Cretáceo (Brass *et al.*, 1982).

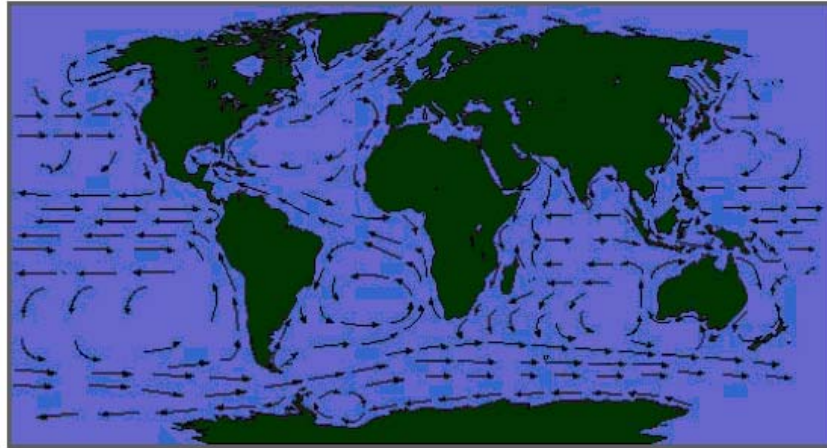


Figura 2.4-1- Esquema de circulação oceânica global atual (IPCC, 2003).

Segundo o modelamento de Poulsen *et al.* (2001), no Turoniano já deve ter se instalado no Atlântico Sul uma circulação oceânica que poderia ser caracterizada como termohalina (Fig. 2.4-2).

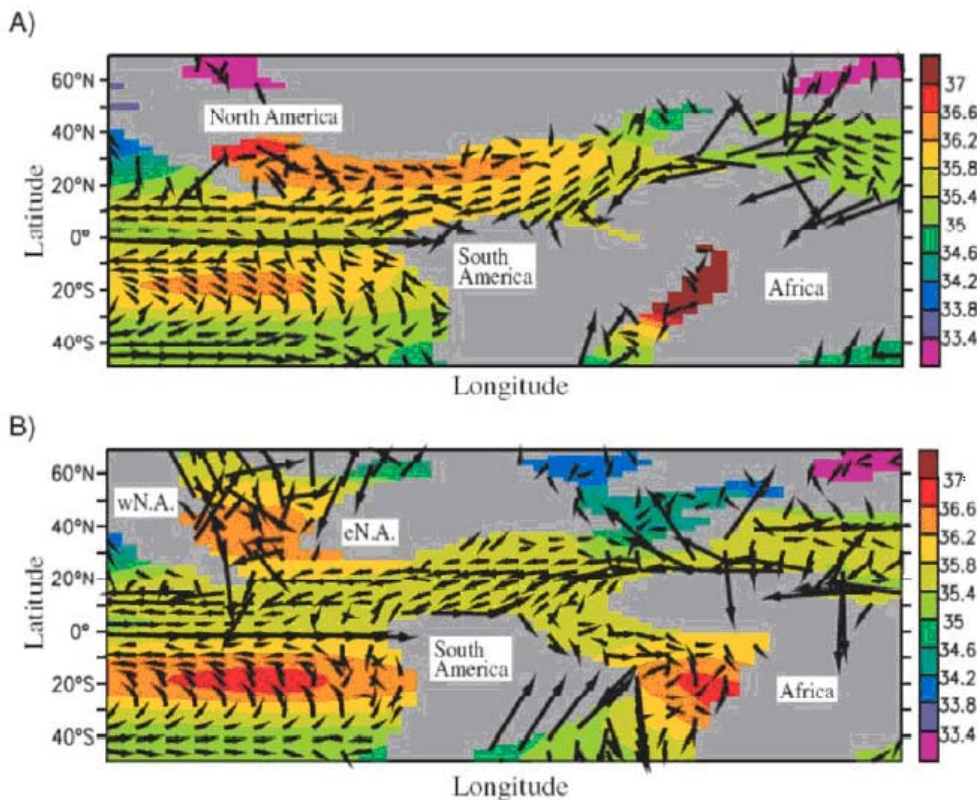


Figura 2.4-2 - Padrão de circulação oceânica no Albiano (A) e no Turoniano (B), segundo a simulação de Poulsen *et al.* (2001). Os vetores representam a velocidade média à profundidade entre 0 e 435 m. O vetor maior corresponde ao valor de 14 m/s. A escala de cores representa a salinidade.

2.5- TRANSGRESSÃO MARINHA DO CRETÁCEO

No Mesocretáceo o nível eustático chegou a ficar cerca de 300m acima do atual (Bond, 1976, Palmer, 2002) e a decorrente transgressão marinha que marca a passagem do Cenomaniano para o Turoniano, teria sido a maior dos últimos 250 milhões de anos (Huber, 1998). Sem dúvida, foi a maior dos tempos pós-Paleozóico. Alguns autores (Hancock & Kauffman, 1979) admitem um nível 650m acima do atual. Desses, apenas 10 a 50 m seriam devidos à causa glacioeustática (Miller *et al.*, 2002), sendo o principal fator de natureza geodinâmica que ocasionou alta taxa de produção do assoalho oceânico (Hays & Pitman, 1973). A formação de extensos mares epicontinentais ocasionada pela subida eustática deve ter sido um fator importante no clima do Cretáceo (Damon, 1968). Segundo Barron *et al.* (1981), aproximadamente 20% das terras hoje emersas teriam sido cobertas pelo mar mesocretáceo. Há quem acredite que 90% da superfície dos continentes teriam ficado sob as águas (*p.ex.*, Blanchard, 2004).

Como parâmetro de comparação, pode-se mencionar o cálculo de Skelton (2003), segundo o qual, uma subida de 100 m no nível do mar hoje seria suficiente para inundar 25% da atual América do Norte. Associada a esta transgressão, ocorreu um evento anóxico oceânico de natureza global, com importantes implicações econômicas na formação de extensos depósitos pelíticos ricos em matéria orgânica; potencialmente geradores de hidrocarbonetos, um dos motivos principais para o desenvolvimento do presente trabalho.

2.6- PALINOLOGIA

Foi no Mesocretáceo que as angiospermas, surgidas no Eocretáceo (Crane *et al.*, 1994), passaram a dominar a flora terrestre com o aparecimento de várias famílias relacionáveis às atuais (Crane, 1989, Brenner, 1996, Friis *et al.*, 1999, 2000, 2001; Dilcher, 2001).

Durante o Cenomaniano, os grãos de pólen do gênero *Classopolis*, um representante das gimnospermas, são muito frequentes, destacando-se o surgimento de *Classopolis major*. Surgem também os gêneros *Elaterocolpites*, *Triorites* e *Galeacornea*, todos muito característicos da idade. Aparecem também os primeiros triporados. Os dados de modelamento atmosférico (Barron & Washington, 1982; Barron *et al.*, 1993) apontam para altas paleopressões atmosféricas parciais de CO₂; segundo Berner (1993, 1994) e Andrews *et al.*, (1995) e de O₂, 26%, segundo Berner & Canfield (1989). Há também indicações de que a taxa de precipitação pluviométrica era maior do que a atual (Crowley & North, 1991). Essa condição climática permitiu a ocupação de regiões de altas latitudes por florestas de coníferas decíduas e semidecíduas e ginkgófitas (Saward, 1992, Spice *et al.*, 1993, Vakhrameev, 1961, 1991). Os lenhos fósseis provenientes de paleoflorestas polares mesozóicas mostram anéis de crescimento robustos e bem desenvolvidos, o que indicaria condições favoráveis ao crescimento vegetal (Creber & Chaloner, 1985).

Em termos de evolução de palinoflora (palinomorfos continentais e marinhos), os andares Cenomaniano e Turoniano nas bacias brasileiras podem ser caracterizados como descrito a seguir.

O topo do Cenomaniano inferior é dado pela extinção de *Litosphaeridium arundum* (dinoflagelado) nas bacias do Sul e Sudeste. Nas bacias do Norte e Nordeste o *datum* pode ser indicado pelo nível de extinção do pólen *Psilatricolpites papilioniformis*, conforme o esquema palinoestratigráfico de Regali *et al.* (1974) e Regali (1985).

O topo do Cenomaniano médio é dado pelo nível de extinção de *Palaeoperidinium cretaceum* (dinoflagelado) nas bacias do Sul e Sudeste (Arai, 1992). Nas bacias do Norte e Nordeste o *datum* pode ser indicado pela extinção de *Gnetaceaepollenites diversus*, conforme Regali (1985), Lana (1997) e Arai (2001). Convém lembrar que, no esquema pioneiro de Regali *et al.* (1974), esse bioevento havia sido relacionado ao topo do Cenomaniano superior, o qual foi devidamente reposicionado em Regali, 1985.

O topo do Cenomaniano superior é marcado pelos níveis de extinção de *Cribroperidinium edwardsii* e *Endoceratium dettmanniae* nas bacias do Sul e Sudeste (Arai,1992). Segundo as constatações de Lana & Roesner (2002), na margem equatorial (bacias Potiguar e Ceará), este *datum* pode ser dado pela extinção de *Cribroperidinium cooksoniae*, *Pervosphaeridium cenomaniense* e *Xenascus plotei*. Nas bacias do Norte e Nordeste, este *datum* pode ser indicado pelo nível de extinção do pólen *Gnetaceaepollenites similis*, conforme o esquema palinoestratigráfico de Regali (1985), Arai (2001) ou ainda pelas últimas ocorrências de *Classópollis major* e *Triorites africaensis* (Lana, 1997).

O topo do Turoniano inferior é dado pelo nível de extinção de *Atopodinium iuvene* nas bacias do Sul e Sudeste (Arai e Botelho 1996). Fora dessa região, o Turoniano não apresenta subdivisões com base em eventos de surgimento e ou extinção de dinoflagelados (Lana e Roesner, 2002). Convém lembrar que em trabalhos anteriores (p.ex., Arai, 1992, 1994,1997), *Atopodinium iuvene* havia sido denominado de *Atopodinium haromense*. O topo do Turoniano superior é dado pelo nível de extinção de *Cribroperidinium* sp. A nas bacias do Sul e Sudeste (Arai & Botelho Neto, 1996). Nas bacias da margem equatorial, ele pode ser demarcado pelo nível de extinção do pólen *Tricolpites* sp. S.427, o pólen guia utilizado no Senegal por Jardiné & Magloire (1965) e por Regali (1985 e Lana (1997), nas bacias de Berreirinhas e Potiguar.

Na transição Cenomaniano-Turoniano, as associações de dinoflagelados sofreram uma queda drástica, tanto em termos de quantidade como diversidade, em decorrência do **Evento Anóxico Oceânico Global** (EAO) (Jenkyns, 1980; Southam *et al.*, 1982; Arthur *et al.*, 1987) que, criando condições extremamente euxínicas, teriam provavelmente favorecido mais a microflora constituída por cianobactérias e prasinofíceas (Tyson, 1995). O caráter global do evento se traduz pela queda generalizada do número de espécies de dinocistos, ao redor de 93 Ma (Fig.2.6 -1).

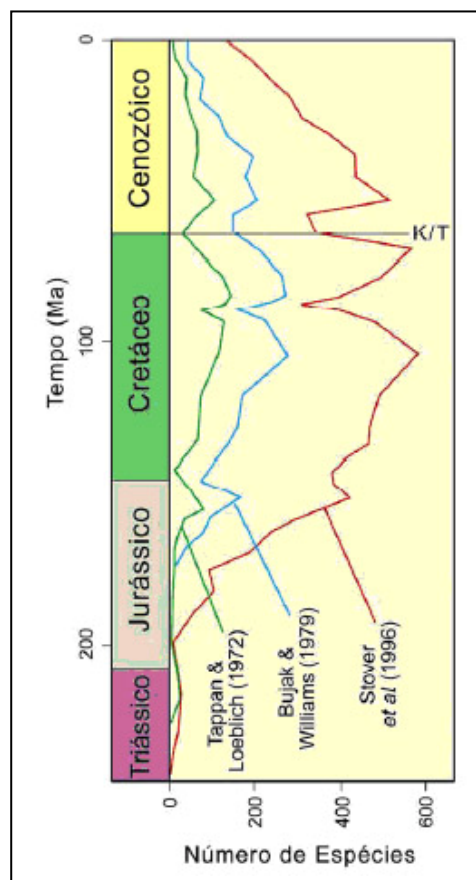


Figura 2.6 -1 - Variação do número de espécies de dinocistos ao longo do tempo geológico (MacRae, 2002). A queda observada ao redor de 93 Ma é devida ao **Evento Anóxico Oceânico Global** (EAO).

A escassez em dinoflagelados é especialmente patente na Margem Equatorial Brasileira, onde o Turoniano não foi contemplado pela subdivisão bioestratigráfica baseada em dinocistos (Lana & Roesner, 2002). Com o prosseguimento da abertura do Atlântico Sul, as bacias brasileiras, no Neocretáceo, passaram a apresentar elementos austrais: *Conosphaeridium striatoconum*, no Turoniano-Santoniano, e *Nelsoniella* spp., no Santoniano-Campaniano, o que sugere a crescente influência de correntes oceânicas vindas do sul (“Paleocorrente das Malvinas”), no decorrer do Neocretáceo. A espécie *Conosphaeridium striatoconum* é praticamente exclusiva do Hemisfério Sul, tendo seu único registro do Hemisfério Norte no Coniaciano da Inglaterra (Pearce, 2000). Essa ocorrência pontual de *Conosphaeridium striatoconum* no hemisfério norte é devida provavelmente ao evento de resfriamento global que teria ocorrido na transição Turoniano-Coniaciano (Fig. 2.3-1), o qual permitiu a dispersão da espécie para além da faixa equatorial que lhe servia como barreira climática (Pearce, 2000). No entanto, a curta duração do resfriamento e o re-estabelecimento da “Paleocorrente do Golfo” devem ter coibido a proliferação de *Conosphaeridium striatoconum* no hemisfério norte, impedindo o estabelecimento de uma distribuição bipolar plena. A situação semelhante ocorre com *Nelsoniella* spp. que é também predominantemente austral. No hemisfério sul, espécimes de *Nelsoniella* podem aparecer em grandes concentrações, formando por vezes, verdadeiros *blooms* (Arai, 2004). Já no hemisfério norte o táxon é raro, e suas ocorrências são pouco frequentes.

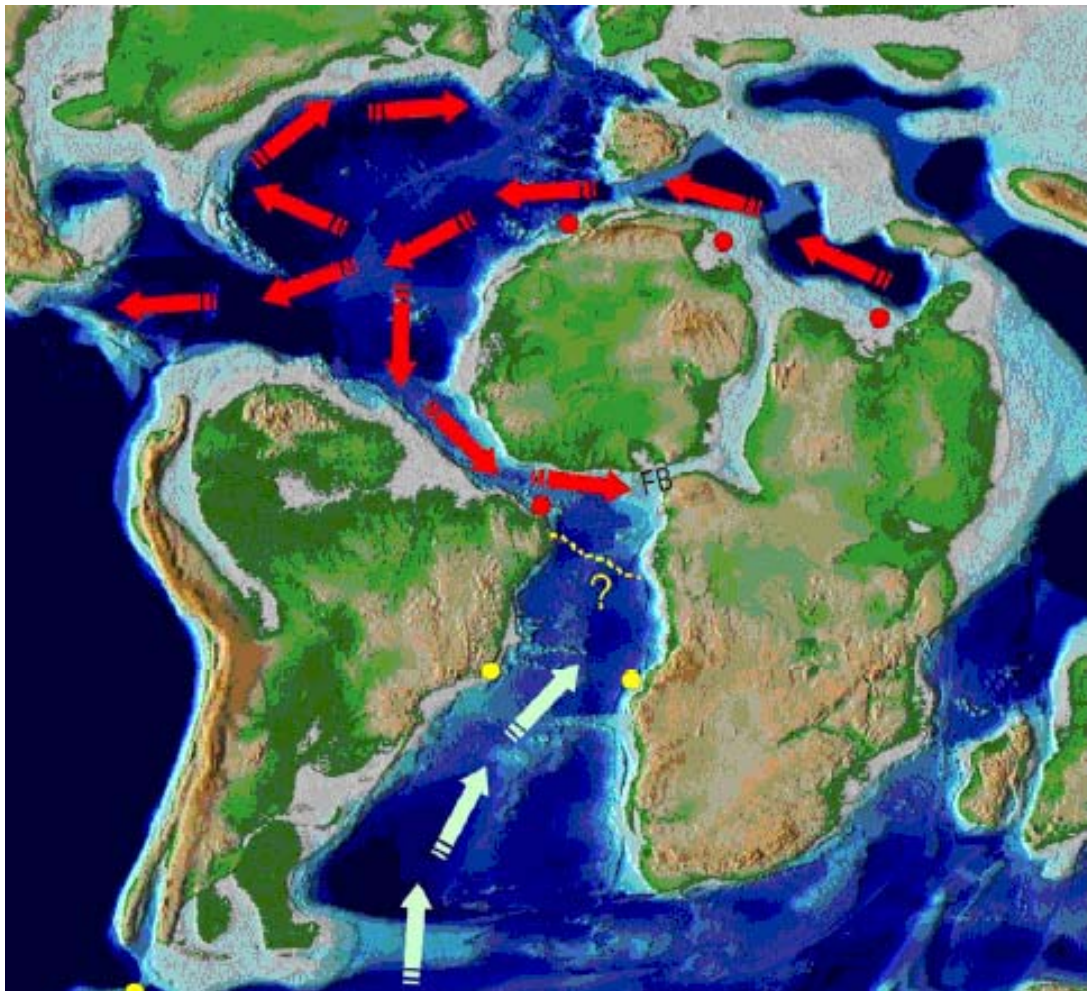


Figura 2.6-2- Mapa paleogeográfico da transição Cenomaniano-Turoniano (reconstituição a 93,5 Ma, segundo Scotese, 2001). Os círculos amarelos representam as ocorrências de *Ascodinium acrophorum*, e os vermelhos, as de *Florentinia khaldunii*; a linha tracejada amarela indica o provável limite entre os domínios Tetiano e Austral no Mesocenomaniano. As setas vermelhas representam as correntes quentes, e as azuis, as frias (Paleocorrente das Malvinas); FB = Fossa de Benué (atual Nigéria). Arai (2007).

Na bacia Potiguar o intervalo correspondente ao Cenomaniano-Turoniano ficou caracterizado bioestratigraficamente por quatro palinozonas de intervalo superior, consolidadas em Viviers *et al.* (1992).

Regali & Gonzaga (1985) estenderam para a Bacia Potiguar o refinamento bioestratigráfico obtido na seção cenomaniana-turoniana da Bacia de Barreirinhas. As autoras identificam, nas porções submersa e emersa da bacia, a ocorrência das biozonas *Psilatricolpites papilioniformis* (P-370), *Gnetaceaepollenites diversus* (P-375), *Gnetaceaepollenites similis* (P-380) e *Tricolpites* sp. S. 427 (P-405). Na ausência de um esquema bioestratigráfico baseado em amonóides, a seção cenomaniana-turoniana da Bacia Potiguar tem sido identificada a partir da determinação de subzonas de foraminíferos planctônicos (Viviers *et al.*, 1992) e zonas de palinomorfos (Regali & Gonzaga, 1985).

Para a Bacia de Sergipe, "em particular a posição do limite Cenomaniano-Turoniano é incerta" (Koutsoukos & Bengtson, 1993) A caracterização bioestratigráfica deste limite baseou-se essencialmente nos resultados obtidos por Jardiné & Magloire (1965) para as Bacias do Senegal e Costa do Marfim (Lana, 1997). Estes autores, analisando amostras de testemunhos e de calha de perfurações petrolíferas daquelas bacias, estabeleceram um zoneamento palinoestratigráfico para o intervalo Barremiano a Maastrichtiano.

Com base no biozoneamento atualmente disponível para foraminíferos planctônicos, Lana (1997) conclui pela impossibilidade de se posicionar o limite Cenomaniano-Turoniano na Bacia Potiguar. Por outro lado, desde Regali & Gonzaga (1985) e Regali *et al.* (1985), este limite tem sido caracterizado palinologicamente nas bacias da margem equatorial brasileira, incluindo a Bacia Potiguar, pela extinção concorrente de *Gnetaceaepollenites similis*, *Gnetaceaepollenites crassipolli* e das formas associadas *Classopollis major*, *Triorites africaensis* e *Elateroplicites africaensis*, que definem o topo da biozona P-380.

Viviers & Regali (1987) sugeriram uma equivalência "aproximada" entre os topos da Zona G. similis (P-380) e da Zona de foraminíferos *Globigerinelloides bentonensis* (F-120.2), pois já reconheciam a existência de uma defasagem entre estes topos.

Toda a seção Cenomaniano superior - Turoniano inferior da área estudada na bacia Potiguar, caracteriza-se por uma escassa microfauna bentônica calcária, especialmente nos sítios onde a sedimentação processou-se sob paleobatimetrias mais profundas (Lana, 1997). A escassez destes microfósseis sugere condições de fundo desfavoráveis ao desenvolvimento destes organismos como, por exemplo, baixa oxigenação das águas de fundo (ambientes disóxicos/anóxicos). Os dados de **Carbono Orgânico Total** (COT) obtidos, com valores em média menores que 1,0%, não são aparentemente compatíveis com uma situação de disoxia a anoxia de fundo (Lana, 1997). A pobreza em COT nos depósitos investigados pode estar relacionada com as altas taxas de sedimentação siliciclástica, aos níveis de produtividade primária insuficientes para provocar uma expansão da **camada de mínimo de oxigênio** favorecendo a degradação completa da matéria orgânica na coluna d'água, ou ainda a degradação da matéria orgânica no fundo, em condições de oxigenação ainda insuficientes para o pleno desenvolvimento de uma microfauna secretora de carapaças calcárias. A anomalia isotópica típica do evento global do limite Cenomaniano-Turoniano (EAO 2, de Arthur & Schlanger, 1979), não foi detectada nos estudos de Lana (1997). Esta anomalia está bem registrada em delgadas seções de folhelhos orgânicos, margas e carbonatos pelágicos do globo, amostradas em escala métrica a submétrica (Schlanger *et al.*, 1987, Jarvis *et al.*, 1988, Gale *et al.*, 1993, entre outros). Valores anormalmente altos de COT, que acompanham a anomalia isotópica de carbono no globo, também não foram registrados na passagem Cenomaniano-Turoniano da bacia Potiguar.

A modificação da cobertura vegetal na bacia Potiguar, do Cenomaniano para o Turoniano, é expressa por uma nítida, mas não necessariamente brusca modificação do espectro polínico dos depósitos investigados. A transição Cenomaniano-Turoniano é representada pelo fim do franco domínio de uma flora gimnospérmica (*Classopollis major*, formas elateradas e expressiva diminuição de polens poliplicados), substituída por associações relativamente dominadas

relativamente por angiospermas em toda a província microflorística ASA (*African-South American Microfloral Province*) (Herngreen *et al.*, 1996) caracterizada para a faixa intertropical do Mesocretáceo. A modificação da cobertura vegetal parece estreitamente relacionada com a modificação climática observada ao longo do intervalo Cenomaniano-Turoniano, determinada por paleotemperaturas progressivamente mais frias (Lana, 1997). Durante todo o Cenomaniano (palinozonas P-370 a P-380), dominado por clima mais quente, mas relativamente mais úmido (evidenciado pela alta disponibilidade de água e sedimentos para a bacia), predominava uma vegetação de clima quente, que foi praticamente extinta na área com o resfriamento progressivo, verificado pelo menos no intervalo Neocenomaniano-Eoturoniano. Viviers & Regali (1987) já interpretavam esta modificação como o encerramento de um ciclo climático quente. Sedimentologicamente essa transição corresponde ao início da instalação das fácies carbonáticas da Formação Jandaíra. Efetivamente, estes depósitos carbonáticos, assim como as intercalações carbonáticas-siliciclásticas proximais, são significativamente mais pobres em palinómorfs continentais. Mesmo com este controle faciológico, refletido na diminuição significativa das freqüências relativas de palinómorfs continentais, foi possível reconhecer esta forte modificação de caráter qualitativo no espectro polínico Lana (1997).

O conjunto de dados isotópicos do oxigênio obtidos nos estudos de Lana (1997) foi interpretado como uma indicação de diminuição progressiva das paleotemperaturas oceânicas superficiais no intervalo Neocenomaniano-Eoturoniano e se ajustam aos dados isotópicos e à interpretação paleoclimática apresentados por Frakes & Francis (1990), para este mesmo intervalo. Esta tendência, verificada para baixas latitudes, parece conflitante com a interpretação sugerida a partir dos dados isotópicos de latitudes médias (p. ex. em Jenkyns *et al.*, 1994), que apontam um "aquecimento global" para o intervalo Cenomaniano-Eoturoniano. Entretanto, é possível sugerir uma situação hipotética de condições paleoceanográficas ao final do Cenomaniano que agrupe estas duas interpretações aparentemente conflitantes (Lana, 1997). A comunicação de águas superficiais entre os oceanos Atlântico Sul e Norte iniciou-se no Eoaptiano (Koutsoukos, 1992). Com a continuação da fase drifte de formação das bacias marginais brasileiras e a conexão definitiva entre o Atlântico Norte e Sul no Cenomaniano-Turoniano (Dias-Brito, 1987; Koutsoukos, 1987), a circulação oceânica entre zonas tropicais e subtropicais passaria a ser mais efetiva, contribuindo para a mudança global do clima terrestre atribuída ao intervalo Neocenomaniano-Eoturoniano. A intensificação da circulação oceânica propiciaria uma mistura de massas d'água tropicais (quentes) e anteriormente estagnadas, com massas d'água subtropicais mais frias. Isto corresponderia ao aumento geral das temperaturas médias superficiais oceânicas em médias e altas latitudes, porém com um efeito inverso em áreas tropicais. O aumento da circulação oceânica teria reflexo também no aumento da produtividade primária, como sugerido pelos dados globais de $\delta^{13}\text{C}$ para este intervalo. Desta maneira, a passagem Cenomaniano-Turoniano comportaria uma mesma modificação climática global, mas com diferentes respostas dos valores isotópicos de oxigênio de carbonatos marinhos de áreas tropicais e subtropicais.

A extinção de diversos dinocistos, o surgimento de espécies e a mudança entre as associações presentes nos depósitos neocenomanianos e nos estratos eoturonianos poderiam estar respondendo também às modificações paleoclimáticas na bacia Potiguar, uma vez que a temperatura das águas superficiais é um fator fundamental na distribuição qualitativa dos dinocistos nos sedimentos (Wall *et al.*, 1977; Harland, 1983; Turon, 1984). As variações entre as associações neocenomanianas e turonianas refletiriam, a exemplo da modificação do espectro polínico das rochas, o resfriamento climático (e conseqüentemente das águas superficiais) ocorrido do Cenomaniano para o Turoniano, em baixas latitudes (Lana, 1997).

A partir destas análises, Lana (1997), sintetiza as principais conclusões e propõe as seguintes modificações para o zoneamento bioestratigráfico da bacia Potiguar:

As biozonas *Gnetaceaepollenites diversus* (P-375), *Gnetaceaepollenite similis* (P-380) e *Tricolpites* sp. S. 427 (P-405) sofrem emendas, relacionadas essencialmente às suas

caracterizações, com a inclusão de diversos palinomorfos que auxiliam na identificação das mesmas, incluindo-se dinoflagelados, grupo de microorganismos praticamente não investigado na bacia Potiguar.

A Zona *Gnetaceaepollenites similis* (P-380), é subdividida em duas subzonas de intervalo superior, P-380A (*Tricolporopollenites* sp. S. 152) e P-380B (*Triorites africaensis*).

O arcabouço biocronoestratigráfico do intervalo Cenomaniano-Turoniano da Bacia Potiguar, é modificado em relação à concorrência entre as biozonas de foraminíferos planctônicos, ostracodes marinhos e palinomorfos.

O limite Cenomaniano - Turoniano foi assumido como correspondendo ao topo da palinozona P-380 (subzona P-380B), onde se verifica uma importante, mas não brusca mudança palinológica, com a extinção das espécies *Classópollis major*, *Triorites africaensis*, das formas elateradas e de diversos palinomorfos considerados globalmente como formas características do andar Cenomaniano, na província microflorística ASA (*African-South American Microfloral Province*).

Os dinoflagelados, *Cribroperidinium cooksoniae*, *Cyclonephelium* aff. *hughesii*, *Florentinia cooksoniae*, *Odontochitina rhakodes* e *Circulodinium distinctum* que, entre diversas outras espécies, extinguem-se no topo da biozona P-380, apresentam um potencial para o posicionamento do limite Cenomaniano-Turoniano na Bacia Potiguar.

As informações contidas neste estado atual do conhecimento a respeito do Cenomaniano Turoniano baseiam-se essencialmente e fundamentalmente nos trabalhos de Eduardo Koutsoukos, Cecília Cunha Lana, Mitsuru Arai, Armando Scarparo Cunha, Edilma de Jesus Andrade, Peter Bengston e Maria Helena Hessel, autores que estudaram detalhadamente esta seção, inclusive na área de Sergipe, e que servem de embasamento teórico para o trabalho desenvolvido na presente dissertação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, E. J. 2005. Turonian inoceramids and biostratigraphy of the Sergipe's Basin, northeastern Brazil: an integrated study of the Votorantim ad Nassau quarries. Germany, Heidelberg University, 2005. Tese (Doutorado).
- ARAI, M. 1993. Dinoflagelados do Cretáceo médio da Bacia de Campos. Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES-DIVEX, 1991. Relatório interno.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. 1979. Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. AAPG Bul., Tulsa. V. 63, n.6, p. 870-885.
- ARTHUR, M.A.; SCHLANGER, S.O. & JENKINS, H.C. 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Paleooceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: BROOKS, J. & FLEET, A.J. (eds.). Marine Petroleum Source Rocks. Londres: Geological Society. p. 401-420. (Special Publication, n. 26).
- BARRERA, E.; SAVIN, S.M. Evolution of late Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans. In: BARRERA, E.; JOHNSON, C. (ed.). Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Boulder: Geological Society of America, 1999. p. 245-282. (Geological Society of America, Special Paper, n. 332)
- BARRON, E.J. 1983. A Warm, Equable Cretaceous: the Nature of the Problem. Earth-Science Reviews, v. 19, p. 305-338.
- BARRON, E.J. & WASHINGTON, W.M. 1982. Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 40, p. 103-133.
- BARRON, E.J.; FAWCETT, P.J.; POLLARD, D.; THOMPSON, S. Model simulations of Cretaceous climates: the role of geography and carbon dioxide. Philosophical

- Transactions of the Royal Society of London, v.B341, p. 307-316, 1993.
- BARRON, E.J; FAWCETT, P.J. & PETERSON, W.H. 1995. A "simulation" of mid-Cretaceous climate. *Paleoceanography*, v. 10, n. 5, p. 953-962.
- BEERLING, D.J. Modelling palaeophotosynthesis: Late Cretaceous to present. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, v.B346, p.421-432, 1994.
- BEERLING, D.J. The net primary productivity and water use of forests in the geological past. *Advances in Botanical Research*, v.26, p.193-227, 1996.
- BENGTSON, P. The Cenomanian-Coniacian of Sergipe's Basin, Brazil. *Fossils and Strata*, 12, 1-78, p. 51-54 1983.
- BENGTSON, P. 1996. The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*. p. 69-79. (Suplementon. 66).
- BELLIER, J.-P. 1971. Les foraminifères planctoniques du Turonien type. *Revue de Micropaléontologie*, v. 14, n. 2, p. 85-90.
- BERNER, R.A.; CANFIELD, P. A new model for atmospheric oxygen over the Phanerozoic time. *American Journal of Science*, v.289, p.333-361, 1989.
- BERNER, R.A. Paleozoic atmospheric CO₂: importance of solar radiation and plant evolution. *Science*, v.261, p.68-70, 1993.
- BERNER, R.A. GEOCARB II: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, v.294, p.56-91, 1994.
- BRASIER, M.D. *Microfossils*. George Allen & Unwin; University of Hull, 1980. 192 p.
- BOND, G. Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence. *Geology*, v.4, n.9, p.557-560, 1976.
- BRASS, G.W; SOUTHAM, J.R. & PETERSON, W.H. 1982. Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, v. 296, p. 620-623.
- BRALOWER, T.J. & THIERSTEIN, H.R. 1987. Organic carbon and metal accumulation.
- BRENNER, G.J. Evidence for earliest stage of angiosperm pollen evolution: a paleoequatorial section from Israel. In: TAYLOR, D.W.; HICKEY, L.J. (Ed.) *Flowering Plant Origin, Evolution and Phylogeny*. New York: Chapman and Hall, 1996. p. 91-115.
- BURNETT, J.A. 1996 Nannofossils and Upper Cretaceous (sub) stage boundaries - state of the art, *Journal of Nannoplankton Research* 18 (1996), pp. 23-32
- CALDEIRA, K. & RAMPINO, M.R. 1991. The Midcretaceous super plume, carbon dioxide and global warming. *Geophysical Research Letters*, v. 18, n. 6, p. 987-990.
- CARMO, A. M.. An isotopic and geochemical study of climatic and oceanographic factors influencing the organic matter preservation during the late cretaceous in Sergipe's basin, Brazil. Indiana; Indiana University, 1997. Tese (Doutorado).
- CARMO, A. M. & PRATT, L. M. Deciphering Late Cretaceous subequatorial ocean climate interactions in the Sergipe's Basin, Brazil. *Geological Society of America*. , p 231- 242, 1999.
- 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. Review; Late Cretaceous palaeoenvironments and biotas: an Antarctic perspective. *Antarctic Science*, v. 4, n.4, p. 371-382, 1992b.
- CRANE, P.R.; FRIIS, E.M.; PEDERSEN, K.R. Paleobotanical evidence on the early radiation of magnoliid angiosperms. *Plant Systematics and Evolution* [Suppl.], v. 8, p. 51-72, 1994.
- CRANE, P.R. Paleobotanical evidence on the early radiation of nonmagnoliid dicotyledons. *Plant Systematics and Evolution*, v. 162, p. 165-191, 1989.
- CREBER, G.T.; CHALONER, W.G. Tree growth in the Mesozoic and early Tertiary and the reconstruction of paleoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology*, p.52, p.35-60, 1985.
- CROWLEY, T.J.; NORTH, G.R. *Paleoclimatology*. New York: Oxford University Press, 1991. 339 p. (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18).

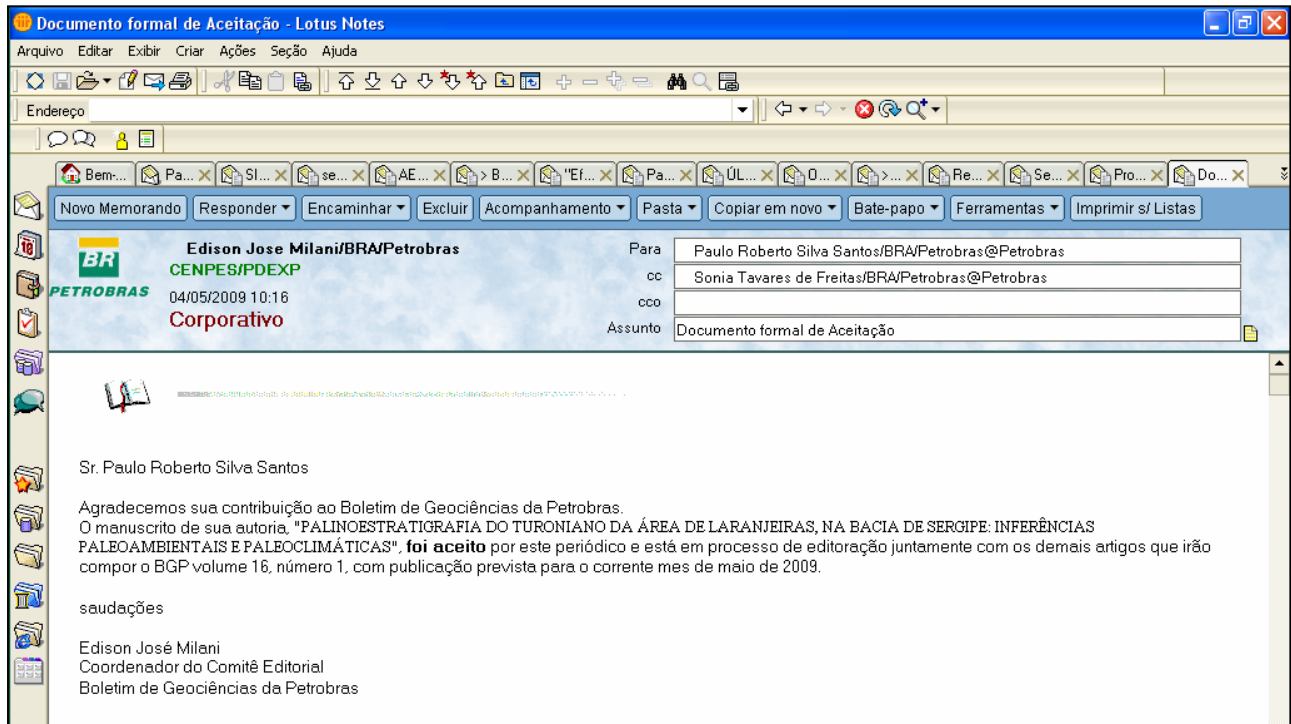
- CUNHA, A.S. Cicloestratigrafia no Cenomaniano Superior e Turoniano do Oceano Atlântico Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2001. Tese (Doutorado).
- DIAS-BRITO, D. 1987. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, p. 162-167.
- DIAS-BRITO, D. 1995. Calcisferas e microfácies em rochas carbonáticas pelágicas mesocretáceas. Porto Alegre. 503 p. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DINO, R. Algumas Espécies Novas de Grãos de Pólen do Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, V.8(2/4): 257-273, 1994.
- DILCHER, D.L. Paleobotany: some aspects of non-flowering and flowering plant evolution. *Taxon*, v. 50, p. 697-711, 2001.
- FALKENHEIN, F.U.H. *et al.* Análise da Bacia de Sergipe - Alagoas. , Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1985. Relatório interno (não publicado).
- FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-161, 1994.
- FISCHER, A.G. Climatic oscillations recorded in the biosphere. In: NITECKI, M. (ed.). *Biotic crises in ecological and evolutionary time*. New York: Academic Press, 1981. p.103-131.
- FRAKES, L.A. & FRANCIS, J.E. 1990. Cretaceous Palaeoclimates. In: GINSBURG, R.N. & BEAUDOIN, B. (eds.). *Cretaceous resources, events and rhythms*. Dordrecht: Kluwer academic. p. 273-287.
- FRAKES, L.A. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In: BARRERA, E.; JOHNSON, C. (ed.). *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Boulder: Geological Society of America, 1999. p. 49-57 (Geological Society of America, Special Paper, n.332).
- FRIIS, E.M.; PEDERSEN, K.R.; CRANE, P.R. Early angiosperm diversification: the diversity of pollen associated with angiosperm reproductive structures in Early Cretaceous floras from Portugal. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, v. 86, p. 259-296, 1999.
- FRIIS, E.M.; PEDERSEN, K.R.; CRANE, P.R. Reproductive structure and organization of Basal Angiosperms from the Early Cretaceous (Barremian or Aptian) of Western Portugal. *International Journal of Plant Sciences*, v. 161, p. S169-182, 2000.
- FRIIS, E.M.; PEDERSEN, K.R.; CRANE, P.R. Origin and radiation of angiosperms. In: BRIGGS, D.E.G.; CROWTHER, P.R. (Ed.) *Palaeobiology II*. Oxford: Blackwell Science, 2001. p. 97-102.
- GALE, A.S, JENKYN, H.C., KENNEDY, W.J, CORFIELD, R.M. 1993. Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journ. Geol. Soc.*, London, v. 150, p. 29-32.
- GORDON, W.A. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. *Journal of Geology*, v.81, p.269-284, 1973.
- HANCOCK, J.M.; KAUFFMAN, E.G. The great transgressions of the Late Cretaceous. *Journal of the Geological Society*, v.136, n.2, p.175-186, 1979.
- HARLAND, R. 1983. Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent areas. *Paleontology*, v. 26, n. 3, p. 321-387.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, I., VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and eustatic cycles. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.LC., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, I.C. (eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Tulsa: SEPM. p. 71-108. (Spec. Publ., n. 42).
- HASHIMOTO, A.T. Contribuição ao estudo do relacionamento da Palinologia e a Estratigrafia de Sequências. Análise da seção do Cretáceo Médio/ Superior da Bacia de Santos, Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995. Tese (Mestrado).

- HESSEL, M.H.R. Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Fossils and Strata*, v. 22, p. 1 – 49, 1988
- HERNGREEN, G.F.W, KEDVES, M., ROVNINA, L.V., SMIRNOVA, S.B. 1996. Cretaceous Palynofloral Provinces: a Review. In: JANSONIUS, J., MCGREGOR, D.e. (eds.). *Palynology: principles and applications*. Utah: AASP Foundation, v. 3, p. 1157-1188.
- HUBER, B.T.; HODELL, D.A. & HAMILTON, C.P. 1995. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, n. 10, p. 1164-1191.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change. 2003. Esquema de circulação oceânica global (Ocean Conveyor). Media Relations Office, Woods Hole Oceanographic Institution, 2003. Disponível em: <http://www.whoi.edu/institutes/occi/currenttopics/abruptclimate_mcmanus_pr.html>. Acesso em: 31 maio 2005.
- JARDINÉ, S., MAGLOIRE, L. 1965. Palynologie et Stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et de Côte d'Ivoire. *Dakar, Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, n. 32, p. 187-245.
- JARVIS, L, CARSON, G.A., COOPER, M.K.E., HART, M.B., LEARY, P.N., TOCHER, B.A., HORNE, D., ROSENFELD, A 1988. Microfossil Assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, London, v. 9, p.3-103.
- JENKYN, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to ocean. *Journal Geological Society of London*, v. 137, p. 171-188.
- JENKYN, H.C., GALE, A.S, CORFIELD, R.M. 1994. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, Cambridge, v. 131, n. 1, p. 1-34.
- KAUFFMAN, E.G. Cretaceous bivalvia. In: HALLAM, A. (ed.). *Atlas of paleobiogeography*. Amsterdam: Elsevier, 1973. p. 353-383.
- KAUFFMAN, E.G. 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.
- KOUTSOUKOS, E.A.M. 1987. A área noroeste da Bacia de Campos, Brasil, do Mesocretáceo ao Neo-Cretáceo: evolução paleoambiental e paleogeográfica pelo estudo de foraminíferos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n 2, p. 168-172.
- KOUTSOUKOS, E. A. M.; DESTRO, N.; AZAMBUJA FILHO, N. C. DE & SPADINI, A. Upper Aptian-Lower Coniacian carbonate sequences in the Sergipe's Basin, Northeastern Brazil. In: TONI SIMO, J. A.; SCOTT, R. W. & MASSE, J. P. (EDS.), *Cretaceous carbonate platforms*. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir, V. 56, p. 127-144, 1993.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. & BENGSTON P. Towards an integrated biostratigraphy of the upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe's Basin, Brazil. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*. V.125, p. 241-262. 1993
- KOUTSOUKOS, E.A.M. Mid to Late Cretaceous Microbiostratigraphy, Palaeo-ecology and Palaeogeography of the Sergipe's Basin, Northeastern Brazil. Council for National Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth, United Kingdom, 1989. Ph.D. Thesis.
- LANA, M.C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução Tectono-Sedimentar. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares (EDS) RAJA GABAGLIA, G.P., MILANI, E. J.* Rio de Janeiro. PETROBRAS. CENTRO DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS HUMANOS SUDESTE. P. 311-332. 1990.
- LANA, C.C.. Palinologia e Estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio Turoniano inferior da porção centro leste da bacia Potiguar, NE do Brasil. Porto Alegre; Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1997. Tese (Mestrado).
- LARSON, R.L. 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology*, v. 19, p. 963-966.
- LLOYD, C.R. The mid-Cretaceous Earth: paleogeography, ocean circulation, temperature, and atmospheric circulation. *Journal of Geology*, v.90, p.393-413,1982.

- MILANKOVITCH, M., 1941, Kanon der Erdbestranlung and seine Anwendund auf das Eiszeitenproblem (Canon of insolation and the ice age problem): Transaction of Royal Serbian Academy, Belgrade (Yugoslavia) Special Publication, v. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, v. 33, p. 674. (English translation by the Israeli program for scientific translation. Published by U.S. Department of commerce and the National Science Foundation, Washington, DC, NTIS Report SFCISI- COMM (TT-67-514010-1-2), 1969, 507 p.) MÜLLER, P.J. & SUESS, E. 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans – I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research*, v. 26 A, p. 1347-1362.
- OLIVERO, E.B.; GASPARINI, Z.; RINALDI, C.A.; SCASSO, R. First record of dinosaurs in Antarctica (Upper cretaceous, James Ross Island): paleogeographic implications. In: THOMSON, M.R.A.; CRAME, J.A.; THOMSON, J.W. (ed.). *Geological evolution of Antarctica*. London, Cambridge University Press, 1991. p. 617-622.
- PARRISH, J.T. 1993. Palaeoclimatic history of the opening South Atlantic. In: GEORGE, W. & LAVOCAT, R. (eds.). *The Africa-South America Connection*. Oxford: Oxford University Press. p. 28-43. (Oxford Monographs on Biogeography, n. 7).
- PARRISH, J.T. & SPICE, R.A. 1988. Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near polar temperature. *Geology*, v. 16, p. 22-25.
- PEARCE, M.A. Palynology and chemostratigraphy of the Cenomanian to lower Campanian Chalks of southern and eastern England. 2000. 432 f. Thesis (Ph.D.) - Kingston University, Kingston upon Thames, 2000.
- PRATT, L. M., Kauffman, E.G., Carmo, A.M., Johnson, C.C., Koutsoukos, E.A.M. Villamil, T.. High frequency oceanographic and climatic fluctuations in a subequatorial mid Cretaceous basin, northeastern Brazil. Bloomington, Indiana University, Boulder, University of Colorado, Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas da PETROBRAS. 1994. (não publicado).
- POULSEN, C.J.; BARRON, E.J.; ARTHUR, M.A.; PETERSON, W.H. Response of the mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings. *Paleoceanography*, v.16, n.6, p. 576-592, 2001.
- REGALI, M.S.P.; GONZAGA, S.M. Palinoestratigrafia da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro: PETROBRAS.DIVEX.SEGEL (Relatório Interno), 1982.
- REGALI, M.S.P., Uesugui, N., Silva Santos. A. Palinologia dos Sedimentos Mesocenozóicos do Brasil (II). Rio de Janeiro. Boletim Técnico da PETROBRAS, DEXPRO. V. 17 (4). P. 263-301. 1974.
- REGALI, M.S.P., GONZAGA, S. 1985. Palinoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 8, Rio de Janeiro, 1983. Paleont. Estrat. 2, Fortaleza, DNPM, Geol. 27, p. 443-460.
- SAWARD, S.A. 1992. A global view of Cretaceous vegetation patterns. In: McCABE, P.J.; PARRISH, J.T. (ed.). *Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals*. Boulder, Colorado, 1992. p.17-35 (Geological Society of America Special Paper, n.267).
- SEELING, P. & BENGTON, P. 1999. Cenomanian oysters from the Sergipe Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, v. 20, n. 6, p. 747-746.
- SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKINS, H.C., SCHOLLE, P.A. 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, L Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion. In: BROOKS, L., FLEET, A.J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*. London: Blackwell Scientific, p. 371-399 (Geol. Soc. Spec. Publ. n. 26).
- SISSINGH, W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, V. 56, p. 37-65. 1977.
- SOUTHAM J.R.; PETERSON, W.H. & BRASS, G.W. 1982. Dynamics of anoxia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 183-198.

- SOUZA-LIMA, W., ANDRADE, E. J.; BENGTON, P. & GALM, P. C. A bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, Edição especial, V. 1, p. 34 . 2002.
- SPICER, R.A.; REES, P.A.; CHAPMAN, J.L. Cretaceous phytogeography and climate signals. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, v.341, p.277-286, 1993.
- TOLMAZIN, D. (ed.). 1985. *Elements of dynamic Oceanography*. Londres: Chapman & Hill. 181 p.
- TURON, J.L. 1984. Le palynoplankton dans l' environnement de l' Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Mém. Inst. Géol. Bass. Aquitaine*, v. 17, 313 p.
- VAKHRAMEEV, V.A. 1961. Jurassic and Cretaceous floras of Eurasia and the paleofloristic provinces of this period. *Transactions of the Geological Institute*, v.102, p.1-263,.
- VAKHRAMEEV, V.A. Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. 318 p.121
- VIVIERS, M.C., RICHTER, A. J., SILVA-TELLES, A., MOURA, J., NASCIMENTO, N.L., DINO, R., SHIMABUKURU, S. 1992. Bacia Potiguar. In: BEURLEN, G., RICHTER, A.J., CUNHA, A.S., SILVA-TELLES, A., MARTINIS, E., PEDRÃO, E. MOURA, J.A. *et al.* (eds.). 1992. *Bioestratigrafia das Bacias Mesozóicas-Cenozóicas Brasileiras*.
- VIVIERS, M.C., REGALI, M.S.P. 1987. Estudo paleoambiental preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 17, n. 2, p. 123-130.
- WALL, D., DALE, B., LOHMANN, G.P., SMITH, W.K. 1977. The environment and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, v. 2. p. 121-200.
- WILF, P.; JOHNSON, K.R.; HUBER, B.T. 2003. Correlated terrestrial and marine evidence for global climate changes before the mass extinction at the Cretaceous – Paleogene boundary. *PNAS*, v.100, n.2, p.599-604.
- ZIMMERMAN, H.B.; BOERSMA, A. & McCOY, F.W. 1987. Carbonaceous sediments and palaeo environment of the South Atlantic Ocean Cretaceous. *In*: BROOKS, J. & FLEET, A.J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*. Londres: The Geological Society, p. 271-286. (Special Publication, n. 26).

Documento formal de aceitação do artigo objeto desta dissertação de mestrado. E-mail do Sr. Edison José Milani Gerente geral de Pesquisa e Desenvolvimento de Exploração (CENPES/PDEXP), Coordenador do Comitê Editorial do Boletim de Geociências da Petrobras.



PALINOESTRATIGRAFIA DO TURONIANO DA ÁREA DE LARANJEIRAS, BACIA DE SERGIPE: INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS E PALEOCLIMÁTICAS

RESUMO

O registro geológico correspondente à passagem do Cenomaniano ao Turoniano é reconhecido mundialmente por documentar o mais importante fenômeno eustático de elevação do nível dos mares no Cretáceo. Associado a este, ocorreu um evento anóxico oceânico de natureza global, com importantes implicações econômicas na formação de extensos depósitos pelíticos ricos em matéria orgânica, potencialmente geradores de hidrocarbonetos. No Brasil, este horizonte estratigráfico é encontrado em sub-superfície em perfurações de poços de petróleo terrestres e marítimos. A melhor exposição desta seção se encontra na pedreira Votorantim, no município de Laranjeiras, estado de Sergipe. A partir de análises palinológicas semi-quantitativas, realizadas em testemunhos originados pela atividade da mineração, é proposto, neste trabalho, um arcabouço palinoestratigráfico para a seção estudada, integrando-se ainda dados paleoecológicos que foram interpretados segundo a metodologia da Estratigrafia de Seqüências.

ABSTRACT

The Cenomanian –Turonian boundary is recognized worldwide as the most important eustatic event of sea-level rise in the Cretaceous, correlated with a global oceanic anoxic event, which induced the widespread formation of organic-rich pelitic deposits, potential source rocks of hydrocarbon. In Brazil this section is predominantly found in subsurface, in land and offshore oil wells. One of the best outcrops of this interval is found in the Votorantim/CIMESA Quarry, in Laranjeiras, Sergipe State, Brazil. Through a semi-quantitative palynological study, based on mining cores drilled in the quarry, a palynostratigraphic framework is proposed for the studied section, integrated with additional paleoecological inferences and interpretation based in Sequence Stratigraphy (expanded abstract available at the end of the paper).

EXPANDED ABSTRACT

The Cenomanian-Turonian boundary is recognized worldwide as the most important eustatic event of sea-level rise in the Cretaceous, correlated with a global oceanic anoxic event, which induced the widespread formation of organic-rich pelitic deposits, potential source rocks of hydrocarbon. In Brazil this section is predominantly found in subsurface in land and offshore oil wells. One of the best outcrops of this interval is found in the Votorantim quarry, in Laranjeiras, Sergipe State, Brazil. This section has been studied by many researchers: Bengtson, (1983), Hessel, (1988), Koutsoukos, (1989), Carmo, (1997), Carmo and Pratt (1999), Cunha, (2001), and Andrade, (2005). The purpose of this work is to add palynological data and interpretation to the previous studies, using semi-quantitative analyses to establish a palynological framework integrated with paleoecological inferences and a sequence stratigraphy interpretation.

Introduction and Objectives_ The Sergipe-Alagoas Basin is located in northeastern Brazil, between the parallels 9° and 11°, with 350 km of extension in a N45°E direction, and an average width of 35 km onland.

The main objectives of this study are to:

Investigate the stratigraphy and evaluate the possible existence of the Cenomanian-Turonian boundary in the carbonates of the Cotinguiba Formation, located in the Votorantim Quarry in the city of Laranjeiras, using surface samples and cores;

Establish a palynostratigraphic framework, integrated with the calcareous nannofossil biozonation, and verify its correlation with geochemical events in the locality;

Integrate and interpret the recorded data within a sequence stratigraphy framework.

Localization - The studied outcrops are located in the Votorantim Quarry, near Laranjeiras, 17 km northwest of Aracaju.

The carbonate succession of the Cotinguiba Formation is subdivided into two units: the Aracaju Member, consisting of gray to green claystones, shales and yellowish marlstones; and the Sapucari Member, essentially constituted of mudstones and marly mudstones, grey to light cream. This succession was deposited on a carbonate ramp system from Cenomanian to Turonian times (KOUTSOUKOS et al 1993). Upper Aptian-Lower Coniacian carbonate sequences in the Sergipe Basin. The studied quarry has an northeast direction, with approximately 800 m of extension and 350 m in maximum width. The quarry displays a section of average 110 m in thickness, with a dip that varies from 12° to 18° SE/S (Andrade, 2005).

Methodology - 210 samples had been collected: 70 samples from cores L923A and L1423A from Votorantim Quarry, with a maximum depth of 230 m, and 140 outcrop samples. The cores have been described and gamma ray profiles have been taken. The palynological analyses comprised the taxonomic classification and semi-quantitative evaluation of the palynological remains, including palynomorphs and organic matter.

Results and conclusions – The age of this sequence in the outcrop section had been determined by the authors already subscribed, confirmed in this work. All analysis in the Quarry point to a Turonian section. Palynological investigation detected the *Hexaporo-tricolpites emelianovii* Superzone. In cores, Palynology and nanofossils data also point this interval in Turonian, *Hexaporo-tricolpites emelianovii* Superzone in palinology and CC-11 Zone by Sissingh (1977) in nanofossil analysis, equivalent to lower Turonian, in the L-1423A and L-923A cores.

The Cenomanian-Turonian boundary was not identified in the studied section:

The studied section presents poor TOC values, with an average of 0.55%. This values is lesser than the average values of 1.67 % for the Cotinguiba Formation (Hamsy Jr., Petrobras, Aracaju, 2006; personal communication);

The sequence stratigraphic interpretation allows fit all the studied section in two 3^o order sequence, subdivided into three System Tracts with 4^o order dimension, with many subordinated 5^o order cycles, characterized by the cyclic alternation of marly mudstones and carbonate mudstones with few centimetres to one meter.

From bottom to the top the sequences are:

Sequence 1

HSST (High Stand Systems Tract): from 212 to 114 m in core L923A, characterized by a greater abundance and an increase of relative diversity of the continental palynomorphs, the highest values of gamma ray and a greater presence of siliciclastics, confirmed by the petrographic analyses. This sequence was deposited under more humid climatic conditions.

Sequence 2

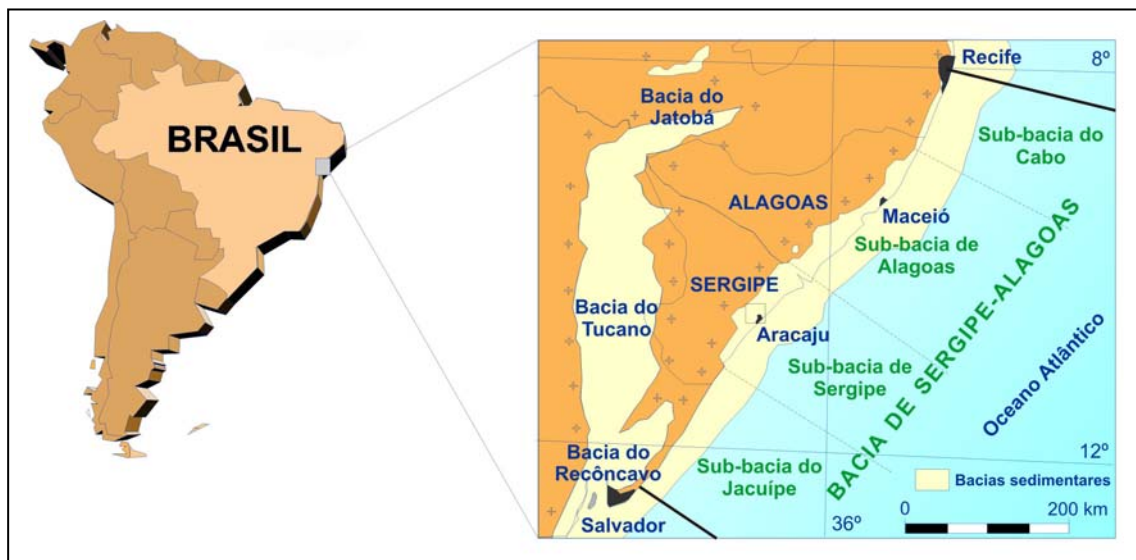
TST (Transgressive Systems Tract): from 114.0 to 10.0 m in core L923A, and from 230.0 to 116.45 m in core L1423A and from 72 to 60 m in the outcrop section. This system tract is characterized by a considerable reduction of the continental palynomorphs in relation to the marine ones. The marine palynomorphs increases in density in relation to the continental ones, until reaching a maximum in 116.45 m in core L11423A, where the gamma-ray curve presents its minimum values representing the Maximum Flooding

Surface (MFS). This surface is located approximately 60 m in the outcrop section and is represented by maximum values of abundance in marine palynomorphs and specific richness in calcareous nannofossils while the gamma ray values reach its minimum. The carbonates are dominant and more homogeneous in the section. This system Tract is interpreted to have been deposited under drier climatic conditions.

HSST (High Stand Systems Tract): from 116.45 to 28.0 m in L1423A), and 60 m to 10m in the outcrop section. The abundance of marine palynomorphs decreases significantly, coupled with the increase of continental palynomorphs and siliciclastics. The TOC values also grow continuously. The cyclostratigraphic study of the outcrop section, according to different calculations carried out by Kauffman *et al.* (1994), admits for each corresponding couplet/cycle of marly mudstones and carbonate mudstones an average duration of 8.8 Ka, close to the 10.5 Ka double-beat periodicity in accordance with the precessional Milankovitch cycles.

INTRODUÇÃO

A bacia de Sergipe-Alagoas situa-se no Nordeste do Brasil, entre os paralelos 8° e 12°, tendo forma alongada na direção 45°N E, com extensão de 350 km e largura média em terra de 35 km. O limite em direção ao mar se estende além da isóbata de 2000 m. A área emersa é de 15000 km² e a porção submersa de 40000 km². Já foram perfurados mais de 4835 poços, sendo aproximadamente 90% *onshore* e 10% *offshore*, e registrados mais de 71089 km (29.625 km *onshore* e 41.464 km *offshore*) de linhas sísmicas 2D e 6684 km² de linhas 3D (1301 *onshore* e 5383 *offshore*). Levantamentos gravimétricos cobriram uma extensão de 12357 km e os magnetométricos uma extensão maior que 2200 km. Foi também efetuado um extenso mapeamento geológico em diferentes escalas e realizadas milhares de análises paleontológicas, geoquímicas e sedimentológicas (PETROBRAS, 2008). O potencial petrolífero desta bacia sedimentar ainda não foi completamente explorado já que, mesmo após mais de seis décadas de pesquisa petrolífera, muitas de suas áreas permanecem pouco estudadas. Por isso, novas explorações continuam surpreendendo, a exemplo das recentes descobertas em águas profundas do Campo de Piranema e as perspectivas *offshore* das jazidas do Pré-Sal, que ampliam ainda mais os horizontes exploratórios (Fig. 1).



OBJETIVOS

Este trabalho possui como objetivos principais:

Investigar a possível existência da passagem Cenomaniano-Turoniano nos carbonatos da Formação Cotinguiba, ocorrentes na Pedreira Votorantim no município de Laranjeiras, com base em testemunhos e amostras de superfície;

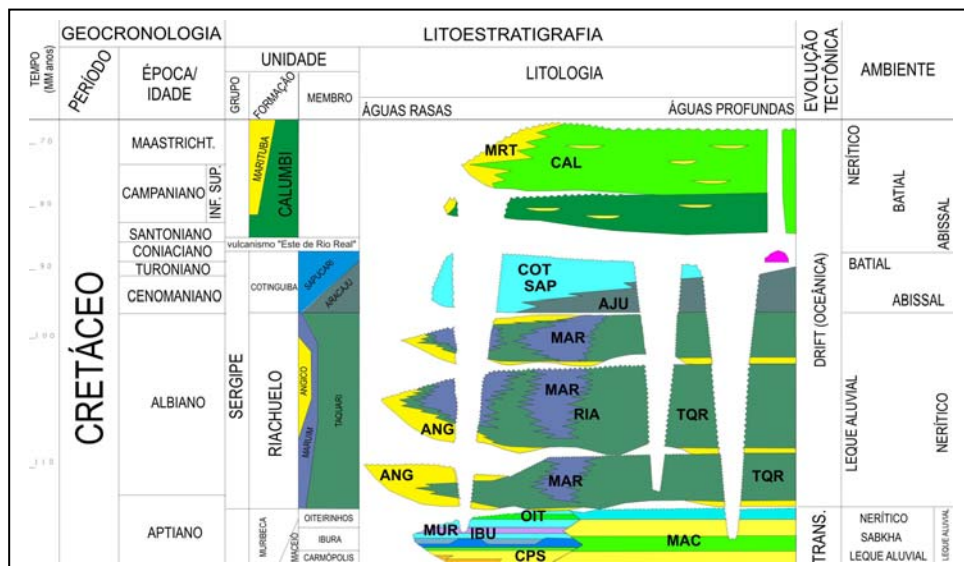
Estabelecer um arcabouço estratigráfico, inserindo as biozonas de palinologia e nanofósseis calcários e sua correlação com eventos geoquímicos na localidade;

Integrar os dados e informações obtidas a um modelo de interpretação baseado na estratigrafia de seqüências.

Integrar os dados e informações obtidas a um modelo de interpretação baseado na estratigrafia de seqüências.

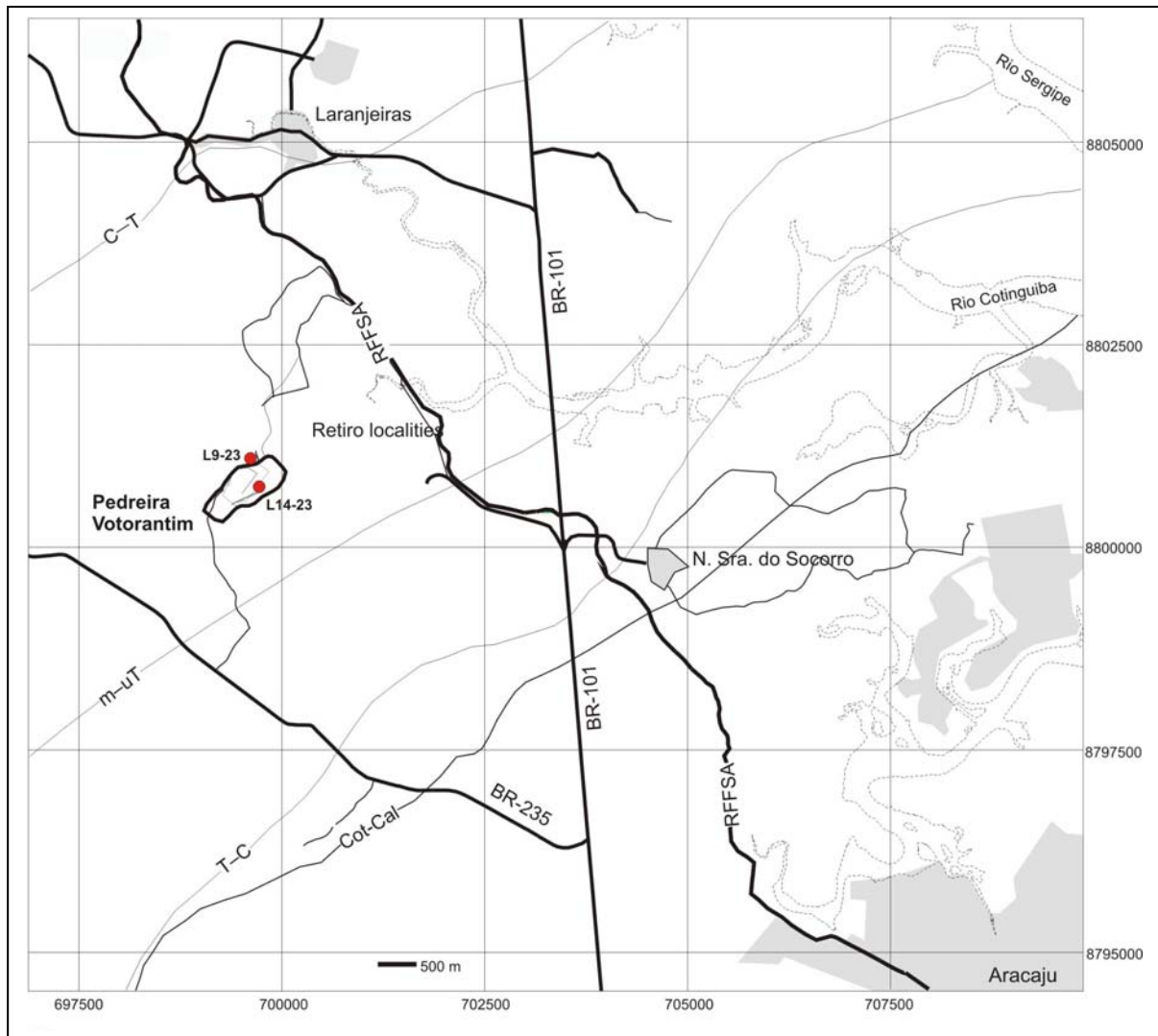
EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

O pacote sedimentar que compõe a bacia de Sergipe-Alagoas pode ser dividido em quatro mega seqüências (Falkenhein *et al.*, 1985) separadas , principalmente, por mudanças nítidas na sedimentação e estilo tectônico associado, em função da evolução tectono-sedimentar, resultante da separação continental e formação do Atlântico Sul. A primeira, classificada como seqüência pré-*rift*, foi depositada sob condições intracratônicas. A segunda, seqüência *rift*, caracterizada tectonicamente pelo riftamento que deu origem à separação da placa continental Sul-americana da placa Africana. A terceira, seqüência transicional, constituída por sedimentos que marcam o surgimento do Atlântico Sul. A quarta, seqüência pós-*rift*, desenvolvida do Albiano ao Santoniano, sob condições de mar aberto. Rompidas as barreiras de restrição, ocorre o desenvolvimento de sistemas de plataforma e talude carbonático das formações Riachuelo e Cotinguiba. Com a aceleração do processo de subsidência térmica, o sistema carbonático foi afogado pela plataforma clástico- carbonática das formações Marituba e Mosqueiro, e pelos folhelhos e arenitos turbidíticos da Formação Calumbi. (Fig. 2).



LOCALIZAÇÃO

A área de estudo situa-se nos afloramentos da pedra Votorantim, próximo à cidade de Laranjeiras, 17 km a noroeste de Aracaju (Fig. 3).



A unidade estudada se constitui nos carbonatos da Formação Cotinguiba, subdividida em duas unidades: Membro Aracaju. Constituído litologicamente por argilito cinza a verde, folhelho castanho e margas amareladas; e o Membro Sapucari, essencialmente constituído por pares de *mudstone* e *mudstone* margosos, cinzento a creme claro, maciço ou estratificado em ciclos bem estabelecidos, desenvolvidos pela alternância das condições climáticas de umidade e aridez como consequência das oscilações orbitais do planeta segundo os ciclos de Milancovich (Carmo, 1997) (Fig. 4).



Na porção emersa da bacia, o contato inferior da Formação Cotinguiba com a Formação Riachuelo, bem como o contato superior com a Formação Calumbi estão marcados por discordâncias erosivas (FEIJÓ, F.J., 1994). Este conjunto foi depositado em ambiente de rampa carbonática do Cenomaniano ao Turoniano (KOUTSOUKOS *et al*, 1993). Esta unidade já foi objeto de estudos de vários autores, como exemplo, Bengtson, 1983; Hessel, 1988; Koutsoukos, 1989; Carmo, 1997; Carmo & Pratt, 1999; Cunha, 2001, Andrade, 2005, com diferentes abordagens geológicas, paleontológicas, bioestratigráficas, geoquímicas e sedimentológicas.

A área exposta pela lavra possui atualmente direção nordeste, com eixo maior de aproximadamente 800 m de extensão, e eixo menor com 35 m de largura. A pedra expõe uma seção de 110 m de espessura, com mergulho que varia de 12° a 18° SE/S (Andrade, 2005).

BIOESTRATIGRAFIA

A pedra Votorantim teve seu posicionamento biocronoestratigráfico estabelecido considerando-se a sucessão de amonóides (Bengtson, 1983; Andrade, 2005), Inoceramídeos (Hessel, 1988; Andrade, 2005) e foraminíferos (Koutsoukos, 1989). Pertence ao intervalo informalmente designado por Bengtson (1983) de Turoniano 2 (zonas de *Watinoceras amudariense* - *Kamerunoceras turoniensis*), de idade

eoturoniana. Para Koutsoukos & Bengtson (1993), a seção é correlacionável às zonas *Hedbergella (Whiteinella) aprica*-*Hedbergella (Whiteinella)* báltica de foraminíferos planctônicos, *Gabonita levis*-*Nodosaria ex gr. Obscura* de foraminíferos bentônicos, e *Watinoceras* spp. de amonóides. O zoneamento de nanofósseis, baseado em Cunha (2001), posiciona a seção aflorante na zona UC-6b (BURNETT, 1996). As zonas de inoceramídeos *Mytiloides hercynicus*, *M. subhercynicus*, *M. labiatus*, *M. kossmati*-*M. mytiloides*, *M. puebloensis*, reconhecidas por Andrade (2005), confirmam a idade estabelecida. O presente trabalho confirma a idade Eoturoniano na seção aflorante e estende esta datação até a seção subaflorante investigada nos testemunhos L-923A e L-1423A, principalmente, a partir de análises palinológicas, com apoio de análises de nanofósseis, geoquímica e litoestratigráfica.

METODOLOGIA

Foram coletadas 210 amostras com as distribuições descritas a seguir: 70 amostras correspondentes aos testemunhos L923A e L1423A (Fig. 3), atingindo uma profundidade máxima de 230 m, e 140 amostras de afloramentos. Os testemunhos foram descritos e utilizados na confecção dos perfis de raios gama.

Em superfície, cada amostra coletada representa um ciclo de *mudstones* e *mudstones* margosos amostrado desde o ponto mais profundo da mineração (Anexo 1), cobrindo uma seção com 72 m de espessura. As litologias escolhidas para análise palinológica são predominantemente aquelas possuidoras de maior conteúdo orgânico, neste caso, as amostras mais margosas, por apresentarem maior abundância em palinomorfos. As amostras foram submetidas à preparação pelos métodos da palinologia, nanofósseis, petrografia e geoquímica nos laboratórios da PETROBRAS UN-SEAL e no CENPES, Rio de Janeiro, seguindo os padrões de preparação de amostras adotados pela PETROBRAS para os diferentes métodos.

A análise palinológica das amostras seguiu o procedimento de classificação e determinação semiquantitativa, segundo um critério adequado à natureza do material recuperado na lâmina palinológica. As amostras analisadas possuem uma grande variedade em termos de abundância e diversidade do material recuperado, embora grande parte destas amostras não chegue a possuir mais que 50 indivíduos por amostra, enquanto outras podem conter um número superior a 1000 indivíduos.

Para se atingir aos objetivos previamente estabelecidos, foram adotados os seguintes procedimentos:

Caracterização das palinozonas de pólen e esporos, utilizando o zoneamento definido pela Petrobras (modificado de Regali *et al.*, 1974);

Caracterização dos dinoflagelados a partir dos zoneamentos, definidos por Arai (1993) e Lana (1997);

Caracterização de palinofácies aqui identificadas como todo o conteúdo palinológico incluindo palinomorfos e matéria orgânica a partir de uma preparação palinológica com objetivos bioestratigráficos, em amostras previamente oxidadas como nos procedimentos adotados para a preparação palinológica utilizada pelo Setor de Bioestratigrafia e Paleoecologia Aplicada (BPA) do CENPES PETROBRAS (Dino, 1992; Hashimoto, 1994);

Identificação de palinoecozonas, consideradas neste trabalho como amostras em que o domínio de um ou mais elementos palinológicos em relação aos outros, como dinoflagelados, palinoforaminíferos ou escolocodontes é muito significativa, podendo sugerir variações ambientais importantes;

Interpretar o levantamento palinológico efetuado segundo o modelo de Estratigrafia de Seqüências.

RESULTADOS

Os resultados obtidos a partir da metodologia adotada são neste momento expostos separadamente, na seguinte ordem: Testemunhos, L923A, L1423A e amostras de superfície. A integração destas informações pode ser visualizada na (Anexo 1) onde estão representados os resultados das análises geoquímicas e a integração das análises bioestratigráficas. Este gráfico também forneceu suporte para a caracterização das seqüências e análise paleoambiental.

Testemunho L923A

Localizado na porção noroeste do afloramento (Fig. 3), atravessou uma seqüência carbonática de 209,55 m. O intervalo 10,45 m a 220 m pertence à parte inferior da Superzona *Hexaporotricolpites e melianovii* de idade eoturoniana.

Segundo as análises de nanofósseis calcários, todo o intervalo analisado se encontra na biozona CC-11 do zoneamento de Sissingh (1977), atribuída ao Turoniano inferior.

As espécies diagnósticas da biozona encontradas nesse intervalo são: *Eprolithus octopetalus*, *Eprolithus eptapetalus* e *Quadrum intermedium*. As curvas de variação na

diversidade e abundância das espécies, juntamente com as análises geoquímicas (Anexo 1) e petrográficas (Anexo 7, fotos 46 a 61), permitem as seguintes considerações:

As curvas de riqueza específica e abundância, analisando isoladamente os palinomorfos continentais, apontam para uma seção com menor aporte destes elementos no intervalo de 10,45 m a 110 m. Os menores valores no perfil de raios gama em relação à seção subjacente, a partir de uma queda muito significativa em 115 m, bem como a menor presença de siliciclásticos vista nas lâminas petrográficas (Anexo 7, foto 52) indicam que este intervalo foi depositado em condições climáticas mais áridas. O intervalo de 110 m a 210 m, mostra-se significativamente menos carbonático.

As análises geoquímicas de carbono orgânico total (COT) e isótopos de carbono indicam maior produtividade orgânica, enquanto que a análise de resíduo insolúvel (R.I.) assinala um aumento no teor de siliciclásticos na base do testemunho, entre 115 m e 210 m;

As análises petrográficas (Anexo 7, fotos 48, 49 e 50) corroboram os resultados das análises geoquímicas de resíduos insolúveis, que por sua vez, são reforçadas pelo comportamento da curva de raios gama.

Testemunho L1423A

Localizado na porção sudeste do afloramento (Fig. 3), atravessou uma seção carbonática de 230 m. O intervalo 26,98 m a 230,7 m pertence à parte inferior da superzona *Hexaporotricolpites emelianovii*, atribuída ao Turoniano.

A determinação dos nanofósseis calcários seguiu o zoneamento internacional de Sissingh, W. (1977). As espécies diagnósticas da biozona CC-11, Turoniano inferior, encontradas nesse intervalo são: *Eprolithus octopetalus*, *Eprolithus eptapetalus*, *Radiolithus planus*, *Quadrum gartneri*, *Quadrum eptabrachium* e *Quadrum octobrachium*.

O gráfico do testemunho L1423A (Anexo 1) permite fazer as seguintes considerações: Embora os elementos marinhos sejam sempre predominantes, a variação sutil na abundância e riqueza específica entre os elementos continentais aponta para um maior enriquecimento destes na base do intervalo, especialmente no intervalo de 140 m a 150 m e nas profundidades de 201,35 m e 227,55 m, sugerindo que este intervalo foi depositado em condições proximais, confirmado pela redução nos valores do perfil de

raios gama, da base para o topo da seção.. Uma variação brusca na assinatura do perfil na profundidade de 158 m é bastante conspícua;

A riqueza específica de palinomorfos marinhos e nanofósseis mostra uma correlação inversa com a variação do perfil de raios gama, principalmente na profundidade de 116 m onde foi posicionada a Superfície de Inundação Máxima (SIM);

As análises geoquímicas e de isótopos de oxigênio não apresentaram variações significativas;

As análises petrográficas (Anexo 7, fotos 53 a 61) definem a sucessão litológica como sendo uma intercalação de *mudstones* e *mudstones* margosos, bioclásticos, aumentando, consideravelmente, o teor de siliciclásticos na base do intervalo, fato evidenciado nos perfis de raios gama.

Amostras de superfície

O estudo da seção aflorante cobriu uma coluna de 72 m (Anexo 1). As análises palinológicas efetuadas caracterizam esta seção como pertencente à Superzona *Hexaporotricolpites emelianovii*, com idade relacionada ao Turoniano inferior atribuída pelos métodos dos foraminíferos (Koutsoukos, 1989), amonóides (Bengtson, 1983; Andrade, 2005), inoceramídeos (Hessel, 1988; Andrade, 2005) e nanofósseis (Cunha, 2001). As análises palinológicas, apesar de não oferecerem precisão na datação do intervalo já que a espécie indicadora da superzona, o pólen *Hexaporotricolpites emelianovii* (Anexo 2, foto 3), possui distribuição temporal muito ampla, reforça, contudo, as datações anteriores, englobando a distribuição vertical estabelecida pelos outros métodos. Esta seção, também foi amostrada na parte superior do testemunho L1423A. Uma correlação mais precisa entre estas duas seções é dificultada pela ausência de perfil de raios gama na seção aflorante. A análise palinológica de diversidade específica e abundância, juntamente com as curvas da seção estratigráfica referente às amostras de superfície, demonstram que as espécies marinhas dominam o ambiente. As espécies continentais ocorrem em baixíssima quantidade, porém, no intervalo de 0 m a 57m são menos expressivas que no intervalo de 57 m a 72 m, ao mesmo tempo em que as espécies marinhas mostram um comportamento relativamente mais homogêneo de 0 m a 57 m, e mais oscilante no intervalo de 57 m a 72 m (Anexo 1).

Litologicamente, a seção é caracterizada pela alternância de *mudstones* e *mudstones* margosos, com brechas carbonáticas subordinadas. Estes depósitos rítmicos são referidos por Carmo (1997) como pares *mudstones* e *mudstones* margosos

hemipelágicos. Os *mudstones* são cinza-claros, enquanto os *mudstones* margosos cinza-escuros. A alternância entre estes dois tipos litológicos é atribuída a variações climáticas controladas por modificações dos ciclos orbitais de Milankovich. Camadas intemperizadas variam de creme a amarelo (Fig.4). As análises sedimentológicas e petrográficas revelaram que a porção siliciclástica é composta predominantemente pela fração argila, com traços de silte, quartzo e feldspato (Carmo,1997). Os principais constituintes não carbonáticos são quartzo, feldspato, argila, pirita framboidal e matéria orgânica, incluindo fragmentos de vegetais. A sucessão ainda apresenta níveis brechados, bioturbados e ricos em amonóides, inoceramídeos, crustáceos e vestígios de peixes (Andrade, 2005). As análises geoquímicas revelam rochas pobres em matéria orgânica.

CONCLUSÕES

A seção estudada pertence à Superzona *Hexaporotricolpites emelianovii*, com idade definida a partir dos estudos efetuados pelos autores citados na análise da seção aflorante. Nos testemunhos utilizados no presente trabalho, a seção subaflorante, segundo as análises de nanofósseis calcários, posiciona o intervalo na biozona CC-11 do zoneamento de Sissingh (1977), atribuída ao Turoniano inferior, mantendo a datação estabelecida para a seção aflorante.

A passagem Cenomaniano-Turoniano (C-T) não foi identificada. Petrograficamente, ocorre um aumento relativo de siliciclásticos na base da seção (Anexo 1).

A seção estudada se apresenta pobre em conteúdo orgânico, com COT médio de 0,55 %, abaixo da média para a Formação Cotinguiba, que é de 1.67 % (comunicação verbal de Hamsi Jr., 2006). Pontualmente, a seção analisada apresenta valores entre 1.0 % e 2.0 % nas fácies mais margosas. Os resultados de COT mostram ainda uma boa concordância com os valores de resíduo insolúvel (RI). A análise de isótopos de oxigênio não apresentou variações significativas (Anexo 1).

A interpretação utilizando os princípios da estratigrafia de seqüências permite enquadrar toda seção estudada em duas seqüências de 3ª ordem, subdividida em três Tratos de Sistema de 4ª ordem (Anexo 1), com múltiplos ciclos subordinados de 5ª ordem, caracterizados pela alternância cíclica de *mudstone* e *mudstone* margosos (Fig. 4). Diferentes cálculos, sugerem que a média de duração para cada par de camadas seja de aproximadamente 8,8 Ka, próximo dos 10,5 Ka equivalentes à periodicidade do sinal duplo do ciclo precessional de Milankovitch, refletindo as variações cíclicas da obliquidade do eixo da Terra (Pratt et al ,1994).

Sequência 1.

Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)

Identificado entre 212 e 114 m no testemunho L923A, caracterizado por maior abundância e diversidade relativa de palinórfos continentais, altos valores de raios gama e resíduo insolúvel indicam uma maior contribuição de sedimentos terrígenos, confirmado também pelas análises petrográficas (Anexo 7). Esta seqüência, representada apenas por 1 trato de sistema, foi depositada no Eoturoniano sob condições climáticas mais úmidas (Anexo 1).

Limite de Sequência

Identificado apenas no poço L923A, é caracterizado principalmente pela redução significativa de palinórfos continentais e nanofósseis, acompanhado por uma brusca redução nos valores de raios gama em 114m (Anexo 1).

Sequência 2.

Trato de Sistema Transgressivo (TST)

Identificada entre 114 e 10,0 m no testemunho L923A, equivalente ao intervalo entre 230 e 116,45 m no testemunho L1423A e de 72,0 m a 60 m na seção exposta pela mineração. Esta seqüência apresenta uma considerável diminuição dos palinórfos continentais em relação aos marinhos, com redução significativa dos valores de resíduo insolúvel e raios gama que apresentam seus valores mínimos em 116,45 m no testemunho L1423A determinando a Superfície de Máxima Inundação (SIM).

Litologicamente, os carbonatos se apresentam mais limpos, como pode ser observado tanto na descrição litológica como nas análises petrográficas (Anexo 7). Todo o trato de sistema foi depositado sob condições climáticas mais áridas no Eoturoniano. A SIM está representada na área exposta pela mineração na profundidade de 60 m.

Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA): identificada entre 115,0 m e 28,0 m no testemunho L1423A e entre 60,0 m e 10,0 m na seção aflorante. A quantidade de palinórfos marinhos diminui sensivelmente em relação à de palinórfos continentais, que se mantém estável. O aporte de terrígenos volta a subir, conforme indicam as análises de resíduo inorgânico e os valores de raios gama (Anexo 1). Os valores de COT crescem sutilmente, atingindo o máximo de 1.0 %.

Segundo diferentes cálculos efetuados por Pratt *et al* (1994) na Pedreira Votorantim, cada par *mudstone - mudstone* margoso corresponde a ciclos de duração média de 8,8 Ka, próximo dos 10,5 Ka da periodicidade do sinal duplo (*double-beat*) dos ciclos precessionais, de Milankovitch. Com base nestes dados, pode-se estabelecer para a

seção estudada, uma taxa de acumulação média de aproximadamente 18,0 cm/ka. Para uma sedimentação de carbonatos, as taxas de 15 cm/ka seriam altas o suficiente para causar forte diluição dos valores de COT (Bach, 1982), o que justifica os baixos valores, em média 0.55 %. Tomando-se por base estes parâmetros, pode-se inferir que a seção estudada foi depositada em aproximadamente 1,5 Ma no Eoturoniano. Os valores médios de 500.000 anos para o desenvolvimento de cada trato de sistema podem indicar uma correspondência aproximada com os ciclos de excentricidade longa de Milankovich.

Palinologicamente a seção estudada possui uma grande abundância e baixa diversidade de palinórfos, com predominância acentuada dos palinórfos marinhos (Anexos 3, 4, e 5) sobre os continentais (Anexo 2), caracterizando um ambiente marinho com características físicas, químicas e biológicas relativamente estáveis. Embora a abundância de palinórfos marinhos seja muito superior a de continentais, a diversidade específica dos palinórfos marinhos ainda se configura como muito baixa em relação às outras seções marinhas conhecidas, o que remete a concluir que a seção foi desenvolvida em condições de restrição. Outra característica que reforça a condição de restrição ambiental é a recorrência, em toda a seção, de níveis muito enriquecidos em determinados gêneros, como *blooms* de foraminíferos quitinosos (Anexo 6, fotos 39 e 41), dinoflagelados (Anexo 6, fotos 37,38 e 40) e escolocodontes (Anexo 6, foto 42), reportados neste trabalho como palinoecozonas. Embora este trabalho apresente uma abordagem palinológica mais profunda sobre os carbonatos da Pedreira Votorantim, somando-se às outras metodologias já adotadas para o estudo desta seção, a remoção destas rochas com objetivo industrial, apresenta a oportunidade muito peculiar de enriquecer continuamente o conhecimento geológico, paleontológico e paleoambiental desta área devido a exposições sempre renovadas pela atividade da mineração. Por outro lado, a ausência de um acompanhamento geológico sistemático com monitoramento paleoambiental e paleontológico exclui definitivamente a possibilidade de revisões e resgate dos fósseis contidos neste sítio, já que a maioria das exposições será transformada em cimento para uso industrial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, E. J. 2005. Turonian inoceramids and biostratigraphy of the Sergipe Basin, northeastern Brazil: an integrated study of the Votorantim ad Nassau quarries. Germany, Heidelberg University, 2005. Tese (Doutorado).
- ARAI, M. 1993. Dinoflagelados do Cretáceo médio da Bacia de Campos. Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES-DIVEX, 1991. Relatório interno.
- BENGTSON, P. The Cenomanian-Coniacian of Sergipe Basin, Brazil. *Fossils and Strata*, 12, 1-78, p. 51-54 1983.
- BRASIER, M.D. *Microfossils*. George Allen & Unwin; University of Hull, 1980. 192 p.
- BURNETT, J.A. 1996 Nannofossils and Upper Cretaceous (sub-) stage boundaries-state of the art, *Journal of Nannoplankton Research* 18 (1996), pp. 23-32.
- CARMO, A. M.. An isotopic and geochemical study of climatic and oceanographic factors influencing organic-matter preservation during the late cretaceous in Sergipe basin, Brazil. Indiana ; Indiana University, 1997. Tese (Doutorado).
- CARMO, A. M. & PRATT, L. M. Deciphering Late Cretaceous subequatorial ocean-climate interactions in the Sergipe Basin, Brazil. *Geological Society of America*. , p 231-242, 1999.
- CUNHA, A.S. Cicloestratigrafia no Cenomaniano Superior e Turoniano do Oceano Atlântico Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2001. Tese (Doutorado).
- DINO, R. Algumas Espécies Novas de Grãos de Pólen do Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, V.8(2/4): 257-273, 1994.
- FALKENHEIN, F.U.H. *et al.* Análise da Bacia de Sergipe- Alagoas. , Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1985. Relatório interno (não publicado).
- FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-161, 1994.
- HASHIMOTO, A.T. Contribuição ao estudo do relacionamento da Palinologia e a Estratigrafia de Seqüências. Análise da seção do Cretáceo Médio/ Superior da Bacia de Santos, Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1995. Tese (Mestrado).
- HESSEL, M.H.R. Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Fossils and Strata*. , V. 22, p. 1 – 49, 1988
- KOUTSOUKOS, E. A. M.; DESTRO, N.; AZAMBUJA FILHO, N. C. DE & SPADINI, A. Upper Aptian-Lower Coniacian carbonate sequences in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. In: TONI SIMO, J. A.; SCOTT, R. W. & MASSE, J. P. (EDS.),

Cretaceous carbonate platforms. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir, V. 56, p. 127-144, 1993.

KOUTSOUKOS, E. A. M. & BENGTSON P. Towards an integrated biostratigraphy of the upper Aptian- Maastrichtian of the Sergipe Basin, Brazil. Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon. V.125, p. 241-262. 1993.

KOUTSOUKOS, E.A.M. Mid- to Late Cretaceous Microbiostratigraphy, Palaeo-ecology and Palaeogeography of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. Council for National Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth, United Kingdom, 1989. Ph.D. Thesis.

LANA, M.C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução Tectono-Sedimentar. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares (EDS) RAJA GABAGLIA, G.P., MILANI, E. J. . Rio de Janeiro. PETROBRAS. CENTRO DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS HUMANOS SUDESTE. P. 311-332. 1990.

LANA, C.C.. Palinologia e Estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro leste da bacia Potiguar, NE do Brasil. Porto Alegre; Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1997. Tese (Mestrado).

MILANKOVITCH, M., 1941, Kanon der Erdbestranlung and seine Anwendund auf das Eiszeitenproblem (Cãnon of insolation and the ice age problem): Transaction of Royal Serbian Academy, Belgrade (Yugoslavia) Special Publication, v. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, v. 33, p. 674. (English translation by the Israeli program for scientific translation. Published by U.S. Department of commerce and the National Science Foundation, Washington, DC, NTIS Report SFCSI- COMM (TT-67-514010-1-2), 1969, 507 p.).

PRATT, L. M., Kauffman, E.G., Carmo, A.M., Johnson, C.C., Koutsoukos, E.A.M. Villamil, T.. High- frequency oceanographic and climatic fluctuations in a subequatorial mid- Cretaceous basin, northeastern Brazil. Bloomington, Indiana University, Boulder, University of Colorado, Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas da PETROBRAS.1994. (não publicado).

REGALI, M.S.P., Uesugui, N., Silva Santos. A. Palinologia dos Sedimentos Mesocenozóicos do Brasil (II). Rio de Janeiro. Boletim Técnico da PETROBRAS, DEXPRO. V. 17 (4). P. 263-301. 1974.

SISSINGH, W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie en Mijnbouw, V. 56, p. 37-65. 1977.

SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E. J.; BENGTON, P. & GALM, P. C. A bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, Edição especial, V. 1, p. 34 . 2002.

LEGENDAS

Figura 1- Mapa de localização (Souza Lima *et al.*, 2002).

Figura 2- Carta estratigráfica simplificada da seção marinha cretácea para a Sub-Bacia de Sergipe (Souza Lima *et al.*, 2002).

Figura 3- Localização da pedreira Votorantim e mapa com os furos de sondagem (Andrade, 2005).

Figura 4- Exposição dos Carbonatos da pedreira Votorantim (Banco de imagem da PETROBRAS 1998).

Anexo 1- Seção estratigráfica.

Anexo 2- Estampa de palinomorfos continentais. Fotos 1 a 9.

Anexo 3- Estampa de dinoflagelados. Fotos 10 a 18.

Anexo 4- Estampa de dinoflagelados e escolecodontes. Fotos 19 a 27.

Anexo 5- Estampa de escolecodontes, palinoforaminíferos e achritarca. Fotos 28 a 36.

Anexo 6- Estampa de palinofácies e ecozonas. Fotos 37 a 45.

Anexo 7- Estampa de lâminas petrográficas. Fotos 46 a 61.

SUMÁRIO INTEGRADOR

A transição Cenomaniano–Turoniano é reconhecida por ter contemplado o maior evento eustático de elevação do mar no Cretáceo, correlato a um evento anóxico global que induziu a formação de depósitos pelíticos muito ricos em matéria orgânica, rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos. No Brasil esta seção é predominantemente encontrada em subsuperfície, a partir da perfuração de poços de petróleo marítimos e terrestres. Um dos melhores afloramentos deste intervalo é encontrado na pedreira Votorantim no município de Laranjeiras, estado de Sergipe, Brasil. Esta seção já foi estudada por vários pesquisadores: Bengtson, (1983), Hessel, (1988), Koutsoukos, (1989), Carmo, (1997), Carmo and Pratt (1999), Cunha, (2001), and Andrade, (2005). Este trabalho apresenta como proposta adicionar informações e interpretações palinológicas aos estudos anteriores, utilizando análises semiquantitativas, para estabelecer um arcabouço palinológico com inferências paleoecológicas integradas ao modelo de Estratigrafia de Sequências.

Introdução e Objetivos

A Bacia de Sergipe-Alagoas está localizada no Nordeste do Brasil, entre os paralelos 9° e 11°, com 35 Km de extensão na direção N45°E e uma largura média de 35 Km em terra.

Objetivos principais

- Investigar a Estratigrafia e a possível existência da transição Cenomaniano–Turoniano nos carbonatos da Formação Cotinguiba localizada na Pedreira Votorantim, cidade de Laranjeiras, utilizando amostras de superfície e testemunhos;
- Estabelecer um arcabouço palinoestratigráfico integrado ao zoneamento estabelecido e verificar a correlação com os eventos geoquímicos da área;
- Inserir as análises no modelo da Estratigrafia de Sequências.

Localização

Os afloramentos e testemunhos estudados localizam-se na Pedreira Votorantim próximos à cidade de Laranjeiras, 17 Km a nordeste de Aracaju.

A sucessão de carbonatos da Formação Cotinguiba é subdividida em duas unidades: O Membro Aracaju, constituído de Folhelhos e Calcários cinza a cinza esverdeados e margas com tonalidades de cinza até amareladas; e o Membro Sapucari, essencialmente constituído de Mudstone e Mudstone margosos cinza a creme claro.

Esta sucessão de rochas foi depositada em um sistema de Rampa carbonática do Cenomaniano ao Turoniano (Koutsoukos et al 1993).

A Pedreira possui direção nordeste, com aproximadamente 800 m de extensão e 350 m de largura máxima. A seção exposta pela atividade de mineração possui espessura média de 110 m, com mergulho que varia de 12° a 18° SE/S (Andrade, 2005).

Metodologia

Foram coletadas 210 amostras: 70 amostras dos testemunhos dos poços L923A e L1423A da Pedreira, que atingiram a profundidade máxima de 230 m, e 140 amostras de superfície. Os testemunhos foram descritos litologicamente e submetidos à aquisição do perfil de Raios Gama. As análises palinológicas foram efetuadas segundo uma descrição semiquantitativa, observando-se inclusive os tipos de matéria orgânica.

Resultados e conclusões

A Idade dos afloramentos determinada pelos autores anteriormente citados é confirmada nestes estudos. Todas as análises indicam para o intervalo idade Turoniano. As investigações palinológicas detectaram a Superzona *Hexaportricolpites emelianovi*. Palinologicamente, as amostras de subsuperfície se mantêm na Superzona *Hexaportricolpites emelianovi*, reforçadas pelas análises de Nanofósseis calcários como Zona CC-11 de Sissingh (1977), equivalente ao Turoniano Inferior nos testemunhos dos poços L923A e L1423A.

A transição Cenomaniano–Turoniano não foi atingida nos poços analisados.

A seção apresenta conteúdo muito pobre em Carbono orgânico, valores médios de COT = 0,55%. Estes valores são menores que a média para a Formação Cotinguiba, COT = 1,67 % (Hamsy Jr., Petrobras, Aracaju, 2006; comunicação pessoal).

As interpretações com base na Estratigrafia de Sequências permitem dividir a seção em duas Sequências de 3ª Ordem, subdivididas em três Tratos de Sistemas de 4ª Ordem, com múltiplos ciclos subordinados de 5ª Ordem, caracterizados pela alternância cíclica de *Mudstone* e *Mudstone* margosos centimétricos a dessimétricos.

As Sequências são assim descritas da Base para o Topo.

Sequência 1

TSMA (Trato de Sistema de Mar Alto): de 212 a 114 m no testemunho L923A.

Caracterizado por grande abundância e aumento relativo na diversidade de palinórfos continentais, valores elevados dos perfis de Raios Gama e presença significativa de siliciclásticos observados nas análises petrográficas. Estas características indicam que as rochas se depositaram em condições mais proximais num clima relativamente mais úmido.

Sequência 2

TST (Trato de Sistema Transgressivo): de 114,0 a 10,0 m nos testemunhos do poço L923A, de 230,0 a 116,45 m nos testemunhos do poço L1423A e de 72,0 a 60,0 m na seção Aflorante.

Neste Trato de Sistema existe uma considerável redução dos palinórfos continentais em relação aos marinhos. Estes aumentam em abundância e diversidade até atingirem um pico em 116,45 m no poço L1423A.

A diversidade específica de Nanofósseis Calcários também atinge o seu máximo nesta profundidade, onde a curva de Raios gama aponta seu valor mínimo representando a Superfície de Inundação Máxima (SIM). Esta superfície está localizada, aproximadamente, em torno de 60 m na seção aflorante. Litologicamente, os carbonatos se apresentam mais homogêneos nesta profundidade.

Este Trato de Sistema se desenvolveu aparentemente sob condições mais distais em condições climáticas mais secas.

TSMA (Trato de Sistema de Mar Alto): de 116,45 a 28,0 m, no poço L1423A e de 60 a 10 m na seção aflorante.

A abundância de palinórfos marinhos decresce significativamente, acompanhada pelo aumento na quantidade de palinórfos continentais e siliciclásticos. Os valores de COT também aumentam continuamente.

Os estudos de cicloestratigrafia realizados na seção aflorante, de acordo com diferentes cálculos, admitem para cada par cíclico de *mudstone* e *mudstone* margoso a duração média de 8,8 Ka, próximo dos ciclos periódicos de Double-beat das variações orbitais observadas nos estudos de Milankovich.

Com base nestes dados, pode-se estabelecer para a seção estudada, uma taxa de acumulação média de aproximadamente 18,0 cm/ka. Para uma sedimentação de carbonatos, as taxas de 15 cm/ka seriam altas o suficiente para causar uma forte diluição dos valores de COT, o que justifica os baixos valores, em média 0.55 %. Tomando-se por base estes parâmetros, pode-se inferir que a seção estudada foi depositada em aproximadamente 1,5 Ma no Eoturoniano. Os valores médios de 500.000 anos para o desenvolvimento de cada trato de sistema podem indicar uma correspondência aproximada com os ciclos de excentricidade longa de Milankovich.

Palinologicamente, a seção estudada possui uma grande abundância e baixa diversidade de palinórfos, com predominância acentuada dos palinórfos marinhos sobre os continentais, caracterizando um ambiente marinho com características físicas, químicas e biológicas relativamente estáveis.

Embora a abundância de palinórfos marinhos seja muito superior a de continentais, a diversidade específica dos palinórfos marinhos ainda se configura baixíssima em relação a outras seções marinhas conhecidas, o que remete a concluir que, a seção foi desenvolvida em condições de restrição.

Outra característica que reforça a condição de restrição ambiental é a recorrência, em toda a seção, de níveis muito enriquecidos em determinados gêneros, como *blooms* de foraminíferos quitinosos, dinoflagelados e escolecodontes, reportados neste trabalho como palinoecozonas. Embora este trabalho apresente uma abordagem palinológica mais profunda sobre os carbonatos da Pedreira Votorantim, somando-se às outras metodologias já adotadas para o estudo desta seção, a remoção destas rochas com objetivo industrial, apresenta a oportunidade muito peculiar de enriquecer continuamente o conhecimento geológico, paleontológico e paleoambiental desta área devido a exposições sempre renovadas pela atividade da mineração. Por outro lado, a ausência de um acompanhamento geológico sistemático com monitoramento paleoambiental e paleontológico exclui definitivamente a possibilidade de revisões e resgate dos fósseis contidos neste sítio, já que a maioria das exposições será transformada em cimento para uso industrial.

10- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, E. J. 2005. Turonian inoceramids and biostratigraphy of the Sergipe's Basin, northeastern Brazil: an integrated study of the Votorantim ad Nassau quarries. Germany, Heidelberg University, 2005. Tese (Doutorado).
- BENGTSON, P. The Cenomanian-Coniacian of Sergipe's Basin, Brazil. *Fossils and Strata*, 12, 1-78, p. 51-54 1983.
- CARMO, A. M.. An isotopic and geochemical study of climatic and oceanographic factors influencing the organic matter preservation during the late cretaceous in Sergipe's basin, Brazil. Indiana; Indiana University, 1997. Tese (Doutorado).
- CARMO, A. M. & PRATT, L. M. Deciphering Late Cretaceous subequatorial ocean climate interactions in the Sergipe's Basin, Brazil. *Geological Society of America*. , p 231- 242, 1999.
- CUNHA, A.S. Cicloestratigrafia no Cenomaniano Superior e Turoniano do Oceano Atlântico Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2001. Tese (Doutorado).
- HAMSY JR., Petrobras, Aracaju, 2006; comunicação pessoal
- HESSEL, M.H.R. Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Fossils and Strata*. , V. 22, p. 1 – 49, 1988
- KOUTSOUKOS, E. A. M. & BENGSTON P. Towards an integrated biostratigraphy of the upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe's Basin, Brazil. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*. V.125, p. 241-262. 1993
- KOUTSOUKOS, E.A.M. Mid to Late Cretaceous Microbiostratigraphy, Palaeo-ecology and Palaeogeography of the Sergipe's Basin, Northeastern Brazil. Council for National Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth, United Kingdom, 1989. Ph.D. Thesis.
- MILANKOVITCH, M., 1941, Kanon der Erdbestranlung and seine Anwendund auf das Eiszeitenproblem (Canon of insolation and the ice age problem): *Transaction of Royal Serbian Academy, Belgrade (Yugoslavia) Special Publication*, v. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, v. 33, p. 674. (English translation by the Israeli program for scientific translation. Published by U.S. Department of commerce and the National Science Foundation, Washington, DC, NTIS Report SFCSI- COMM (TT-67-514010-1-2), 1969, 507 p.)
- MÜLLER, P.J. & SUESS, E. 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans – I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research*, v. 26 A, p. 1347-1362.

Anexos