

Bacia do Pará-Maranhão

**Emilson Fernandes Soares¹, Pedro Víctor Zalán², Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo¹,
Ivo Trosdorf Junior¹**

Palavras-chave: Bacia do Pará-Maranhão | Estratigrafia | carta estratigráfica

Keywords: Pará-Maranhão Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

A Bacia do Pará-Maranhão é uma bacia exclusivamente marítima e situa-se na margem equatorial brasileira aproximadamente entre os meridianos 47°O e 44°O e os paralelos de 1°S e 1°N, e ocupa uma área de aproximadamente 48.000 km². Seus limites sudeste (com a Bacia de Barreirinhas) e noroeste (com a Bacia da Foz do Amazonas) são arbitrários e imprecisos, dado que não se conhecem feições tectônicas significativas que compartimentem tais bacias. A oeste, a Plataforma de Ilha de Santana constitui uma barreira de embasamento raso, a partir do qual a bacia se estende para as águas rasas e profundas, até à cota batimétrica de 3.000 m. A Zona de Fratura São Paulo se projeta para o interior da crosta continental aproximadamente no limite norte da bacia, através de dois ramos bem definidos.

A origem e evolução desta bacia foram pouco estudadas. Ressaltam-se aqui o trabalho de Zanotto e Szatmari (1987), Brandão e Feijó (1994) e Silva (2007), assim como alguns trabalhos internos da Petrobras. A bacia situa-se inteiramente num segmento oblíquo da margem continental de direção NO-SE. Nestes trechos da margem equatorial a separação continental se processou de forma oblíqua e a geo-

metria de deformação e do preenchimento sedimentar da bacia se assemelham às de uma bacia de margem passiva com separação ortogonal.

A exploração da bacia foi concentrada nas décadas de 70 e 80, tendo resultado em uma descoberta subcomercial de óleo leve em carbonatos cenozóicos (poço 1-PAS-11). O último poço perfurado na bacia foi em 1993, conseqüentemente, nenhum dado estratigráfico novo advindo de poços foi incorporado ao conhecimento geológico dessa bacia da margem equatorial desde a publicação pioneira da Petrobras sobre as cartas estratigráficas das bacias brasileiras (Feijó, 1994). Os dados aqui apresentados para a Fase Rifte da bacia são baseados nos resultados de projetos diversos contratados pela Petrobras e, obviamente, em trabalhos publicados anteriormente. Para a Fase Drifte, os resultados apresentados são frutos de cuidadosa reinterpretação dos dados de poços existentes, amarrados com as linhas sísmicas disponíveis, à luz dos conceitos mais modernos da estratigrafia de seqüências. A nomenclatura utilizada para a litoestratigrafia da bacia foi mantida semelhante à utilizada por Brandão e Feijó (1994), que é a mesma da Bacia de Barreirinhas (Feijó, 1994), devido às similaridades litológica e estratigráfica do preenchimento sedimentar entre ambas.

¹ E&P Exploração/Interpretação e Avaliação da Margem Equatorial e Bacias Interiores/Interpretação
e-mail: emilsonsoares@petrobras.com.br

² E&P Exploração/Gestão de Projetos Exploratórios

O preenchimento sedimentar da bacia é complexo. Inicia-se com depósitos basais atribuíveis ao Paleozóico, parte de seqüências intracratônicas pretéritas que se estendiam sobre as plataformas pré-cambrianas do Gondwana, e que foram capturadas dentro dos grábens iniciais da bacia. Seguem-se depósitos sinrifte (transtensionais) e inter-rifte de idades aptiana e albiana; cobertos por Seqüências Drifte (Neo-Albiano ao Recente) típicas de subsidência termal de margem passiva. Magmatismo basáltico é reportado no Neocretáceo, Eoceno e Mioceno.

A formação da Bacia do Pará-Maranhão iniciou-se através de dois eventos de rifteamento de idade aptiana (Seqüência Rifte II) e albiana (Seqüência Rifte III). Entre estes dois eventos, caracterizados por depocentros bem nítidos e camadas de crescimento, ocorre uma seção de espessura homogênea constituída por refletores plano-paralelos, sem tectônica sin-sedimentar, de idade aptiana, atribuíveis à Formação Codó. Por suas características tectono-sedimentares, esta seqüência indica uma interrupção no processo de rifteamento e pode ser interpretada como tendo sido depositada em uma bacia do tipo *sag* Pós-Rifte II ou *sag* Pré-Rifte III. Escolhemos adotar a segunda hipótese neste trabalho devido ao fato dessa seqüência ocorrer em áreas extensas do embasamento adjacente, sempre abaixo do Rifte III, mas nem sempre acima do Rifte II.

A Fase Drifte inicia-se no final do Neo-Albiano e se estende até o Recente. A interpretação da evolução cronoestratigráfica da seção Drifte permitiu o reconhecimento de 11 seqüências de 2ª ordem, de acordo com os conceitos descritos por Mitchum e Van Wagoner (1991). Uma particularidade da Bacia de Pará-Maranhão é a espessa seção carbonática de idade cenozóica que predomina na parte de águas rasas.

embasamento

A Bacia do Pará-Maranhão desenvolveu-se inteiramente sobre o Cráton de São Luís, rompido de maneira praticamente ortogonal à sua trama estrutural durante a separação África-América do Sul. O Rifte do Pará-Maranhão possui geometria de meio-gráben com borda flexural a sudoeste (Plataforma de Ilha de Santana) e borda falhada a NE, estando esta última atualmente situada na bacia conjugada africana, na Costa do Marfim. Os vários grábens constituintes das Seqüências Rifte II e III se estendem paralelamente à elongação da bacia e são freqüentemente cortados por zonas de transferência forte-

mente oblíquas aos mesmos. A Zona de Fratura Oceânica São Paulo, que é praticamente o limite norte da bacia, nucleou-se no contato entre a Faixa Móvel Araguaia/Gurupi (neoproterozóica) e a parte paleoproterozóica do Cráton de São Luís (Faixa Móvel Santa Luzia-Viseu). A zona de sutura entre os dois domínios do Cráton de São Luís (Faixa Móvel Santa Luzia-Viseu paleoproterozóica e a parte infracrustal arqueana) condicionou a localização de importante mudança *no trend* e estrutural da Bacia do Pará-Maranhão, bem como a do Arco de Gurupi, que divide as bacias de Bragança-Viseu e São Luís.

Superseqüência Intracratônica

Semelhantemente à Bacia de Barreirinhas, uma seqüência de refletores plano-paralelos pode ser vista na parte inferior das seções sísmicas da Bacia do Pará-Maranhão. Ao contrário de Barreirinhas, onde esta seção foi perfurada, nada se pode afirmar quanto à idade da mesma. A idade devoniana para esta seqüência é sugerida por similaridade e pela sua conhecida ocorrência na margem continental conjugada africana (Gana), onde arenitos devonianos são produtores no campo de Takoradi. Litoestratigraficamente corresponderiam ao Grupo Canindé, constituído da base para o topo pelas Formações Itaim (arenitos), Pimenteiras (folhelhos) e Cabeças (arenitos).

Superseqüência Rifte

Seqüência K40

Arenitos e folhelhos de idade aptiana ocorrem abrangentemente na Bacia do Pará-Maranhão e correspondem a sedimentos sinrifte continentais, com visíveis acunhamentos e espessamentos em seções sísmicas. Seu mapa de isópacas sísmicas mostra alguns depocentros pouco desenvolvidos que se espessam de SO para NE contra falhas de bordas de grábens com direção NO-SE. Um alto estrutural intrabacinal, interpretado como provável zona de acomodação, ocorre ao longo da exten-

são da bacia, na direção NO-SE, dividindo os grábens do Rife II praticamente ao meio, controlando depocentros imediatamente a NE e SO do mesmo. Como esta seqüência não havia sido ainda reconhecida na época da publicação da última carta estratigráfica (Brandão e Feijó, 1994), e poucos poços a atravessam, ela aparece no presente trabalho como unidade litoestratigráfica sem denominação formal, à espera de uma maior quantidade de descrições litológicas e datações paleontológicas para sua melhor definição.

Seqüência K50

A Formação Codó foi identificada em alguns poços pela associação litológica de calcilitos e folhelhos lagunares e pela assinatura sísmica caracterizada por refletores plano-paralelos com espessura relativamente constante. Sua localização entre as duas fases de rifteamento e feições sismoestratigráficas caracterizam esta sucessão como depositada em uma bacia tipo *sag* Inter-Riftes. Como explicado acima, optou-se, neste trabalho, considerá-la como um depósito relacionado a uma bacia *sag* Pré-Rife. Esta unidade também não havia sido reconhecida na coluna estratigráfica publicada por Brandão e Feijó (1994). Entretanto, seu conteúdo litológico e a assinatura sísmica são tão características da unidade litoestratigráfica Codó que não hesitamos em usar esta terminologia no presente trabalho.

Seqüência K60

A Seqüência K60 (Rife III - Albiano) corresponde a sedimentos siliciclásticos (arenito lítico, siltito cinza a castanho-avermelhado e folhelhos esverdeados) continentais a parálcos, interpretados como leques deltaicos depositados em ambientes marinhos (Brandão e Feijó, 1994). Litoestratigraficamente correspondem ao Grupo Canárias. Os poucos dados disponíveis não permitem subdividir os litotipos nas formações constituintes deste Grupo. Os depocentros mapeados para esta seqüência indicam que os grábens do Rife III se formaram a partir da reativação de falhas normais do Rife II.

Camadas carbonáticas sinrife III podem ser encontradas em alguns poços da parte central da bacia (1-MAS-12 e 1-MAS-11). Pela idade dos carbonatos (Eoalbiano e Mesoalbiano, respectivamente) considera-se que os mesmos sejam litoestratigraficamente equivalentes ao Grupo Caju. Portanto, assim como na Bacia de Barreirinhas, a deposição carbonática se inicia já na Fase Rife, podendo ou não

continuar na parte basal da Superseqüência Drifte (Neoalbiano a Cenomaniano). Como mencionado anteriormente, a discordância que capeia os pacotes sinrife tem idade próxima de 102 Ma.

Superseqüência Drifte

No presente trabalho, a Seqüência Drifte se encontra subdividida em 12 seqüências estratigráficas que variam em duração de 1,6 a 17 Ma, que, segundo classificação adotada por Mitchum e Van Wagoner (1991), são de 2ª ordem. O critério adotado para essa compartimentação foi a identificação de hiatos paleobioestratigráficos no registro sedimentar através da técnica de correlação gráfica (Wescott *et al.* 1988; Neal *et al.* 1998; Aubry 1995) aplicada em 20 dos 33 poços desta bacia. Tais hiatos foram relacionados a discordâncias erosivas que limitariam as seqüências propostas. A idade de cada discordância foi obtida pela identificação da queda global do nível dos mares mais representativa no intervalo de cada hiato, com base na curva de Haq (1988), recalibrada para Gradstein *et al.* (2004). Este método se mostrou bastante consistente, alcançando um excelente nível de correlação entre os hiatos e a variação eustática global.

Outros critérios complementares foram adotados para a determinação e/ou corroboração dessas seqüências, tais como a interpretação sísmica, a correlação com bacias vizinhas e a análise da termocronologia baseada em dados de traços de fissão em apatitas.

Seguindo-se um encadeamento cronológico que vai desde o *break up* no Neoalbiano, aproximadamente 102 Ma, até o presente, temos inicialmente uma seqüência mista carbonático-siliciclástica inferida por correlação com a Bacia de Barreirinhas, denominada litoestratigraficamente como Grupo Caju. Seguem-se a ela três seqüências siliciclásticas já no domínio litológico do Grupo Humberto de Campos (Formações Areinhas e Travosas). O conjunto descrito se caracteriza por uma tendência transgressiva, excetuando-se a última seqüência onde se inicia a fase regressiva. Acima dessas temos o surgimento de uma plataforma carbonática (Formação Ilha de Santana) já no Maastrichtiano, de tendência regressiva a agradacional, à medida que se expande até dominar completamente o registro sedimentar na área plataformal. Finalmente, no topo da coluna estratigráfica, temos a seqüência dominada por sedimentos inconsolidados que caracterizam a sedimentação do Pleistoceno ao Recente.

A seguir, será apresentada uma breve descrição individualizando cada uma das seqüências estratigráficas propostas neste trabalho.

Seqüência K70-K82

A ocorrência desta seqüência foi inferida por correlação com a Bacia de Barreirinhas, uma vez que não foram encontrados microfósseis e palinomorfos de idade correspondente a este intervalo de tempo em nenhum poço da bacia até então (Cainelli e Moraes Jr., 1986).

Na bacia vizinha essa seqüência é caracterizada em poços por uma sedimentação carbonática em plataforma mista, formada por calcarenitos bioclásticos/oncolíticos, calcilitos, margas, folhelhos e clásticos, todos pertencentes ao Grupo Caju. Depositada em ambiente marinho raso, naquela bacia ela pode atingir mais de 1.000 m de espessura sedimentar.

As camadas carbonáticas do topo da Seqüência Rifte são o único registro sedimentar do Grupo Caju encontrado em poços da Bacia de Pará-Maranhão até o momento. Provavelmente essa seqüência está preservada em águas profundas e áreas não amostradas da bacia.

Seqüência K84-K86

Sobrepondo-se à plataforma mista do Grupo Caju, ocorre esta seqüência siliciclástica delimitada no seu topo por uma discordância intraturoniana que possui excelente correlação com uma significativa queda global do nível dos mares registrada na curva de eustasia global. Um importante evento anóxico ocorre nesta plataforma siliciclástica no Turoniano, então caracterizada por sedimentação marinha transgressiva.

Essa seqüência se caracteriza litoestratigraficamente na sua porção proximal, por arenitos quartzosos, brancos, de granulometria grossa (Formação Areinhas), provenientes de um ambiente parálico/deltaico. Nas porções mais distais se encontram folhelhos cinzentos e siltitos, com eventuais intercalações de arenito quartzoso fino (Formação Travosas), segundo descrito por Feijó *et al.* (1984).

Seqüência K88-K90

A Seqüência K88-K90 possui duração de cerca de 12 Ma e é limitada no topo por discordância na porção intermediária do Campaniano (discordância do Meso-Campaniano). Esta discordância também apresenta excelente correlação com a curva de eustasia global, onde se encontra registrado neste período um rebaixamento global do nível dos mares. A discordância do Meso-campaniano, junto com a discordância do *break up*, constituem as duas principais discordâncias da Margem Equatorial Brasileira, podendo ser identificadas em todas as bacias deste conjunto.

Observa-se no dado sísmico desta bacia um magmatismo básico possivelmente vulcânico que possui correlação estratigráfica com o mesmo evento na Bacia da Foz do Amazonas, datado de aproximadamente 90 Ma (Ar-Ar). Datações radiométricas realizadas por Misuzaki *et al.* (2002) na Província Borborema, no Nordeste do Brasil, corroboram a existência desse evento magmático nessa idade. Segundo os autores tal evento estaria associado com a efetiva separação entre as placas da América do Sul e da África. Outros eventos vulcânicos que ocorrem na bacia, de idade mais jovem que 80 Ma, são atribuídos à atividade de *hot spots* (Misuzaki *et al.* 2002).

Seqüência K100-K120

A Seqüência K100-K120 tem duração aproximada de 9 Ma. Seu topo é marcado por uma discordância a cerca de 70 Ma, que embora apresente correlação com um rebaixamento global do nível dos mares (Ma1=70,8 Ma), conforme registrado na curva de eustasia global (Gradstein *et al.* 2004), este não parece ser de magnitude suficiente para produzir uma discordância como a observada. Contudo, estudos recentes em traços de fissão em apatitas mostraram um evento de soergimento das áreas continentais da Margem Equatorial em torno de 70 Ma. Dessa forma, o evento tectônico pode estar relacionado à causa da discordância que marca o topo da Seqüência K100-K120, tendo um controle predominantemente tectono-eustático.

Seqüência K130-E20

Esta seqüência começa no final do Cretáceo Superior e se estende até o Paleoceno Superior, com duração aproximada de 12 Ma. O limite superior é marcado por uma discordância, cujo cruzamento com a curva de eustasia global mostra boa correlação com uma acentuada queda no nível global dos mares.

No Maastrichtiano implanta-se uma plataforma carbonática incipiente, que se expandiu no tempo geológico e acabou por dominar toda a plataforma continental. Nas bacias vizinhas da Foz do Amazonas e Barreirinhas, a sedimentação carbonática só seria expressiva mais tarde no Paleoceno. Apesar do início da plataforma carbonática, a sedimentação siliciclástica permanece dominante nesta seqüência.

A sedimentação carbonática, que se inicia no Maastrichtiano e que domina até o Recente, é conhecida litoestratigraficamente como Formação Ilha de Santana, sendo caracterizada por uma enorme

variedade de biocalcarenitos e biocalcirruditos nas áreas de plataforma rasa, calcarenitos finos e calcilutitos na plataforma externa. No talude ocorrem margas, folhelhos, lamitos seixosos e eventualmente turbiditos (Feijó *et al.* 1984).

Seqüência E30

O hiato bioestratigráfico que define o limite superior desta seqüência é identificado apenas no sul da bacia. Na área remanescente ele não ocorre, sendo esta seqüência agrupada com a seguinte, formando a Seqüência E30-E50.

Amplia-se o domínio da plataforma carbonática que adquire um caráter misto à medida que depósitos siliciclásticos deltaicos se intercalam localmente à sedimentação carbonática.

À medida que a extensão da plataforma carbonática se expande, ocorre o avanço do limite da plataforma enquanto, simultaneamente, represa a sedimentação siliciclástica, confinando-a a uma área cada vez mais proximal. Apenas em alguns pontos da plataforma, onde se implanta uma drenagem de maior possança, a sedimentação siliciclástica tem expressão suficiente para sobrepor a plataforma carbonática, formando-se, ali, uma sedimentação de caráter misto.

Seqüência E40-E50

Perfazendo um intervalo de tempo de aproximadamente 8 Ma, esta seqüência marca a expansão da plataforma mista, com uma deposição caracterizada por arenitos deltaicos da Formação Areinhas, intercalados aos carbonatos da Formação Ilha de Santana.

O limite superior da seqüência está relacionado a uma importante superfície erosiva no Mesoeoceno, onde se implantaram sistemas de vales incisivos que escavaram a plataforma carbonática. Esta superfície é facilmente identificada na sísmica como um refletor que divide estratos subhorizontais acima, de estratos com mergulho pronunciado abaixo, marcando uma clara discordância angular.

Além disso, na porção de águas profundas da bacia, tem início um processo de tectônica gravitacional, responsável pela formação de falhas lítricas em domínio extensional, situado predominantemente no talude e no início da bacia, passando ao domínio transicional, caracterizado por anticlinais suaves e, posteriormente, a um domínio compressivo dominado por

amplas frentes de empurrão, à medida que se alcança domínios de água profunda.

A deformação gerada por essa tectônica promoveu uma alteração da fisiografia do assoalho marinho da época, determinando a formação de altos e baixos estruturais. Enquanto que os altos estruturais ficaram sujeitos à erosão (zonas de cavalgamento), nas partes baixas se criou um espaço de acomodação nos rejeitos das falhas lítricas e no flanco anterior das frentes de empurrão. Como consequência, esses baixos estruturais se tornaram regiões preferenciais de captação de sedimentos durante a deposição das seqüências posteriores até o Mioceno Superior.

Seqüência E60-E70

As duas discordâncias que limitam esta seqüência foram interpretadas pela identificação de hiatos deposicionais em poços e a correlação com quedas da variação global do nível dos mares, segundo Gradstein *et al.* (2004).

Embora dolomitos já ocorram nas seqüências anteriores, aqui temos sua mais significativa ocorrência na bacia, associada ao rebaixamento do nível dos mares que, pela mudança do perfil de equilíbrio do lençol freático, gerou fluxos de água meteórica para dentro da plataforma carbonática exposta. Tais fluxos foram, provavelmente, o principal causador do processo de formação dos dolomitos encontrados nos intervalos do Eoceno Superior e Oligoceno Inferior.

Tem sido interpretada, em dados sísmicos, a ocorrência de intenso magmatismo básico datado como Mesoeocênico por correlação estratigráfica com estratos de idade inferida que se encontram sísmicamente em situação de *onlap* sobre os corpos ígneos. Há fortes indícios do caráter extrusivo deste magmatismo, tanto pela aparência de corpos circulares em mapas magnetométricos quanto pela forma cônica nas seções sísmicas, o que sugere uma morfologia de edifícios vulcânicos. Porém, tal interpretação é especulativa, uma vez que até o presente momento estas rochas não foram amostradas.

Como evento análogo, podemos citar o vulcanismo Royal Charlotte no Arco de Cabo Frio e em Abrolhos, que ocorre neste mesmo período (Zalán, 2004). Entretanto, a completa ausência de amostras para datação radiométrica impede uma correlação direta entre esses eventos.

Esse magmatismo tem especial importância na tectônica gravitacional instalada na porção em águas profundas da área norte da bacia, pois o relevo estrutural gerado por ele serviu de anteparo aos cavalgamentos do domínio compressional, permitindo que ele ali se instalasse ao mesmo tempo em que possivelmente também atuou como mecanismo disparador de tal tectônica. A partir desta seqüência, a plataforma carbonática adquire um caráter agradacional.

Seqüência E80-N10

Com uma abrangência em torno de 12 Ma, ocorreu nesta seqüência o maior evento transgressivo do Terciário em quase toda Margem Equatorial, que está associado ao mar de Pirabas, cuja expansão máxima da plataforma carbonática teve lugar nessa bacia.

Possui excelente correlação com o mesmo evento nas bacias vizinhas de Barreirinhas e Foz do Amazonas.

Seqüência N20-N30

A discordância que marca o topo desta seqüência é uma das mais expressivas da Margem Equatorial. Sendo bem identificada na sísmica e confirmada por dados de poços, ela também é observada em superfície (Rossetti, 2001).

A Seqüência N20-N30 está quase que totalmente restrita ao Mioceno Médio (andares Langhiano e Serravaliano).

Nesta seqüência também ocorre um magmatismo básico estimado como Mesomiocênico. A datação dessas rochas ígneas foi feita por correlação estratigráfica com estratos de idade inferida, que se encontram sísmicamente em situação de *onlap* sobre os corpos ígneos. Através dos mesmos critérios citados na interpretação da ocorrência magmática da Seqüência E60-E70, podemos inferir que se trata também de um evento vulcânico, embora não se possa afirmar pela falta de dados mais conclusivos.

Seqüência N40-N50

Esta seqüência, que perfaz um intervalo de tempo de 10 Ma, é caracterizada pelo avanço da plataforma carbonática, que ultrapassa os limites da bacia se confundindo com a sedimentação de mesma característica da Bacia de Barreirinhas.

No intervalo dessa seqüência também ocorre uma importante progradação dos sistemas deposicionais costeiros. Com abrangência em toda a Margem Equatorial, esta litofácies é conhecida como Formação Barreiras (Rossetti, 2001).

Seqüência N60

A sedimentação pleistocênica é constituída por sedimentos arenosos e argilosos depositados em cordões litorâneos ao longo da costa e pelo extravasamento, localmente, da rede de drenagem sobre a plataforma carbonática. Na porção *offshore* da bacia, esta seqüência é

representada por argilitos e sedimentos argilosos inconsolidados, com maior ou menor teor de carbonato, preenchendo o fundo oceânico.

Durante o Holoceno, a sedimentação foi pouco significativa, restringindo-se ao retrabalhamento da seção clástica proximal na porção de plataforma rasa/média e ao acúmulo de sedimentos carbonáticos retrabalhados na borda da plataforma (Cainelli e Moraes Jr., 1986).

agradecimentos

Ao colega Arnaldo Tanaka pelas inestimáveis contribuições feitas a este trabalho, tanto no desenho quanto no texto. Também agradecemos aos editores do Boletim de Geociências da Petrobras pela oportunidade e incentivo dispensado.

referências bibliográficas

AUBRY, M. P. From cronology to stratigraphy: interpreting the lower and middle eocene stratigraphic record in the atlantic Ocean. In: BERGREN, W. A.; KENT, D. R.; AUBRY, M. P.; HARDENBOL, J. (Ed.). **Geochronology time scale and global stratigraphic correlations**. Tulsa, Okla.: Society for Sedimentary Geology, 1995. p. 213-274. (SSG. Special Publications, 54).

BRANDÃO, J. A. S. L.; FEIJÓ F. J. Bacia do Pará-Maranhão. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 101-102, jan./mar. 1994

CAINELLI, C.; MORAES JUNIOR, J. J. Preenchimento sedimentar da Bacia de Pará-Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. p. 131-144.

FEIJÓ, F. J. Bacia de Barreirinhas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1,

p. 103-105, jan./mar. 1994.

FEIJÓ, F. J. Bacia do Pará Maranhão. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 101-102, jan./mar. 1994.

GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SMITH, A. G. **A geologic time scale**. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 610 p.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: WILGUES, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VAN WAGONER, J. C.; ROSS, C. A.; KENDALL, C. G. S. G. (Ed.). **Sea-level: an integrated approach**. Houston: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 71-108. (SEPM. Special Publication, 42).

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 2, p. 183-198, June 2002.

MITCHUM JUNIOR, R. M.; VAN WAGONER, J. C. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. **Sedimentary Geology**, v. 70, p. 131-160, 1991.

NEAL, J. E.; STEIN, J. A.; GAMBER, J. H. Wested stratigraphic cycles and depositional systems of the Paleogene Central North Sea. In: GRACIANSKY, P. C.; HARDENBOL, J.; JACQUIN, T.; VAIL, P. R. (Ed.). **Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins**. Tulsa, Okla.: Society for Sedimentary Geology, 1998. p. 261-288. (SSG. Special Publication, 60).

ROSSETTI, D. F. Late cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Science**, Oxford, v. 14, n. 1, p. 77-89, Apr. 2001.

SILVA, C. P. **Estudo sobre foraminíferos e radiolários do Cretáceo, Bacia Pará-Maranhão, Margem Equatorial Brasileira**. 2007. 127 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

WESCOTT W. A.; KREBS W. N.; SIKORA P. J.; BOUCHER, P. J.; STEIN, J. A. Modern application of biostratigraphy in exploration and production. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 17, n. 9, p. 1204-1210, 1998.

ZALÁN P. V. Evolução Fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

ZANOTTO, O.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção ocidental da margem norte brasileira, Bacia do Pará-Maranhão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 2, p. 189-195, 1987.

bibliografia

SOARES JUNIOR, A. V. **Paleografia e evolução da paisagem do nordeste do estado do Pará e noroeste do Maranhão: cretáceo ao holoceno**. 2002. 118 p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

SZATMARI, P.; ZANOTTO, O.; FRANÇOLIN, J. B. L.; WOLFF, S. Rifting and Early Tectonic Evolution of the Equatorial Atlantic. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA: Annual Meeting, 98., 1985, Orlando. **Abstracts**. Orlando: Boulder, 1985. p. 731.

SZATMARI, P.; ZANOTTO, O.; FRANÇOLIN, J. B. L.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.

TANAKA, A. **Interação entre os processos gravitacionais e a ação das correntes de fundo no Talude Continental da Bacia do Pará-Maranhão dentro do Neogeno**. 2006. Tese (Mestrado) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2006.



