

Evolução estratigráfica dos depósitos cretáceos da porção norte da Bacia de São Luís-Grajaú (NE do Brasil)

Stratigraphic evolution of the cretaceous deposits from the northern portion of the São Luís-Grajaú Basin (NE of Brazil)

João Augusto de Oliveira Cunha¹ , Debora do Carmo Sousa² , Valéria Centurion Córdoba^{1,2} 

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Campus Universitário, Lagoa Nova, Caixa Postal 1.596, CEP 59078-970, Natal, RN, BR (joaoaugustoo@gmail.com)

²Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Departamento de Geologia, Natal, RN, BR (debora@geologia.ufrn.br; vcc2018@ufrnet.br)

Recebido em 12 de dezembro de 2018; aceito em 09 de abril de 2019

Resumo

Os depósitos cretáceos da Bacia de São Luís-Grajaú são recorrentemente organizados, nos trabalhos prévios, em três sequências deposicionais, consolidadas desde o Neoptiano até uma idade incerta no Neocretáceo, abrangendo as formações Grajaú e Codó, como também o Grupo Itapecuru. Este trabalho objetivou aplicar a estratigrafia de sequências, com base na correlação de perfis litológicos e de raios gama, na análise dos depósitos cretáceos localizados na parte norte da bacia. Para esse propósito, esta pesquisa utilizou dados de cinco poços, interpretados em uma etapa 1D, que posteriormente serviram de base para a construção de uma seção estratigráfica, interpretada em uma fase 2D. Além disso, trabalhos prévios acerca dos sistemas deposicionais envolvidos na sedimentação desses depósitos cretáceos foram cotejados para propor um modelo evolutivo para o intervalo estudado. A partir da integração dessas interpretações, individualizou-se o intervalo em duas sequências deposicionais (A e B), sendo cada uma delas composta por três tratos de sistemas: de nível baixo (TSNB), transgressivo (TST) e de nível alto (TSNA). A Sequência A foi, primariamente, dominada por processos flúvio-deltaicos correspondentes ao TSNB. Posteriormente, representando o TST, houve a ampliação das fácies lacustres, paralelamente à retração do sistema flúvio-deltaico desenvolvido durante a fase anterior. Finalmente, caracterizando o TSNA, ocorreu uma continuação dos processos suspensivos vistos no TST, porém com a influência de fluxos hiperpicnais. No tocante à Sequência B, inicialmente instalou-se um sistema deltaico representativo do TSNB. Subsequentemente, no TST, esse delta deu lugar a um estuário dominado por ondas. Por fim, em um estágio atribuído ao TSNA, um sistema deltaico novamente se estabeleceu, encerrando assim a história evolutiva do intervalo analisado.

Palavras-chave: Província Parnaíba; Bacia de São Luís-Grajaú; Estratigrafia de Sequências; Formação Codó; Formação Grajaú; Grupo Itapecuru.

Abstract

Cretaceous deposits of the São Luís-Grajaú Basin are recurrently organized, on previous works, in three depositional sequences, consolidated from Late Aptian to an uncertain age in Late Cretaceous, covering the Grajaú and Codó formations, as well as the Itapecuru Group. This work aimed to apply sequence stratigraphy, based on the correlation of lithological and gamma-ray profiles, in the analysis of the Cretaceous deposits located in the northern part of the basin. For this purpose, the researchers used data from five wells, interpreted in a 1D stage, which later served as the basis for the construction of a stratigraphic section, interpreted in a 2D phase. In addition, previous work about the depositional systems involved in the sedimentation of these Cretaceous deposits was compared to propose an evolutionary model for the studied interval. The integration of these interpretations allowed the individualization of the interval in two depositional sequences (A and B), each one consisting of three systems tracts: lowstand (LST), transgressive (TST) and highstand (HST). Sequence A was primarily dominated by fluvial-deltaic processes, corresponding to the LST. Later, representing the TST, there was the expansion of lake facies, parallel to the retraction of the fluvial-deltaic system developed during the previous phase. Finally, characterizing the HST, there was a continuation of the suspensive processes seen in the TST, but with the influence of hyperpycnal flows. Regarding Sequence B, it was initially marked by the installation of a delta system representative of the LST. Subsequently, in the TST, that delta gave rise to a wave-dominated estuary. Finally, in a stage assigned to the HST, a delta system was reestablished, thus closing the evolutionary history of the analyzed interval.

Keywords: Parnaíba Province; São Luís-Grajaú Basin; Sequence Stratigraphy; Codó Formation; Grajaú Formation; Itapecuru Group.

INTRODUÇÃO

O Cretáceo destaca-se como um dos intervalos do tempo geológico de grande significado científico e econômico (Rossetti, 2001b). Durante esse período, sucederam-se diversas transformações na configuração da superfície do planeta Terra, dentre elas a separação entre América do Sul e África, que desencadeou a formação do Oceano Atlântico. Em virtude desse processo de amplificação dos mares, ocorreu também a disseminação de várias espécies de dinoflagelados, bivalvíos, amonites, gastrópodes, diatomáceas, briozoários, corais e foraminíferos planctônicos, os quais fornecem importantes informações acerca das condições ambientais e climáticas predominantes nesse intervalo. Ademais, a deposição de folhelhos negros geradores permitiu a formação de 60% das reservas mundiais de hidrocarbonetos (Rossetti, 2001b), tornando as rochas cretáceas um alvo apetecido pelas grandes empresas petrolíferas.

Nesse contexto, houve a instalação de uma bacia sedimentar na porção norte da América do Sul, denominada São Luís-Grajaú, a qual foi implantada em um contexto de mar marginal, que cobriu extensas áreas dos estados do Maranhão e do Pará (Góes, 1995; Góes e Rossetti, 2001). O seu preenchimento sedimentar, ainda pouco estudado sob a ótica da estratigrafia de seqüências, é considerado um importante registro do período correspondente ao Cretáceo, abrangendo litótipos que são potenciais constituintes de um sistema petrolífero.

Logo, o presente trabalho pretendeu aplicar o método da estratigrafia de seqüências, com base na correlação de perfis litológicos e raios gama, em cinco poços representativos da parte norte da Bacia de São Luís-Grajaú. Para isso, trabalhos anteriores de análise de fácies, identificação de associações de fácies e sistemas deposicionais, realizados em afloramentos e dados de subsuperfície, foram cotejados para possibilitar a proposição de um modelo evolutivo para o intervalo estudado.

DADOS E MÉTODOS

Os dados utilizados na elaboração deste artigo compreendem informações de cinco poços de sondagem (perfurados pela Petrobras e cedidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis — ANP), representados por seus perfis compostos, por meio dos quais foram obtidos os perfis de raios gama, os perfis litológicos e as informações acerca do posicionamento e da relação de contato entre as formações geológicas. Além disso, também foram consultadas as pastas desses poços de sondagem, que forneceram descrições de amostras de calha e de escassos testemunhos, incluindo o tipo de litologia, composição, coloração e conteúdo fossilífero, quando presente. Os autores não tiveram acesso a amostras de rocha e testemunhos dos poços, bem como a dados bioestratigráficos e cronoestratigráficos. Esses poços de sondagem tiveram seus nomes originais

substituídos, com a finalidade de simplificar as suas diversas citações no decorrer do texto. Assim, os poços originalmente denominados 1 AT 0001 MA, 1 CI 0001 MA, 9 PAF 0003 MA, 9 PAF 0004R MA e 9 PAF 0002 MA foram renomeados, respectivamente, como poços 1, 2, 3, 4 e 5. Tais poços encontram-se localizados na porção norte do estado do Maranhão e, conseqüentemente, na parte norte da Bacia de São Luís-Grajaú (Figura 1).

Somado a isso, foram utilizados dados bibliográficos sobre a Bacia de São-Luís-Grajaú, cedidos pelo projeto de pesquisa *Geologia e Sistemas Petrolíferos da Bacia Intracratônica do Parnaíba, Nordeste do Brasil* (BPAR). Com relação ao acervo cartográfico usado para a confecção dos mapas ilustrados no trabalho, foram empregados os arquivos vetoriais das cartas geológicas ao milionésimo SA-22, SA-23, SA-24, SB-22, SB-23, SB-24, SC-22, SC-23 e SC-24, disponibilizadas no *Geobank* do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), como também dados vetoriais relacionados à divisão territorial brasileira e mundial, que foram adquiridos no banco de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

No que concerne aos métodos empregados, estes compreenderam técnicas de análise estratigráfica 1D e 2D, baseadas no arcabouço conceitual fornecido por diversos autores para o ramo da estratigrafia de seqüências. Neste artigo, optou-se principalmente pelo uso, ainda com algumas adaptações, do modelo proposto por Holz (2012). Outros trabalhos da estratigrafia de seqüências clássica, a exemplo de Vail et al. (1977), Posamentier e Vail (1988), Van Wagoner et al. (1988), Jervy (1988) e Van Wagoner et al. (1990), assim como o trabalho sintetizador de Catuneanu (2006), foram consultados nesta pesquisa.

O modelo de Holz (2012) considera a seqüência deposicional como composta de quatro tratos de sistemas: trato de sistemas de nível baixo (TSNB), trato de sistemas transgressivo (TST), trato de sistemas de nível alto (TSNA) e trato de sistemas de regressão forçada (TSRF); os quais são classificados baseando-se na sua disposição dentro da seqüência deposicional, nas superfícies limitantes e nos padrões de empilhamento. O TSNB constitui a base da seqüência deposicional, sendo designado por um padrão de empilhamento progradacional nos perfis de poços. Esse trato é limitado abaixo pela discordância subaérea e sua conformidade correlativa, que somadas constituem o limite de seqüência basal (LS). Em relação ao limite superior do TSNB, este é representado pela superfície regressiva máxima (SRM), que marca a passagem dos conjuntos de parasseqüências com padrões progradacionais, relacionados ao TSNB, para aqueles com padrões retrogradacionais, relativos ao TST. A SRM equivale à superfície transgressiva (ST) dos modelos da estratigrafia de seqüências clássica. No que diz respeito ao TST, este trato é denotado por um padrão de empilhamento retrogradacional, sendo limitado abaixo e acima,

respectivamente, pela SRM e pela superfície transgressiva máxima (STM). Essa última superfície, também conhecida como superfície de inundação máxima (SIM) nos modelos clássicos, é reconhecida por assinalar a passagem dos conjuntos de parassequências retrogradacionais, típicos do TST, para conjuntos de parassequências progradacionais, referentes ao TSNA. Além disso, a STM geralmente está associada a zonas pelíticas que apresentam altos valores de radioatividade nos perfis de raios gama. O TSNA, no que lhe concerne, é denotado por um arranjo progradacional dos conjuntos de parassequências. Tal trato tem seu limite

inferior definido pela STM e o superior representado pela discordância subaérea e sua conformidade correlativa (limite de sequência — LS). Os limites de sequências, em geral, são reconhecidos por quebras importantes nos perfis geofísicos, indicando uma mudança abrupta de fácies entre o intervalo superior e inferior, sendo aquele designado por fácies mais proximais e este por fácies mais distais. O TSRF, como previsto no modelo original de Holz (2012), não foi considerado neste trabalho, face à dificuldade na identificação da superfície basal de regressão forçada (SBRF) em perfis de poços.

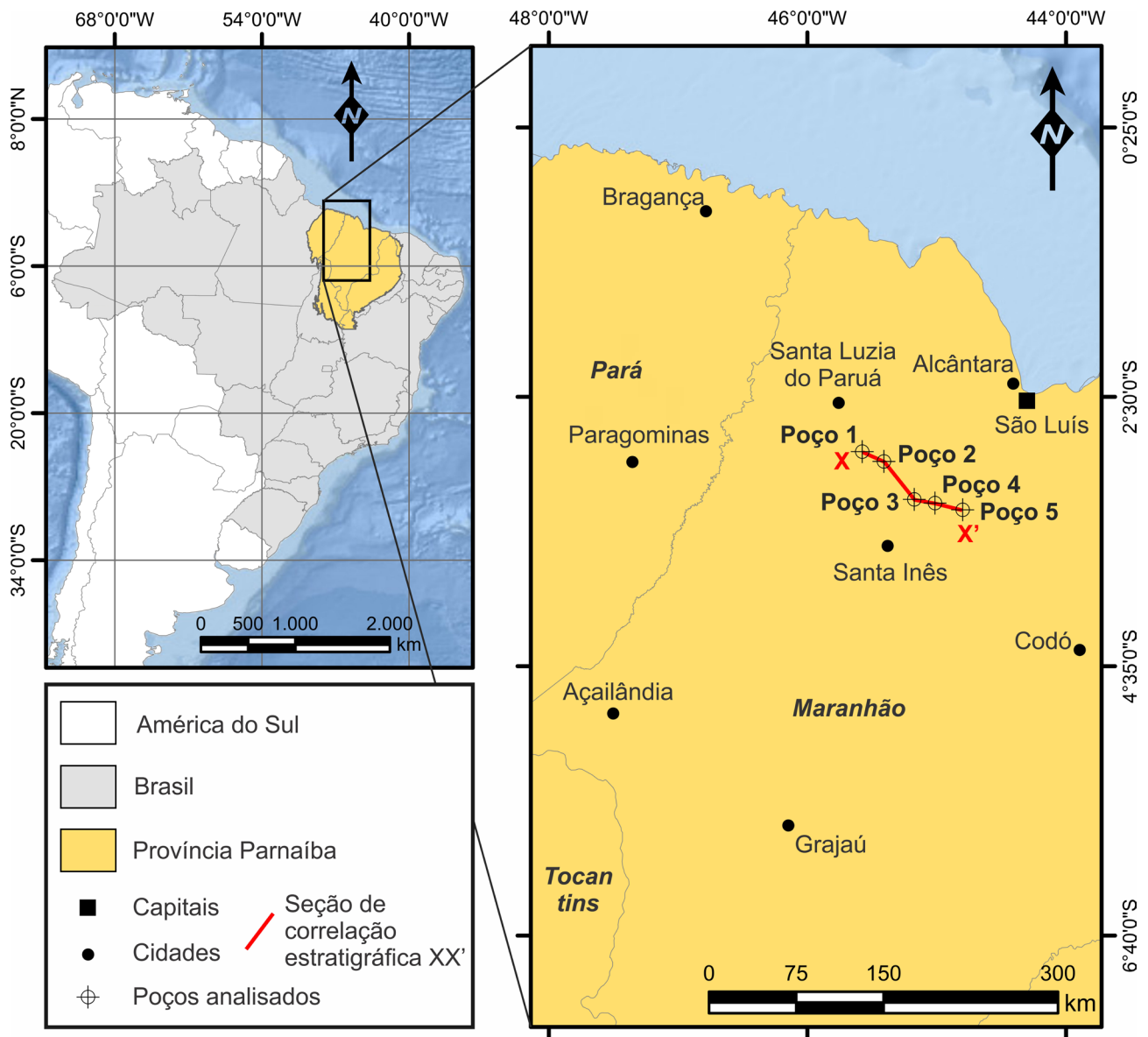


Figura 1. Mapa de localização dos poços analisados, confeccionado a partir de uma base de dados fornecida pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e pelo Projeto Geologia e Sistemas Petrolíferos da Bacia Intracratônica do Parnaíba, Nordeste do Brasil.

A análise estratigráfica 1D consistiu na interpretação dos dados de poços. Buscando facilitar o processo interpretativo, como também apresentar de uma forma mais clara o produto derivado desse processo, foram elaborados diagramas 1D para cada um dos poços, os quais são formados por oito colunas. A primeira coluna, da esquerda para a direita, é destinada às formações geológicas, as quais foram obtidas nos perfis compostos. As informações relativas aos sistemas deposicionais dessas formações são encontradas na terceira coluna e foram adquiridas em trabalhos prévios da literatura da área, os quais estão citados no decorrer do texto. Na segunda coluna foram somadas as informações contidas nos perfis litológicos com as curvas de raios gama, ambos retirados dos perfis compostos dos poços. Nesses produtos foi observada a disposição vertical dos litotipos, proporcionando o estabelecimento de parassequências, as quais em sua grande maioria representam ciclos de raseamento para o topo, podendo exibir granocrescência ou granocrescência ascendente. Tais parassequências estão retratadas na quarta coluna e foram numeradas em ordem crescente da base para o topo, em cada sequência deposicional. Subsequentemente, tais parassequências foram agrupadas em conjuntos na quinta coluna, os quais são caracterizados por configurações progradacionais ou retrogradacionais. Alguns conjuntos com suaves tendências agradacionais foram observados, porém, como ocorrem de forma mais restrita e sempre associados a tendências progradacionais, os mesmos foram apenas citados no texto. Em seguida, as mudanças significativas nas tendências gerais dos padrões de empilhamento dos conjuntos de parassequências permitiram a identificação das superfícies limitrofes (sexta coluna), principalmente as SRMs e STMs. No caso das discordâncias, estas foram posicionadas com base em diferentes critérios, como mudanças bruscas nos litotipos e sistemas deposicionais, bem como nas quebras, por vezes marcantes, nos perfis geofísicos. As tendências dos conjuntos de parassequências permitiram definir tratos de sistemas, na quinta coluna, baseando-se no padrão de empilhamento apresentado. Os conjuntos com tendências progradacionais foram atribuídos ao TSNB ou ao TSNA, enquanto os conjuntos com configurações retrogradacionais foram relacionados ao TST. Finalmente, a disposição dos tratos, de sistemas reconhecidos, bem como os limites de sequência identificados, permitiram a proposição das sequências deposicionais presentes na oitava coluna.

A análise estratigráfica 2D, realizada em seguida, envolveu a interpretação de uma seção de correlação estratigráfica XX' com direção NW-SE (Figura 1), a qual foi originada a partir da interpolação dos cinco perfis de poços interpretados na fase anterior, adotando como *datum* a STM da Sequência A. Nessa seção foi avaliado o comportamento lateral das unidades genéticas, bem como rastreadas as superfícies cronoestratigráficas estabelecidas durante a análise 1D.

No decorrer da última fase do trabalho, os resultados obtidos a partir das análises 1D e 2D foram integrados e interpretados. Ademais, informações provenientes de trabalhos prévios, que retratam os sistemas deposicionais responsáveis pela sedimentação dos depósitos estudados, foram somadas às interpretações. Dessa forma, foi possível idealizar modelos genéticos e tecer uma história evolutiva para o intervalo cretáceo presente na porção norte da Bacia de São Luís-Grajaú.

CONTEXTUALIZAÇÃO REGIONAL

Bacia de São Luís-Grajaú

A Província Parnaíba (Pedreira da Silva et al., 2003) ou Província Sedimentar do Meio-Norte (Góes, 1995) corresponde a uma unidade geotectônica de 600 mil km² de área que abrange quatro bacias sedimentares originadas a partir de fases tectônicas com estilos e idades distintas (Figura 2), sendo elas: Grajaú, Espigão Mestre, Alpercatas e do Parnaíba (Góes, 1995). A Bacia do Grajaú abrange, por si só, uma área de 130 mil km² dessa província e apresenta pacotes sedimentares de até 900 m de espessura. Atualmente, a referida bacia tem sido considerada uma continuidade ao sul da Bacia de São Luís, por esse motivo tem sido renomeada como Bacia de São Luís-Grajaú (Góes e Rossetti, 2001), a qual, por sua vez, compreende uma área de 150 mil km² (Paz e Rossetti, 2006) e localiza-se em grande parte no estado do Maranhão e uma pequena porção no estado do Pará. Tal bacia limita-se ao sul pelo Arco Xambioá-Alto Parnaíba, a oeste pelo Arco Capim, a leste pelo lineamento Rio Parnaíba e ao norte pela Plataforma Ilha de Santana (Nascimento e Góes, 2007; Figura 2).

A gênese da Bacia de São Luís-Grajaú encontra-se associada ao processo de rifteamento do paleocontinente Gondwana no Mesozoico, devido a esforços distensionais e transcorrentes atuantes, respectivamente, durante o Eocretáceo e os primórdios do Neocretáceo, resultando na abertura do Oceano Atlântico e na formação de um rifte intracontinental, que se desenvolveu ao longo da Margem Equatorial Brasileira (Góes e Rossetti, 2001; Rossetti e Góes, 2003; Paz et al., 2005; Soares Junior et al., 2008). Logo, o contexto evolutivo no qual essa bacia está inserida pode ser resumido em três estágios: o pré-rifte representado por um adelgaçamento crustal e a formação de uma depressão em lenta subsidência; o rifte relacionado ao estabelecimento de uma zona de descolamento basal (*detachment*), que foi responsável por um intenso processo de falhamento, culminando com a formação do Sistema de Gráben Gurupi, o qual interliga as bacias de Bragança-Viseu, Ilha Nova e São Luís-Grajaú (Azevedo, 1991; Góes e Rossetti, 2001); e finalmente o estágio drifte que, por sua vez, é assinalado

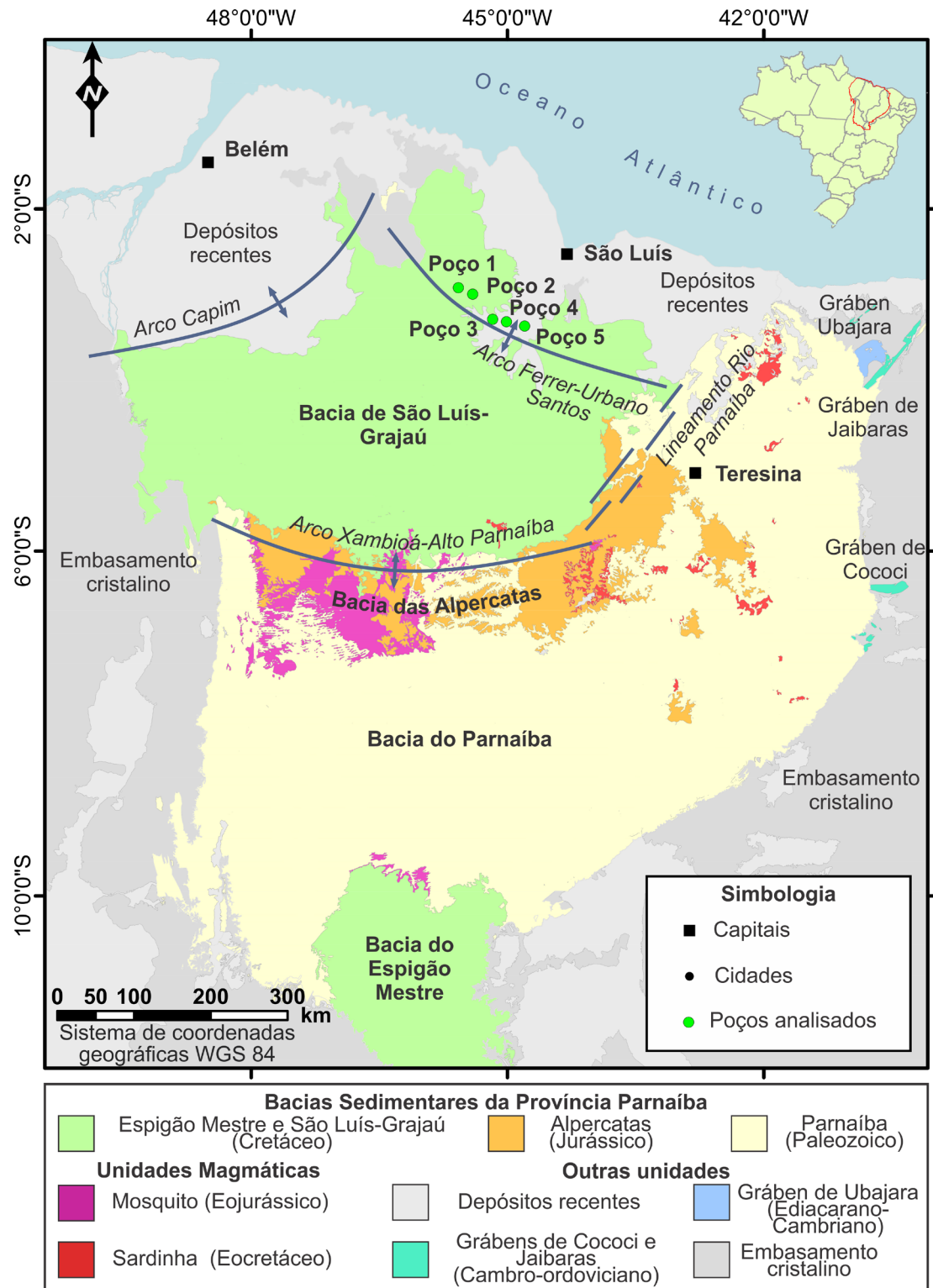


Figura 2. Mapa representativo da Província Sedimentar do Meio Norte (Góes, 1995) ou Província Parnaíba (Pedreira da Silva et al., 2003) e suas respectivas bacias sedimentares: São Luís-Grajaú, Alpercatas, Parnaíba e Espigão Mestre. A figura também apresenta os limites da Bacia de São Luís-Grajaú, bem como os poços analisados neste trabalho, os quais se encontram inseridos na extensão dessa bacia. A base de dados empregada na construção deste mapa provém do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e do Projeto Geologia e Sistemas Petrolíferos da Bacia Intracratônica do Parnaíba, Nordeste do Brasil. Ademais, foram compiladas informações presentes em Góes (1995).

pela deriva continental e conseqüentemente pela ampliação do fundo oceânico (Rossetti, 2001a; Paz et al., 2005).

O rifte intracontinental supracitado é formado por três seqüências de segunda ordem (S1, S2 e S3), estabelecidas por Rossetti (2001a). Inicialmente, a sucessão sedimentar limitou-se a depósitos continentais com influência marinha restrita, derivados da fase pré-rifte, sendo representada pela Seqüência S1 (Neoaptiano-Eoalbio), que inclui as formações Codó e Grajaú. Posteriormente, depositou-se a Seqüência S2 (Eoalbio-Mesoalbio), compreendendo a parte inferior da Unidade Indiferenciada instituída por Rossetti e Truckenbrodt (1997). A Seqüência S3 (Mesoalbio-Neocretáceo), por sua vez, conclui o pacote sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú, compondo-se pela porção superior da “Unidade Indiferenciada” e pelas formações Alcântara (Albio-Cenomaniano) e Cujupe (Neocretáceo). As duas últimas seqüências equivalem ao Grupo Itapecuru e estão relacionadas a ambientes transicionais e marinhos rasos, em um contexto rifte a pós-rifte da bacia. No trabalho de Vaz et al. (2007), as seqüências supracitadas foram aglutinadas em uma única, que abrange as formações Codó, Grajaú e Corda interdigitadas na base, e sotopostas à Formação Itapecuru, a qual situa-se no topo da seqüência também interdigitada com a Formação Codó (Figura 3).

Idade		Estratigrafia da Bacia de São Luís-Grajaú			
		Rossetti e Truckenbrodt (1997)	Rossetti (2001b)	Vaz et al. (2007)	
Cretáceo	Neocretáceo?	Grupo Itapecuru	Formação Cujupe	S3f	Seqüência Cretácea
	Cenomaniano		Formação Alcântara	S3e	
	Albiano		Unidade Indiferenciada	S2	
		S3b			
	Eo	formações Codó e Grajaú	S1	S3a	
Neoaptiano	formações Codó, Grajaú e Corda				
Pré-cambriano e Paleozoico		Embasamento			

S: Seqüência.

Figura 3. Carta estratigráfica proposta para o Cretáceo presente na Bacia de São Luís-Grajaú, segundo a ótica de diferentes autores ao longo do tempo (compilado de Rossetti, 2001b e de Vaz et al., 2007).

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

Análise 1D

A identificação de três limites de seqüências, bem como o próprio arranjo dos tratos de sistemas internos, permitiram o reconhecimento de duas seqüências deposicionais de segunda ordem (A e B) nos cinco poços estudados. Cada uma dessas seqüências é composta de três tratos de sistemas (TSNB, TST e TSNA), que são limitados por três superfícies cronoestratigráficas significativas (LS, SRM e STM; Figuras 4, 5 e 6).

Seqüência Depositional A

A Seqüência Depositional A representa um pacote sedimentar com uma espessura média de 170 m e equivale, litoestratigraficamente, às formações Grajaú e Codó (Figuras 4, 5 e 6). Em vista da idade neoaptiana proposta nos trabalhos de Paz e Rossetti (2001), Rossetti et al. (2001), Rossetti et al. (2004), Paz et al. (2005) e Paz e Rossetti (2006) para as formações Codó e Grajaú, propõe-se que essa seqüência tenha sido depositada durante esse período, envolvendo um intervalo de tempo em torno de seis milhões de anos. Ademais, segundo as interpretações paleoambientais feitas por tais autores, partiu-se do pressuposto de que essa sucessão foi depositada em um contexto lacustre com influência flúvio-deltaica. Assim, a configuração interna dos tratos foi relacionada a uma taxa de criação de espaço de acomodação associada a uma variação relativa do nível de base que, nessa seqüência deposicional, reflete a combinação entre as taxas de variação da subsidência e o nível absoluto do sistema lacustre.

O prelúdio dessa seqüência dá-se por meio do Limite de Seqüência 1 (LS1), que corresponde à Discordância Pré-Alagoas superior, a qual designa o contato entre a Formação Grajaú, acima, e as formações paleozoicas sotopostas da Bacia do Parnaíba, sendo elas: Poti (poços 3, 4 e 5; Figuras 5 e 6), Mosquito (poço 2; Figura 5) e Pimenteiras (poço 1; Figura 4).

Sobre a Discordância Pré-Alagoas superior (LS1) assentou-se o TSNB, o qual é composto de parasseqüências com granocrescência ascendente (iniciando com pelitos lacustres na base e culminando com arenitos flúvio-deltaicos no topo), cujos conjuntos retratam um padrão de empilhamento progradacional (poços 2, 3, 4 e 5; Figuras 5 e 6) a agradacional (poço 1; Figura 4).

Em relação aos seus litotipos, esse trato é representado pelas rochas da Formação Grajaú e por litotipos basais da Formação Codó, compreendendo camadas de arenito cinza-claro, bem como siltitos/folhelhos cinza-claros, verde-claros com tons acastanhados, bioturbados, apresentando em alguns casos estratificações plano-paralelas, cruzadas e laminações cruzadas cavalgantes.

Com base no arranjo prográdacional a levemente agra-dacional dos conjuntos de parassequências, identificados nos perfis de raios gama, bem como na presença de litotipos bioturbados e de coloração clara, os quais são sugestivos de um nível de oxigenação razoavelmente favorável, acredita-se que a deposição do TSNB se deu a partir de um

sistema flúvio-deltaico derivado das zonas marginais do lago (Neumann et al., 2008). Essa fase foi assegurada por uma lenta taxa de criação de espaço de acomodação, quando comparada à taxa de aporte sedimentar.

O fim do TSNB é denotado pela SRM, que foi posicionada na última camada de arenito dos depósitos de nível baixo,

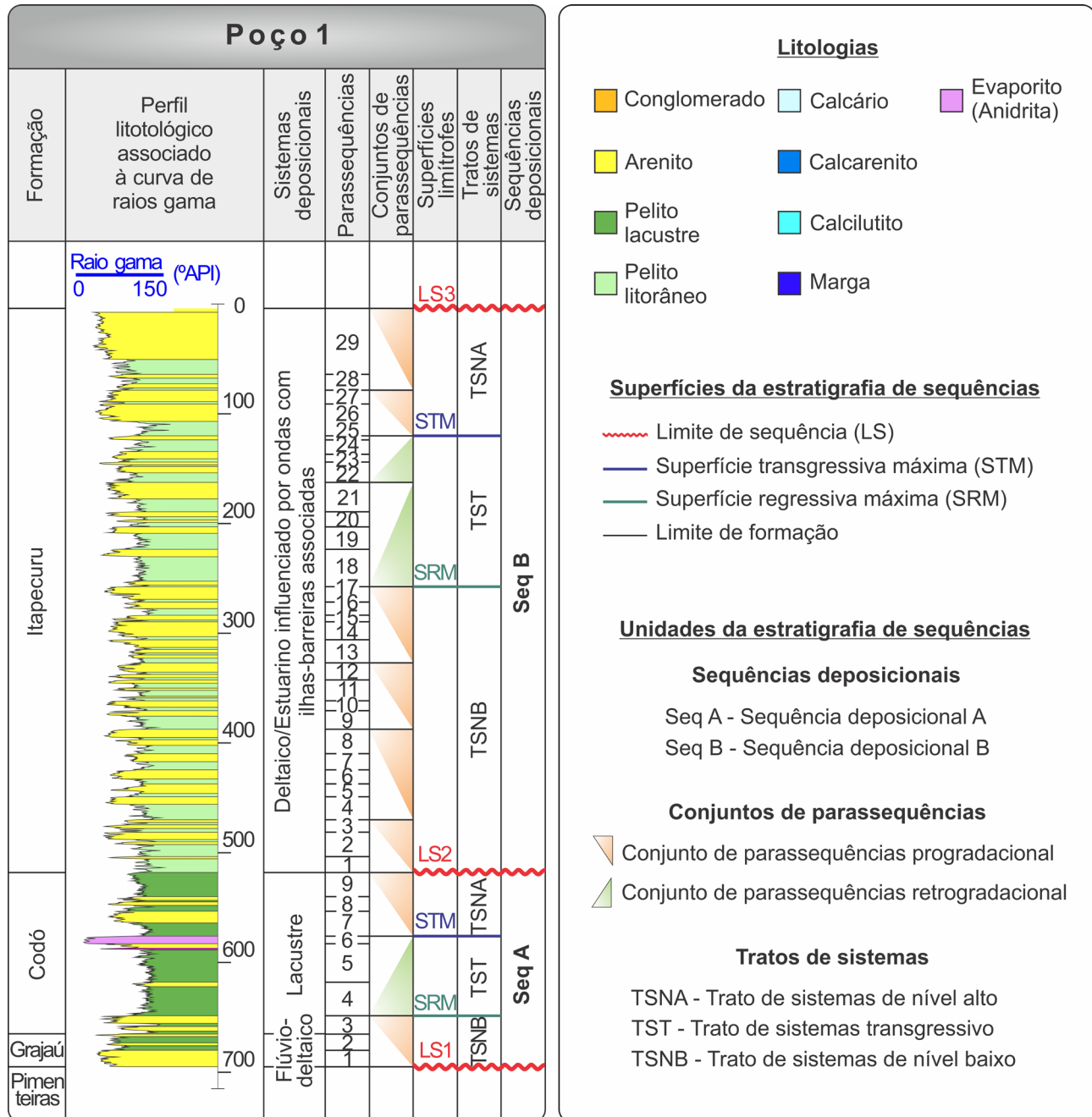


Figura 4. Diagrama 1D do poço 1 apresentando o perfil litológico associado à curva de raios gama, os sistemas deposicionais, as parassequências, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A legenda presente nesta figura também é aplicável aos poços 2, 3, 4 e 5, inseridos nas Figuras 5 e 6.

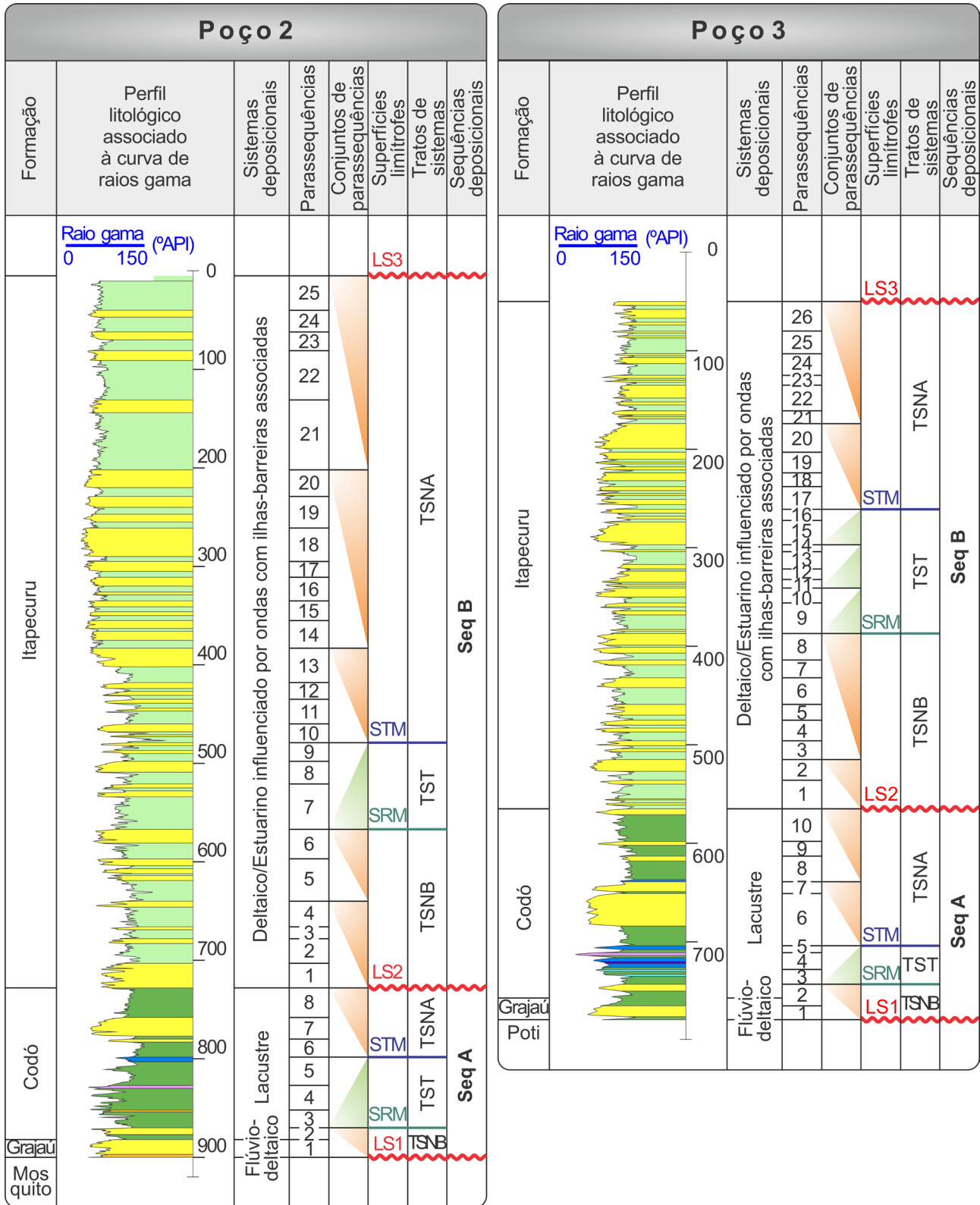


Figura 5. Diagramas 1D dos poços 2 e 3 apresentando o perfil litológico associado à curva de raios gama, os sistemas deposicionais, as parassequências, os conjuntos de parassequências, as superfícies limítrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A legenda desta figura encontra-se na Figura 4.

a partir da qual os conjuntos de parassequências deixam de exibir um padrão progracional e iniciam uma retrogradação (Figuras 4, 5 e 6). Essa superfície expressa a máxima expansão do sistema flúvio-deltaico em direção ao lago.

Em seguida, houve a sedimentação do intervalo correspondente ao TST da Sequência A, o qual é caracterizado por parassequências de raseamento ascendente, geralmente iniciando-se com pelitos e culminando em camadas de

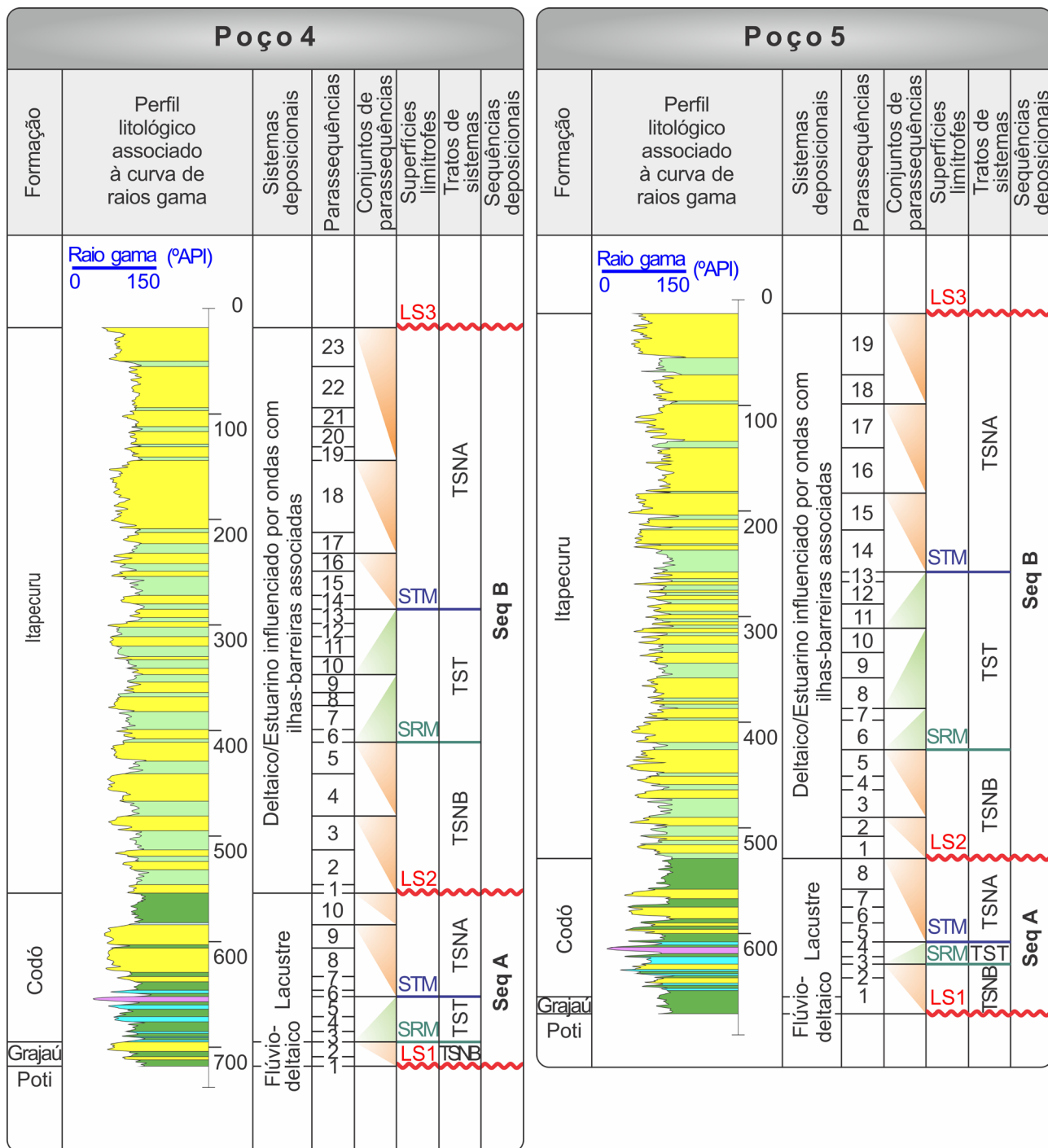


Figura 6. Diagramas 1D dos poços 4 e 5 apresentando o perfil litológico associado à curva de raios gama, os sistemas deposicionais, as parassequências, os conjuntos de parassequências, as superfícies limitrofes, os tratos de sistemas e as sequências deposicionais interpretadas. A legenda desta figura encontra-se na Figura 4.

evaporitos (anidrita), calcilito ou arenito. O conjunto dessas parassequências apresenta um padrão retrogradacional (poços 2, 3, 4 e 5; Figuras 5 e 6) e em um único caso agradacional (poço 1; Figura 4).

Durante essa fase deposicional são depositados folhelhos negros a cinza-escuros com tons esverdeados, pirobetuminosos e microlaminados, apresentando agregados de pirita, finas lâminas de matéria orgânica e indícios de hidrocarbonetos asfálticos e gás. Ademais, são descritos calcilitos/calcarenitos creme-claros com nódulos de evaporito (anidrita) e evaporitos (anidrita) em tons acinzentados a esbranquiçados com nódulos de calcário. Tais litotipos representam as porções inferior e intermediária da Formação Codó (poços 2, 3, 4 e 5; Figuras 5 e 6).

Essas litologias correlacionam-se à associação de fácies de lago central a transicional definidas por Paz e Rossetti (2001) para a Formação Codó na região homônima, como também às fácies lacustres internas retratadas por Neumann et al. (2008). Em vista das interpretações desses autores, somadas à tendência retrogradacional do intervalo, propõe-se para o TST um momento de elevação do nível lacustre e, conseqüentemente, de afogamento dos canais do sistema flúvio-deltaico originados durante o TSNB, em razão da taxa de aporte sedimentar ter sido superada pela taxa de criação de espaço de acomodação. Tal expansão lacustre propiciou a criação de um ambiente anóxico na região mais profunda do lago. Nessa região houve o predomínio de processos sedimentares decantativos, os quais foram responsáveis pela geração de folhelhos negros, piritosos, orgânicos, pirobetuminosos e laminados, bem como a produção de óleo asfáltico e gás, devido à transformação anaeróbica da matéria orgânica, que também é encontrada em diminutas lâminas intercaladas nos folhelhos. Adicionalmente, o aparecimento de rochas carbonáticas e evaporíticas remete a um ambiente de baixa energia, bem como a uma estratificação do nível lacustre, em virtude do clima árido predominante nesse período (Sagri et al., 1989), a qual proporcionou a saturação de sais na porção inferior do lago, precipitando em equilíbrio tais litologias. Esse fato é corroborado pela inclusão de nódulos de calcário dentro das camadas de evaporito (anidrita) e vice-versa.

O desfecho da fase transgressiva é assinalado pela STM, a qual é indicativa da máxima expansão do nível lacustre e maior avanço das fácies profundas do lago em direção às zonas marginais. Essa superfície foi posicionada na zona pelítica mais radioativa, a qual marca uma mudança no conjunto de parassequências, passando de um arranjo retrogradacional, na base, para uma configuração progradacional, no topo (Figuras 4, 5 e 6).

Superpondo-se à STM, instalou-se o TSNA, o qual é designado por um conjunto de parassequências progradacional (Figuras 4, 5 e 6), composto por parassequências com granocrescência ascendente, normalmente com camadas de

pelito na base gradando para arenitos no topo (poços 3 e 4; Figuras 5 e 6).

Entre os litotipos presentes no TSNA estão arenitos de granulometria fina, cinza-claros, com a presença de pirita; folhelhos cinza-escuros, piritosos, com fragmentos de gastrópodes e bivalvíos, além de intercalações de calcários creme-amarronzados e anidritas em tons esbranquiçados.

Diante dos litotipos e dos padrões progradacionais encontrados, acredita-se que, durante esse trato, se deu continuidade à deposição de folhelhos escuros associados às fácies centrais do lago, em virtude do nível deste ainda encontrar-se elevado. Por outro lado, a taxa de criação de espaço de acomodação era cada vez menor, sendo excedida pela taxa de aporte sedimentar. Isso propiciou a deposição de pacotes espessos de arenito, derivados de fluxos hiperpicnais episódicos, que podem ser atribuídos à atuação de processos turbidíticos nas zonas marginais a transicionais do sistema lacustre. Reforçando tal interpretação, Shanley e McCabe (1994) atestaram a sedimentação de folhelhos escuros anóxicos com ocorrências de depósitos gravitacionais em sucessões do Cretáceo argentino, que foram atribuídos a um TSNA.

Finalmente, a conclusão do TSNA e, conseqüentemente, da Sequência A se dá através do Limite de Sequência 2 (LS2) ou Discordância Pré-Albiano, que a separa da Sequência B (Figuras 4, 5 e 6). Nos poços, essa superfície é retratada por uma mudança brusca nos litotipos (Figuras 4, 5 e 6), sendo assinalada pela passagem de folhelhos cinza-escuros e arenitos de tonalidade acinzentada (Sequência A) para siltitos vermelhos e ferruginosos (Sequência B), o que possivelmente representou um momento de exposição do substrato a condições subaéreas, durante o estágio de queda do nível de base e geração da discordância-limite.

Sequência Depositional B

A materialização da Sequência B, por sua vez, ocorreu durante todo o Albiano até uma idade incerta no Neocretáceo (Rossetti, 2001a), em um hiato de tempo que pode ter atingido 47 Ma, considerando o intervalo compreendido entre o fim do Neocretáceo e o Maastrichtiano. A espessura média dessa sucessão sedimentar é de 574 m e sua litoestratigrafia é designada pelo Grupo Itapecuru. Apenas com os dados de poços, empregados neste trabalho, não foram encontrados critérios para categorizar tal grupo em unidade indiferenciada e nas formações Alcântara e Cujupe, assim, optou-se por tratá-lo como uma unidade indivisa. Conforme Rossetti (2001a), a deposição do Grupo Itapecuru se deu através de sistemas transicionais a marinhos rasos. Diante disso, foi assumido que a variação relativa do nível de base, que controla a taxa de criação de espaço de acomodação na Sequência B, reflete a interação entre a taxa de variação da subsidência e o nível do mar absoluto.

O início da Sequência B é marcado pela Discordância Pré-Albiano (LS2), que representa o encerramento do TSNA da sequência inferior e serviu de alicerce para a deposição dos depósitos de nível baixo dessa sequência (Figuras 4, 5 e 6). Admite-se que durante o desenvolvimento dessa superfície ocorreu a formação de vales incisivos, os quais foram mencionados nos trabalhos de Rossetti e Truckenbrodt (1997) e Rossetti (2001a). No entanto, os níveis de granulometria grossa, que geralmente são formados durante a geração de tal superfície e encontrados na base do vale, não foram identificados nos perfis analisados. Logo, acredita-se que tais níveis não tenham sido preservados ou provavelmente os poços estão localizados em antigas regiões de interflúvio, nas quais houve apenas a deposição de sedimentos finos.

Acima da Discordância Pré-Albiano depositou-se o TSNB, que é retratado por parassequências com granocrescência ascendente, as quais iniciam com pelitos na base e são finalizadas por camadas de arenito no topo. O conjunto dessas parassequências apresenta uma tendência, predominantemente progradacional (poços 2, 4 e 5; Figuras 5 e 6) e secundariamente agradacional (poços 1 e 3; Figuras 4 e 5). Comumente, observa-se nas curvas de raios gama, um aumento na espessura e quantidade das camadas de arenito para o topo desse trato.

Os dados de amostras de calha referentes ao TSNB revelam a predominância de folhelhos castanho-avermelhados; siltitos marrom-avermelhados com a presença de pirita, limonita, restos vegetais e dentes de peixe, além de arenitos cinza-esbranquiçados a creme-claros, por vezes calcíferos, apresentando ostracodes, gastrópodes do gênero *Turritella* e dentes de peixe.

Os padrões progradacionais mostrados pelos perfis de raios gama associados à presença de uma mistura de fósseis de origem continental (restos vegetais) e marinha (gastrópodes do gênero *Turritella*) levam à sugestão de um ambiente transicional para o TSNB, sendo especificamente interpretado como um delta, que preencheu os vales incisivos oriundos da fase de queda do nível do mar ou as zonas de interflúvio situadas entre tais vales. Esses depósitos de nível de mar baixo teriam sido depositados em um contexto de planície deltaica, devido ao seu conteúdo areno-lamoso (Castro e Castro, 2008). As parassequências com granocrescência ascendente estariam relacionadas à progradação de depósitos arenosos de lobos de extravasamento (*crevasses*) sobre o substrato lamoso típico das zonas interdistributárias. A instalação de um delta durante esse período é validada pela sucessão descrita por Rossetti et al. (2001) na região de Codó, que propõem associações de fácies de baía interdistributária, lobos de suspensão e canal distributário para a parte mais basal do Grupo Itapecuru, ou seja, para a Unidade Indiferenciada ou partes da Formação Alcântara.

A conclusão do TSNB se dá através da SRM, que nessa sequência representa a máxima expansão dos depósitos de

nível baixo em direção às porções mais basinais. Nos poços, essa superfície foi posicionada nos pacotes de arenito mais proeminentes (poços 4 e 5; Figura 6) e quando notou-se a transição de configurações progradacionais para retrogradacionais (Figuras 4, 5 e 6), com o início da deposição de litotipos de granulometria mais fina e de camadas de arenito mais delgadas.

Sucedendo a fase de nível baixo, implantou-se um período fortemente transgressivo e emblemático do TST. Tal trato é designado por conjuntos com um arranjo retrogradacional, que são compostos por parassequências, preponderantemente, com granocrescência ascendente (poços 1, 2, 4 e 5; Figuras 4, 5 e 6) e, subordinadamente, com granodecrescência ascendente (poços 1, 3 e 4; Figuras 4, 5 e 6). As primeiras iniciam-se com pelitos na base e são encerradas por camadas de arenito. Em contrapartida, as segundas possuem arenitos na base e pelitos no topo. Ademais, verifica-se que no TST as camadas de arenito são mais delgadas e espaçadas, além de que nesse trato há uma maior quantidade de pacotes de pelito em comparação ao TSNB.

No tocante aos litotipos descritos para esse trato, tem-se a predominância de argilitos pretos a cinza-esverdeados com bioturbação; folhelhos laminados de coloração cinza, por vezes carbonosos, e siltitos/arenitos cinza-claros em tons esbranquiçados, com restos vegetais (caules piritizados) e dentes de peixe. Nessa unidade ainda observa-se o aparecimento de níveis de linhito.

A configuração retrogradacional dos conjuntos de parassequências aliada à ocorrência de litologias, predominantemente cinza-escuras em tonalidades esverdeadas com a presença de bioturbações, restos vegetais e dentes de peixe, levam à interpretação de um sistema estuarino para o TST dessa sequência. O aumento do nível do mar durante esse trato teria alagado as porções deltaicas desenvolvidas durante o TSNB, permitindo a implantação de um ambiente redutor, responsável pela formação dos litotipos supracitados e das camadas de linhito. Tal interpretação está em conformidade com o estabelecimento de um sistema estuarino-lagunar dominado por ondas para a Formação Alcântara (unidade intermediária do Grupo Itapecuru) na região de Açailândia, Maranhão, por Anaisse Junior et al. (2001). Nesse cenário, em virtude do TST dos poços analisados caracterizar-se por uma ampla deposição de pelitos com camadas de arenito menos expressivas, sugere-se que esse intervalo esteja relacionado a uma região central do estuário, também denominada de baía estuarina ou laguna, na qual dominavam processos suspensivos, em condições que favoreciam a deposição de material fino e a ação de organismos bioturbadores. Desse modo, as parassequências com granocrescência ascendente poderiam estar associadas à superposição do material arenoso proveniente dos deltas de desembocadura de baía (*bay-head deltas*) sobre o material pelítico da laguna. Por outro lado, os escassos ciclos

com granodecrescência ascendente estariam associados ao avanço do material pelítico da laguna em direção aos pacotes arenosos provenientes de leques de lavagem (*washovers fans*) ou de deltas de maré enchente (*flood tidal deltas*).

O encerramento da fase transgressiva se materializa por intermédio da STM, refletindo o máximo avanço do nível do mar em direção ao continente. Essa superfície foi posicionada na camada de folhelho com maior valor de raio gama, que marca a substituição dos conjuntos de parassequências retrogradacionais por conjuntos progradacionais (Figuras 4, 5 e 6).

Após a conclusão do TST, teve início a deposição do TSNA, o qual é retratado nos perfis de raios gama por tendências progradacionais (poços 1, 3, 4 e 5; Figuras 4, 5 e 6) a levemente agradacionais (poços 2, 3, 4 e 5; Figuras 5 e 6) dos conjuntos de parassequências. Esses conjuntos são compostos por unidades com granocrescência ascendente, apresentando pelitos litorâneos na base e arenitos litorâneos no topo. No referido trato, verificam-se duas porções que podem ser individualizadas em virtude dos valores nas curvas de raios gama. A primeira porção ocorre logo acima da STM, sendo caracterizada por uma grande condensação de pacotes de arenito com baixos valores de raios gama e, preponderantemente, progradacionais, os quais são observados em todos os poços (Figuras 4, 5 e 6). Já a porção mais superior define um intervalo em que há o aumento nos valores de raios gama com depósitos tendendo a serem mais agradacionais. Tal intervalo é designado por camadas espessas de pelitos vistas nos poços 2 e 3 (Figura 5), bem como por pacotes de arenito observados nos poços 4 e 5 (Figura 6).

Em relação às litologias do TSNA, tem-se que na porção inferior desse trato concentram-se arenitos cinza-esbranquiçados e vermelho-amarronzados, com fragmentos de linhito, restos vegetais e gastrópodes do gênero *Turritella*, além de folhelhos/argilitos vermelho-acastanhados e laminados. No que concerne à porção superior, são descritos folhelhos/siltitos verde-claros a cinza-esverdeados, com intercalações de linhito e restos carbonosos; e arenitos cinza-claros a creme-claros com escamas de peixe.

Diante do exposto, acredita-se que as tendências progradacionais encontradas no TSNA estejam relacionadas à implantação de um sistema deltaico. Dessa maneira, tendo como base o modelo de sucessão vertical de fácies para um sistema deltaico proposto por Rossetti (2008), sugerem-se diferentes feições morfológicas dos deltas para as duas porções individualizadas no intervalo correspondente ao TSNA. A zona mais inferior, constituída de espessos pacotes de arenito, que em geral possuem colorações cinza-esbranquiçadas a vermelho-amarronzadas, estaria associada às barras de desembocadura oriundas de uma região de frente deltaica. Em compensação, a parte mais superior com predominância ora lamosa,

ora areno-lamosa, estaria correlacionada às regiões de planície deltaica. O domínio pelítico dessa planície pode ser atrelado às zonas de baía interdistributária, que eram afetadas por progradações de lobos de extravasamento (*crevasses*), semelhante ao que foi visto no TSNB dessa sequência. Essa suposição condiz com os litotipos encontrados nessa zona, como folhelhos/siltitos verde-claros com intercalações de linhito, os quais são diagnósticos dessas regiões redutoras. Por outro lado, o domínio arenoso da planície deltaica seria compatível com as fácies de canal distributário do delta. Ademais, Lima e Rossetti (2001), com base em uma análise faciológica na borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú, identificaram associações de fácies de barra de desembocadura, prodelta/barra distal e canal distributário para os depósitos da Formação Cujupe (topo do Grupo Itapecuru), os quais foram atribuídos a um delta, reafirmando o que foi aventado para esse trato neste trabalho.

O término do TSNA e, conseqüentemente, da Sequência B é marcado pelo Limite de Sequência 3 (LS3), que foi inferido pelo fim do registro do Grupo Itapecuru nos perfis compostos analisados (Figuras 4, 5 e 6). Esse limite é associado à Discordância Pré-Mioceno, que define o contato entre o grupo supracitado e a Formação Barreiras. Tal superfície foi reconhecida por Rossetti e Truckenbrodt (1997) na borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú, sendo caracterizada por um nível de *lag* de quartzo e paleossolo laterítico.

Análise 2D

A análise 2D limitou-se à confecção e interpretação da seção de correlação estratigráfica XX' orientada NW-SE (Figura 7), visando à avaliação do comportamento espacial das unidades genéticas, bem como o rastreamento das superfícies cronoestratigráficas estabelecidas durante a análise 1D. De uma maneira geral, foi observada uma boa continuidade lateral das sucessões depositadas em cada trato de sistemas das sequências deposicionais identificadas (A e B).

Sequência Depositional A

A Sequência Depositional A inicia com o seu pacote sedimentar mais delgado, correspondente ao TSNB; abaixo tem-se a Discordância Pré-Alagoas superior (LS1). Esse trato é constituído de camadas de arenito, pelito e delgados níveis de calcilito, encontrados apenas a SE (poço 5; Figura 7). Nota-se um aumento gradual da quantidade e da espessura dos pacotes de arenito no sentido NW da seção (poços 1 e 2; Figura 7). Tal fato pode ser indicativo de uma dominância do sistema flúvio-deltaico na região NW. Em contrapartida, na medida em que se avança para SE, as condições lacustres ficam mais notórias, o que é evidenciado pela restrição de calcilitos nessa

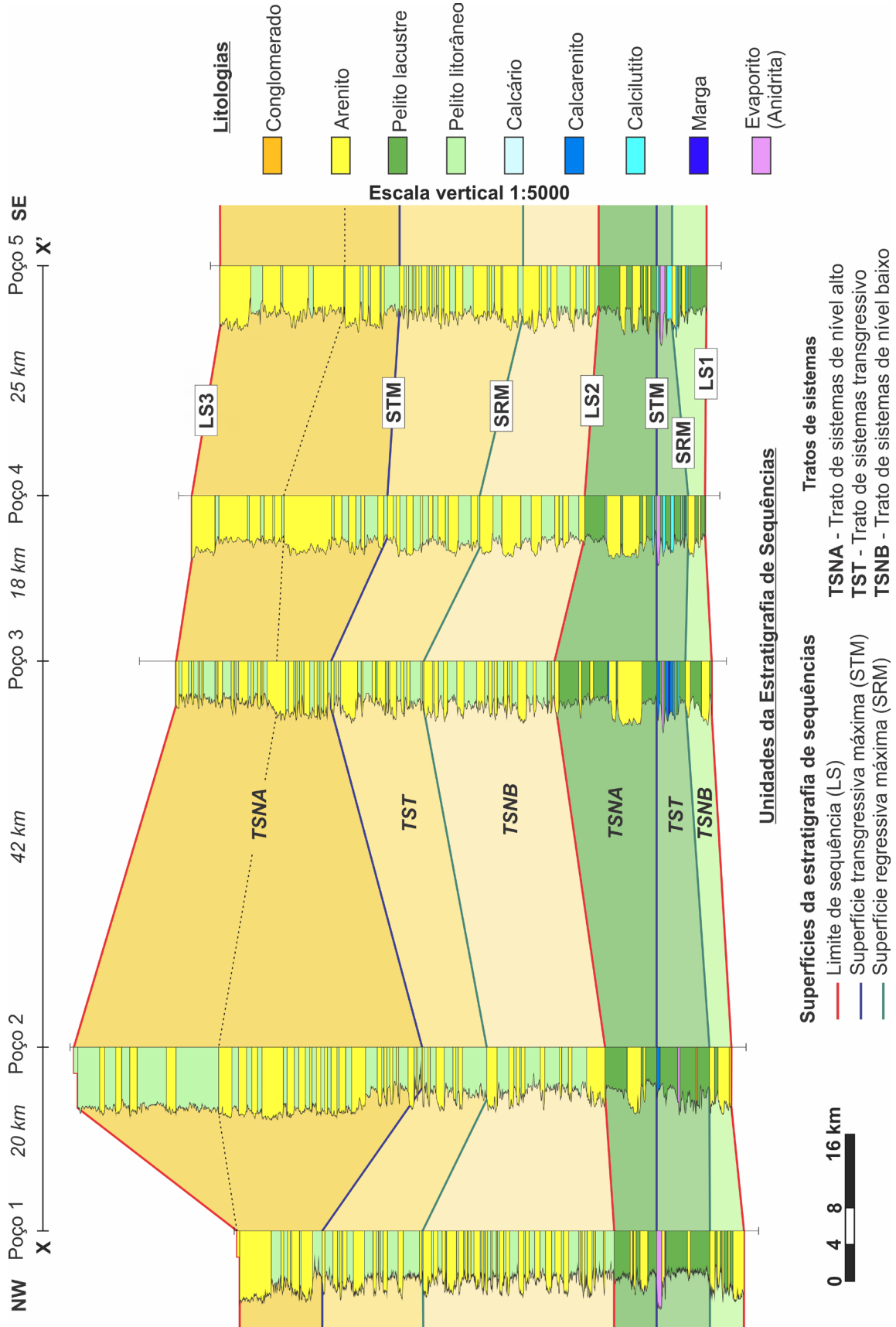


Figura 7. Seção de correlação estratigráfica XX' com orientação NW-SE, que foi obtida por meio da correlação entre os poços de 1 a 5. Por meio desta, foi possível perceber a disposição lateral das unidades da estratigrafia de seqüência delimitadas na análise 1D. A localização dessa seção pode ser encontrada na Figura 1.

porção da seção estratigráfica, além da maior quantidade de pelitos. Logo, acredita-se que houve um avanço do sistema flúvio-deltaico derivado das zonas marginais do sistema lacustre, de NW para SE da seção, sendo a máxima migração desse sistema representada pela SRM, cujo posicionamento se deu na última camada de arenito dos depósitos de nível baixo.

O TST, por sua vez, compreende um intervalo um pouco mais espesso que o TSNB, sendo composto, em toda sua extensão, de camadas de pelito, rocha carbonática, evaporito (anidrita) e escassas de arenito. Analisando esse trato em toda a seção, percebe-se significativa concentração das rochas carbonáticas e evaporíticas na porção SE (poços 3, 4 e 5; Figura 7), por outro lado, quando se desloca para a região NW, constata-se o surgimento de delgadas camadas de arenito presentes no poço 1 (Figura 7). Em vista disso, corroborando o que foi aludido para o TSNB, admite-se que a zona NW da área corresponderia à margem do lago, à medida que a região SE compreenderia uma porção mais profunda do sistema lacustre. Assim, infere-se que houve a expansão das fácies de lago central a transicional (SE) em direção às zonas marginais (NW), provocando o recuo do sistema flúvio-deltaico originado durante o TSNB. O ápice dessa expansão e, por conseguinte, do TST é assinalado pela STM, posicionada na zona pelítica mais radioativa do intervalo transgressivo.

Seguidamente à transgressão, implantou-se o TSNA, que corresponde ao intervalo mais espesso da Sequência A. Identifica-se nesse trato a intercalação de espessos pacotes de arenito entre um amplo intervalo dominado por pelitos. Ainda, observa-se o espessamento dessa zona na porção centro-sudeste da seção (poços 3 e 4; Figura 7). Desse modo, em razão da ampla deposição de folhelhos, acredita-se que se manteve a deposição de material de granulometria fina associada a processos suspensivos atuantes no trato anterior, no entanto a presença dessa zona com predominância de arenitos alega a perturbação do sistema por fluxos turbidíticos episódicos, os quais foram mais efetivos na região centro-sudeste da seção. O fim do TSNA é designado pela Discordância Pré-Albiano (LS2), que é posicionada no contato entre a Formação Codó e o Grupo Itapecuru.

Sequência Depositional B

Acima da Discordância Pré-Albiano (LS2), assenta-se a Sequência Depositional B, a qual marca uma mudança no cenário deposicional, que evolui de um contexto flúvio-deltaico/lacustre para um ambiente costeiro a marinho raso. As informações obtidas em Anais Junior et al. (2001) acerca de paleocorrentes para o Grupo Itapecuru na região de Açailândia, Maranhão, bem como em Rossetti et al. (2001) na região de Codó, apontam para uma migração preferencial para NE, determinando uma paleocosta orientada NNW-SSE. Dessarte, a seção estratigráfica estudada representa um

perfil *strike* em relação ao sentido de migração dos sistemas aludidos nessa sequência (Figura 7).

O TSNB, que compreende a porção basal dessa sequência, apresenta-se como o segundo intervalo mais espesso. Verifica-se nesse trato uma prevalência de arenitos e pelitos litorâneos, com destaques para as porções SE e extremo NW (poços 4 e 5; Figura 7) e extremo NW (poço 1; Figura 7), nas quais se encontram padrões progradacionais mais relevantes, com o espessamento dos pacotes de arenito para o topo. Tal fato pode ser associado à existência de lobos de extravasamento (*crevasses*) nessas regiões, os quais se tornaram menos importantes na vizinhança dos poços 2 e 3 (Figura 7), prevalecendo, dessa maneira, pacotes mais pelíticos que são representativos de zonas interdistributárias da planície deltaica.

Ainda sobre o TSNB, face à constatação por Rossetti (2001a) da presença de vales incisos direcionados de NE para SW em depósitos do Grupo Itapecuru, sugere-se que essas feições tenham sido geradas durante a queda do nível de base que precede a deposição da Sequência B. Além disso, o seu preenchimento provavelmente se deu exclusivamente por depósitos do TSNB, pois, conforme Reynolds (1999), a profundidade máxima desses vales varia entre alguns metros até 150 metros, o que corresponderia, aproximadamente, à espessura do TSNB visualizada nessa sequência.

A SRM limita os depósitos de nível baixo, daqueles pertencentes ao TST. No tocante a esse trato, tem-se que ele corresponde ao intervalo mais delgado da Sequência B, sendo representado por camadas de pelito e arenito empilhadas, compondo um padrão retrogradacional. Pôde-se observar, no TST, aumento das camadas de pelito em relação ao TSNB; além disso, nota-se que as camadas de arenito se tornam mais delgadas para o topo. Nas mediações do poço 3 (Figura 7), tal comportamento não é claramente observado. Ademais, nesse poço e no poço 4 (Figura 7) há o predomínio de parassequências com granodecrescência ascendente, diferentemente dos outros, onde predominam parassequências de granocrescência ascendente. Desse modo, em vista da proposição de uma região central de um estuário dominado por ondas para o TST, sugere-se que nas porções NW e extremo SE (poços 1, 2 e 5; Figura 7) houve maior influência de deltas de desembocadura de baía (*bay-head deltas*) que avançavam sobre a laguna. Já para a porção centro-sudeste (poços 3 e 4; Figura 7), em razão da sua proximidade a uma região de *inlet* ou até mesmo da ilha barreira, os sedimentos da baía estuarina passaram a se interdigitar com areias provenientes de leques de lavagem (*washovers fans*) ou de deltas de maré enchente (*flood tidal deltas*). Esse trato é encerrado pela STM, posicionada no pacote de folhelho mais radioativo do intervalo.

Finalmente, o TSNA consiste no intervalo mais espesso dessa sequência que, assim como os outros, compõe-se de pelitos e arenitos. Como já mencionado na análise 1D, pôde-se subdividi-lo em duas porções: a inferior (abaixo da linha tracejada; Figura 7) e a superior (acima da linha tracejada;

Figura 7). Na porção inferior, nota-se a incidência de pacotes de arenito amalgamados com baixos valores de raios gama. Contrariamente, a porção superior corresponde a dois setores com uma significativa elevação nos valores de raios gama em relação aos que foram vistos na porção inferior, sendo um setor a NW da seção, representado por espessos pacotes de pelito (poços 2 e 3; Figura 7); e outro na região SE da seção, no qual verifica-se o domínio de expressivos pacotes de arenito (poços 4 e 5; Figura 7). Diante disso, propõe-se para a porção inferior do TSNA uma região de frente deltaica dominada por barras de desembocadura arenosas, que se estendem por toda a seção estudada. Por outro lado, para a porção superior, acredita-se que ela corresponda a regiões de planície deltaica, na qual o setor lamoso restrito ao sentido NW da seção se associa às zonas interdistributárias; e o setor arenoso limitado a SE esteja relacionado a depósitos de canal distributário. Esse trato, bem como a Sequência B, são encerrados pelo LS3 ou Discordância Pré-Mioceno (Figura 7).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O preenchimento dessa bacia teve início no Neoptiano, em um contexto pré-rifte, retratando uma fase inicial de ruptura do Supercontinente Gondwana. Tal fase é marcada por uma sedimentação continental, que é caracterizada pelos depósitos das formações Codó e Grajaú, os quais foram englobados na Sequência Depositional A (Figura 8).

Essa sequência encontra-se acima da Discordância Pré-Alagoas superior (LS1), que a limita das unidades paleozoicas sotopostas da Bacia do Parnaíba. A porção basal da Sequência A registra uma sedimentação siliciclástica relacionada a um sistema flúvio-deltaico da Formação Grajaú (TSNB no poço 1; Figura 8). Esse sistema avançava em direção a um sistema lacustre denotado pela Formação Codó (TSNB no poço 5; Figura 8), em um estágio de lenta subida do nível de base, resultando em uma configuração de baixo espaço de acomodação.

Seguidamente, uma elevação no nível de base assinalada pela expansão do nível lacustre levou ao aumento da taxa de criação de espaço de acomodação, dando lugar a uma fase transgressiva. Nesse momento houve a sedimentação de pelitos escuros associados a rochas carbonáticas e evaporíticas (TST nos poços 3 e 4; Figura 8), que correspondem aos litotipos característicos da Formação Codó. Paralelamente, houve o retraimento do sistema flúvio-deltaico consolidado no TSNB (TST no poço 1; Figura 8).

Finalmente, o intervalo mais superior da Sequência A situa-se no fim do Neoptiano. Durante esse período, deu-se continuidade à deposição dos folhelhos negros observada na fase transgressiva. Em contrapartida, nota-se a presença de uma porção arenosa intercalada à zona pelítica. Acredita-se que essa porção tenha sido derivada de fluxos episódicos

associados a turbiditos da zona marginal a transicional do lago (TSNA nos poços 1 e 4; Figura 8). Esse arranjo remete-se a uma superioridade da taxa de aporte sedimentar comparativamente à taxa de criação de espaço de acomodação, ainda em um estágio no qual o nível de base encontrava-se elevado.

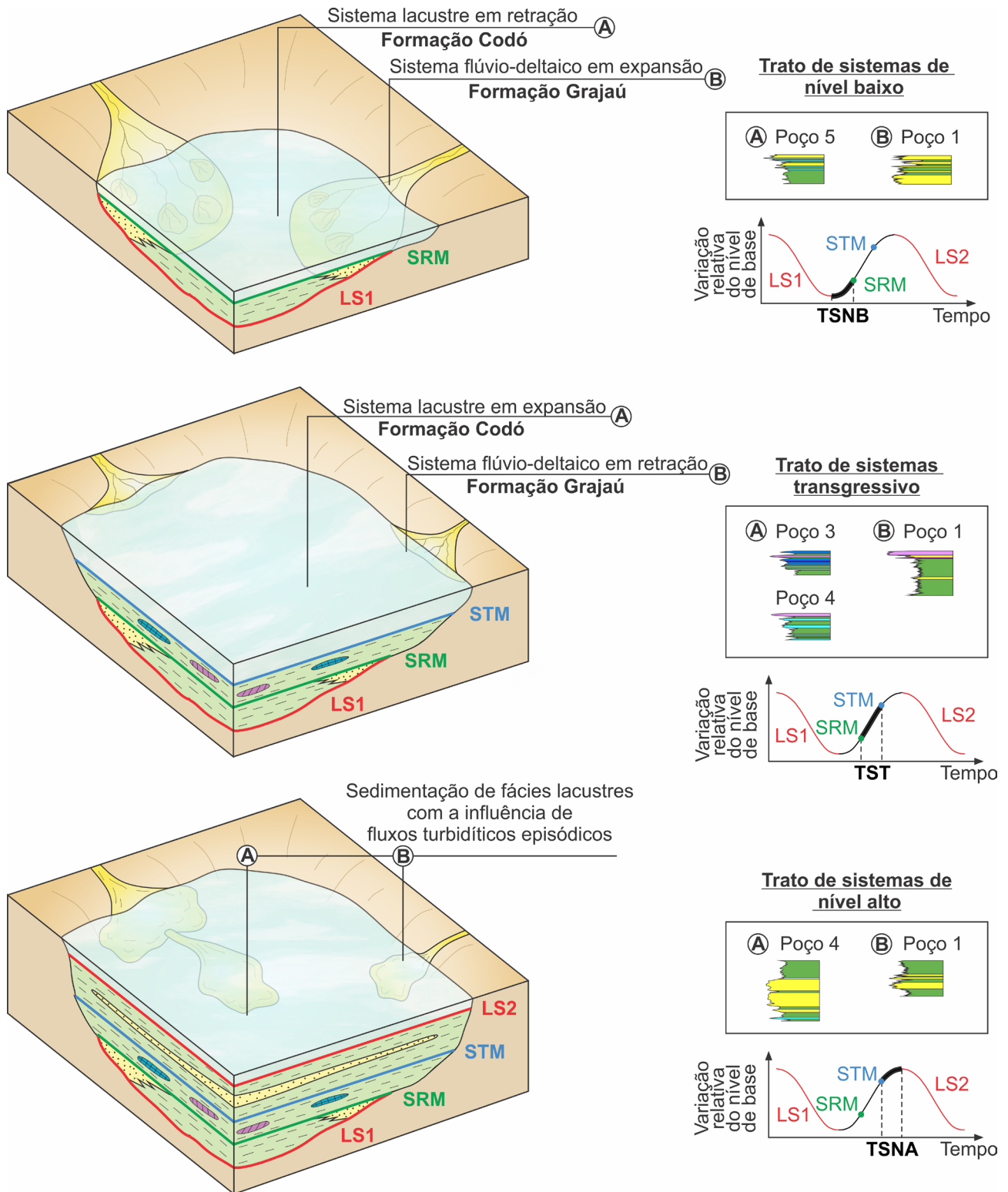
Na transição do Aptiano para o Albiano, admite-se que se processou uma severa queda no nível de base, que foi responsável pela concretização da Discordância Pré-Albiano (LS2). No decorrer dessa queda, pode ter ocorrido a criação de vales incisivos orientados NE-SW (Figura 9), como documentado por Rossetti (2001a).

Consecutivamente, no Albiano há um progressivo aumento no processo de rifteamento na porção central do Gondwana, que culminou com a separação definitiva entre os continentes sul-americano e africano no Neocretáceo (Soares Junior et al., 2008). Nesse contexto, implantou-se a Sequência Depositional B sobre o LS2, relacionada aos litotipos do Grupo Itapecuru, que marcam a instalação de ambientes transicionais a marinhos rasos face à abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Segundo Anaisse Junior et al. (2001) e Rossetti et al. (2001), os sistemas inseridos nesse grupo apresentam sentido de paleofluxo para NE, o que permitiu a inferência de uma paleocosta orientada NNW-SSE, e conseqüentemente possibilitou a determinação da orientação dos blocos diagramas propostos para essa sequência (Figura 9).

Em um âmbito de baixas taxas de criação de espaço de acomodação e uma crescente taxa de aporte sedimentar, ocorreu a instalação de um sistema deltaico na fase de regressão normal de nível baixo da Sequência B, que preencheu os possíveis vales incisivos originados durante a queda do nível de base antecessora. Esse delta é representado por intercalações de arenitos e pelitos litorâneos, que foram associados a uma planície deltaica com zonas interdistributárias (TSNB no poço 2; Figura 9) afetadas por progradações de lobos de extravasamento (*crevasses*; TSNB no poço 1; Figura 9).

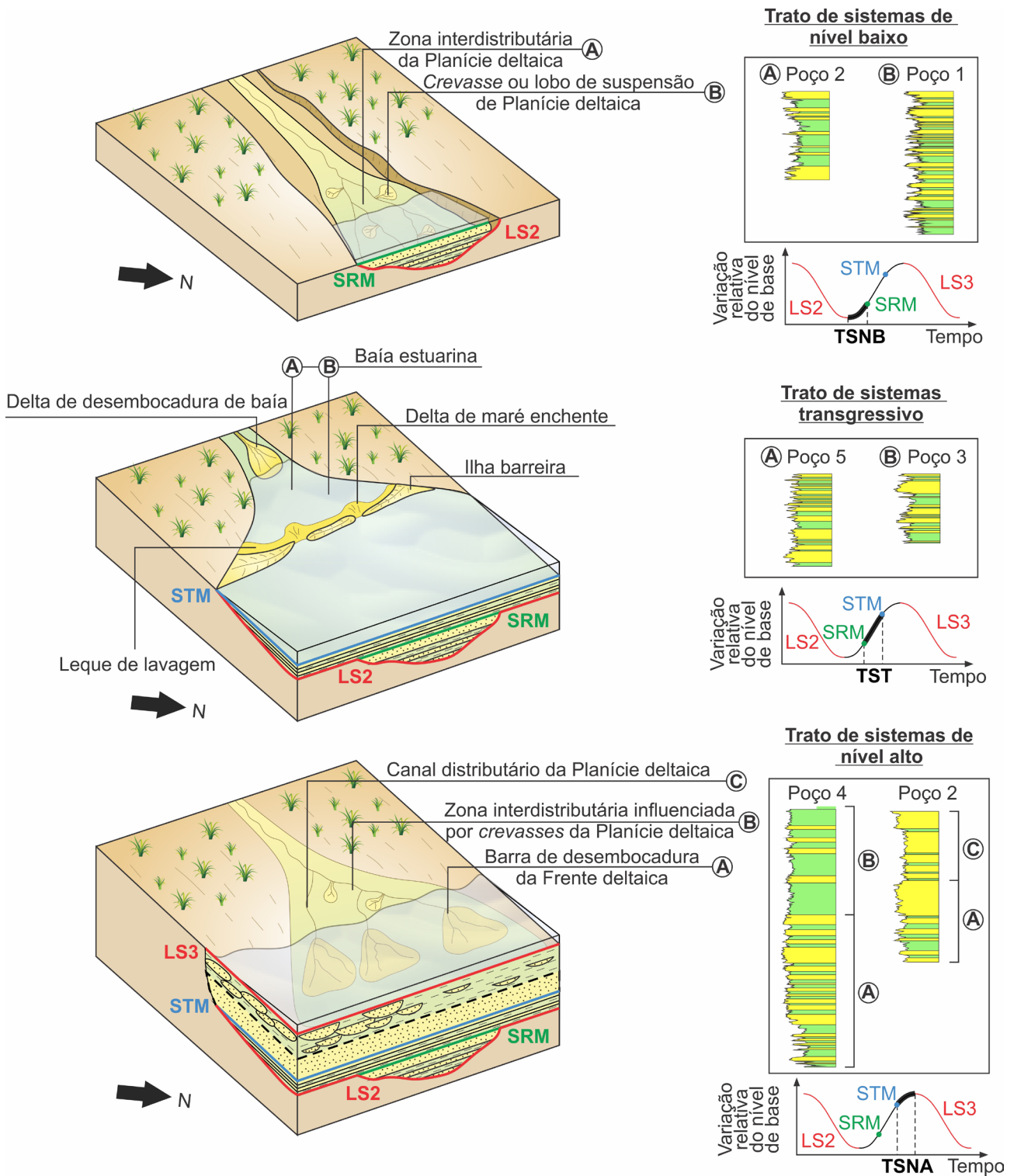
Uma elevação no nível do mar ainda no Albiano resultou no avanço de fácies distais em direção ao continente, nesse contexto se firmou um sistema estuarino dominado por ondas relacionado a uma fase transgressiva. Nos poços analisados, atribuiu-se uma região de baía estuarina lamosa ora afetada pelos sedimentos arenosos derivados de leques de lavagem (*washovers fans*) e deltas de maré enchente (*flood tidal deltas*; TST no poço 3; Figura 9), ora influenciada por deltas de desembocadura de baía (*bay-head deltas*; TST no poço 5; Figura 9).

No fim do Albiano, a taxa de aporte sedimentar voltou a superar a taxa de criação de espaço de acomodação, culminando com uma regressão normal de nível alto e no restabelecimento de um sistema deltaico. Diferentemente do TSNB, nesse delta foi possível individualizar intervalos relacionados a depósitos de frente deltaica e planície deltaica. No tocante à frente deltaica, notou-se uma predominância



SRM: superfície regressiva máxima; LS: limite de sequência; STM: superfície transgressiva máxima; TSNB: trato de sistemas de nível baixo; TST: trato de sistemas transgressivo; TSNA: trato de sistemas de nível alto.

Figura 8. Modelos evolutivos esquemáticos idealizados para a Sequência A, correlacionados com os poços estudados neste trabalho e com os períodos da curva de variação relativa do nível de base.



LS: limite de sequência; SRM: superfície regressiva máxima; STM: superfície transgressiva máxima; TSNB: trato de sistemas de nível baixo; TST: trato de sistemas transgressivo; TSNA: trato de sistemas de nível alto.

Figura 9. Modelos evolutivos esquemáticos idealizados para a Sequência B, correlacionados com os poços estudados neste trabalho e com os períodos da curva de variação relativa do nível de base.

de pacotes arenosos (porção A do TSNA nos poços 4 e 2; Figura 9). Em contrapartida, na planície deltaica foram identificadas porções pelíticas (porção B do TSNA no poço 4; Figura 9), pertencentes a uma zona interdistributária interdígita com depósitos de lobos de extravasamento (*crevasses*; como no TSNB da Sequência A); e porções arenosas atribuídas a depósitos de canal distributário (porção C do TSNA no poço 2; Figura 9).

O desfecho da Sequência B e, conseqüentemente, do preenchimento da Bacia de São Luís-Grajaú é designado pela geração da Discordância Pré-Mioceno (LS3), condizente com uma nova fase de queda do nível de base estratigráfico durante uma idade incerta no Neocretáceo. Essa superfície limita a Sequência B das formações Pirabas e Barreiras consolidadas no Mioceno (Figura 9). Como mencionado na seção da análise 1D, tal superfície é caracterizada por um nível de *lag* de quartzo e paleossolo laterítico, que foram

reconhecidos por Rossetti e Truckenbrodt (1997) na borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú.

Em suma, as variações do nível de base que se sucederam durante o Cretáceo levaram ao estabelecimento das duas seqüências deposicionais e dos seus tratos de sistemas internos, que foram reconhecidos neste trabalho. Tal interpretação representa uma abordagem genética para o arcabouço estratigráfico dos depósitos da porção norte da Bacia de São Luís-Grajaú, complementando e, por vezes, divergindo do que tem sido apresentado na literatura da área. As grandes divisões estratigráficas obtidas neste trabalho se assemelham às estabelecidas por Rossetti e Truckenbrodt (1997). Porém, difere dos modelos definidos nos trabalhos de Vaz et al. (2007), que estabelecem apenas a Sequência Cretácea para essa sucessão; bem como do trabalho de Rossetti (2001a), que determina a existência de três seqüências (S1, S2 e S3) para os mesmos depósitos (Figura 10). Essa divergência

Idade		Estratigrafia da Bacia de São Luís-Grajaú						
		Rossetti e Truckenbrodt (1997)	Rossetti (2001b)	Vaz et al. (2007)	Este trabalho			
Cretáceo	Neocretáceo?	Grupo Itapecuru	Formação Cujupe	S3f	Seqüência Cretácea	Seqüência B	Grupo Itapecuru	
	Cenomaniano		Formação Alcântara	S3e				formações Itapecuru e Codó
			Albiano	Unidade Indiferenciada				
	S3c							
	S3b							
	Meso		S3a	formações Codó, Grajaú e Corda				
Eo	S2							
Neoplioceno	formações Codó e Grajaú	S1	Seqüência A	formações Codó e Grajaú				
Pré-cambriano e Paleozoico		Embasamento						

S: Sequência.

Figura 10. Carta estratigráfica comparativa entre as diferentes propostas consagradas na literatura da Bacia de São Luís-Grajaú (Rossetti e Truckenbrodt, 1997; Rossetti, 2001a; Vaz et al., 2007) e os resultados obtidos neste trabalho.

provavelmente está associada à diferença nos dados utilizados e na dimensão da área analisada pelos trabalhos. O trabalho de Rossetti (2001a) empregou dados de poços e de afloramentos ao longo de toda a Bacia de São Luís-Grajaú. Do mesmo modo, o estudo realizado por Vaz et al. (2007) foi desenvolvido para toda a extensão da bacia, empregando dados geológicos e geofísicos. Diferentemente, o presente trabalho empregou dados de cinco poços restritos à porção norte da bacia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Chevron Brasil, que, em convênio com a Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Fundação Norte-Rio Grandense de Pesquisa e Cultura (UFRN/FUNPEC), financiou o projeto de pesquisa *Geologia e Sistemas Petrolíferos da Bacia Intracratônica do Parnaíba, Nordeste do Brasil*. Além disso, os autores são gratos a todos os pesquisadores (professores, alunos e técnicos) do referido projeto que possam ter contribuído para a concretização deste trabalho. O primeiro autor também agradece à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), a qual foi responsável pela concessão da bolsa de iniciação científica, por meio do seu Programa de Recursos Humanos com especialização em Geologia e Geofísica do Petróleo (ANP/PRH22).

REFERÊNCIAS

- Anaíse Junior, J., Trunckenbrodt, W., Rossetti, D. F. (2001). Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia/MA, Bacia do Grajaú. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Trunckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (8, 119-150). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Azevedo, R. P. (1991). Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins. Tese (Doutorado). Londres: Universidade de Londres.
- Castro, J. C., Castro, M. R. (2008). Ambientes Deltaicos. In: A. J. C. L. Pedreira da Silva, M. A. N. F. Aragão, A. J. C. Magalhães (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil* (6, 170-193). São Paulo: Beca.
- Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Amsterdã: Elsevier.
- Góes, A. M. (1995). *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-11022014-105309>
- Góes, A. M., Rossetti, D. F. (2001). Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Trunckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (2, 15-30). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Holz, M. (2012). *Estratigrafia de Sequências: Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro: Interciências.
- Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach* (47-69). Alberta: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). (Special Publication, 42). <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0047>
- Lima, R. D., Rossetti, D. F. (2001). Análise faciológica e seqüencial de depósitos de delta de baía (Neocretáceo), leste da Bacia do Grajaú, MA. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Trunckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (9, 151-174). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Nascimento, M. S., Góes, A. M. (2007). Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 50-63. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20073715063>
- Neumann, V. H., Aragão, M. A. N. F., Valença, L. M. M., Leal, J. P. (2008). Ambientes Lacustres. In: A. J. C. L. Pedreira da Silva, M. A. N. F. Aragão, A. J. C. Magalhães (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil* (5, 132-169). São Paulo: Beca.
- Paz, J. D. S., Rossetti, D. F. (2001). Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Trunckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (6, 77-100). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Paz, J. D. S., Rossetti, D. F. (2006). Petrography of gypsum-bearing facies of the Codó Formation (Late Aptian), Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Geociências*, 78(3), 557-572. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652006000300014>
- Paz, J. D. S., Rossetti, D. F., Macambira, M. J. B. (2005). An Upper Aptian saline pan/lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies and isotopes. *Sedimentology*, 52(6), 1303-1321. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00744.x>

- Pedreira da Silva, A. J., Lopes, R. C., Vasconcelos, A. M., Bahia, R. B. C. (2003). Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (v. 2, 35-85). Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Posamentier, H. W., Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach* (125-154). Houston: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). (Special Publication, 42). <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0125>
- Reynolds, A. D. (1999). Dimension of paralic sandstone bodies. *AAPG Bulletin*, 83(2), 211-229. <https://doi.org/10.1306/00AA9A48-1730-11D7-8645000102C1865D>
- Rossetti, D. F. (2001a). Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Truckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (3, 31-46). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Rossetti, D. F. (2001b). Interesse científico e econômico de rochas cretáceas. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Truckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (1, 11-14). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Rossetti, D. F. (2008). Ambientes Estuarinos. In: A. J. C. L. Pedreira da Silva, M. A. N. F. Aragão, A. J. C. Magalhães (Eds.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil* (7, 194-211). São Paulo: Beca.
- Rossetti, D. F., Góes, A. M. (2003). Caracterização paleoambiental de depósitos Albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3), 299-312. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2003333299312>
- Rossetti, D. F., Góes, A. M., Arai, M. (2001). A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú. In: D. F. Rossetti, A. M. Góes, W. Truckenbrodt (Eds.), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú* (7, 101-117). Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi.
- Rossetti, D. F., Paz J. D. S., Góes, A. M. (2004). Facies analysis of the Codó Formation (Late Aptian) in the Grajaú Area, Southern São Luís-Grajaú Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(4), 791-806. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652004000400012>
- Rossetti, D. F., Truckenbrodt, W. (1997). Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência Terra*, (9), 29-41.
- Sagri, M., Abbate, E., Bruni, P. (1989). Deposits of ephemeral and perennial lakes in the Tertiary Daban Basin (Northern Somalia). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70(1-3), 225-233. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90092-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90092-8)
- Shanley, K. W., McCabe, P. J. (1994). Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78(4), 544-568.
- Soares Júnior, A. V., Costa, J. B. S., Hasui, Y. (2008). Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *Revista Geociências*, 27(4), 427-437.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N., Hatlelid, W. G. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration* (49-212). Tulsa: American Association of Petroleum Geologists (AAPG). (Memoir, 26). <https://doi.org/10.1306/M26490C6>
- Van Wagoner, J. C., Mitchum Jr., R. M., Campion, K. M., Rahmanian, V. D. (1990). *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists (AAPG). (Methods in Exploration Series, 7). 63 p. <https://doi.org/10.1306/Mth7510>
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C. K. Wilgus., B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (p. 39-45). Houston: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). (Special Publication, 42). <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0039>
- Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J. R., Travassos, W. A. (2007). Bacia do Parnaíba. In: E. J. Milani, H. D. Rangel, G. V. Bueno, J. M. Stica, W. R. Winter, J. M. Caixeta, O. C. Pessoa Neto (Eds.), *Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 253-263.