

Estratigrafia de seqüências do contato formacional Longá/Poti (Carbonífero Inferior) em testemunhos de sondagem da Bacia do Parnaíba

Sequence stratigraphy of the Longá/Poti formation boundary (Lower Carboniferous) using subsurface data from the Parnaíba Basin

Gustavo Lobato | Leonardo Borghi

resumo

O estudo objetiva a análise estratigráfica de alta resolução de um intervalo que envolve o contato estratigráfico entre as formações Longá e Poti (Carbonífero Inferior) com base em 181m de testemunhos de sondagem descritos nos poços 1-UN-04-PI e 1-UN-24-PI (Leite *et al.*, 1975), na parte oriental da Bacia do Parnaíba. Visando testar modelos estratigráficos de detalhe em um intervalo de pouco conhecimento estratigráfico dessa natureza, este trabalho baseia-se na construção de um modelo de fácies, a fim de subsidiar modelos geológicos numa Bacia ainda considerada de fronteira exploratória. Os resultados identificaram 13 fácies sedimentares, que se agrupam em nove sucessões de fácies que permitiram o reconhecimento dos sistemas deposicionais principais: glaciomarinho e marinho raso/

fluviodeltaico dominado por ondas. Foram caracterizadas superfícies de regressão forçada (discordantes) de várias naturezas e ordens, que permitiram a caracterização de duas seqüências de terceira ordem, limitadas por uma superfície de erosão subaérea que se sugere ser o limite formacional envolvido. Internamente inserem-se outras de maior ordem (quarta/quinta ordem?). Identificaram-se ainda superfícies transgressivas, de inundação marinha e inundação máxima. O modelo estratigráfico aponta a evolução deposicional em um contexto de *rebound* isostático e permite especular a existência de corpos de arenito isolados no centro da bacia, correlatos ao intervalo estudado, configurando potenciais reservatórios estratigraficamente posicionados junto ao topo da Formação Longá.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba | Estratigrafia de Sequências | glaciação tournaissiana | Formação Longá | Formação Poti

abstract

The Longá-Poti formational boundary (Lower Carboniferous) is investigated through facies descriptions and high-resolution stratigraphic analysis of 181m of core samples from 1-UN-04-PI and 1-UN-24-PI wells (Leite et al., 1975), located on the east border of Parnaíba Basin. This study enables the construction of facies and stratigraphic models for a relatively unknown geological interval of the Parnaíba Basin, considered an exploration frontier. The results identified 13 sedimentary facies, grouped in nine facies successions that led to the interpretation of two principal depositional systems: glacio-marine and shallow marine/wave-dominated fluvio-deltaic. Forced regressive surfaces (unconformities) of several natures and orders were characterized, permitting the identification of two third-order sequences, limited by a subaerial erosive surface that also suggests a formational limit. Additionally, minor order sequences were identified, together with transgressive, marine flooding and maximum flooding surfaces. The stratigraphic model suggests that the depositional evolution was influenced by an isostatic rebound and led to the speculative existence of isolated sand bodies, potential reservoirs in the basin depocenter and stratigraphically positioned in the upper part of Longá Formation.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

Keywords: Parnaíba Basin | Sequence Stratigraphy | Tournaisian glaciation | Longá Formation | Poti Formation

introdução

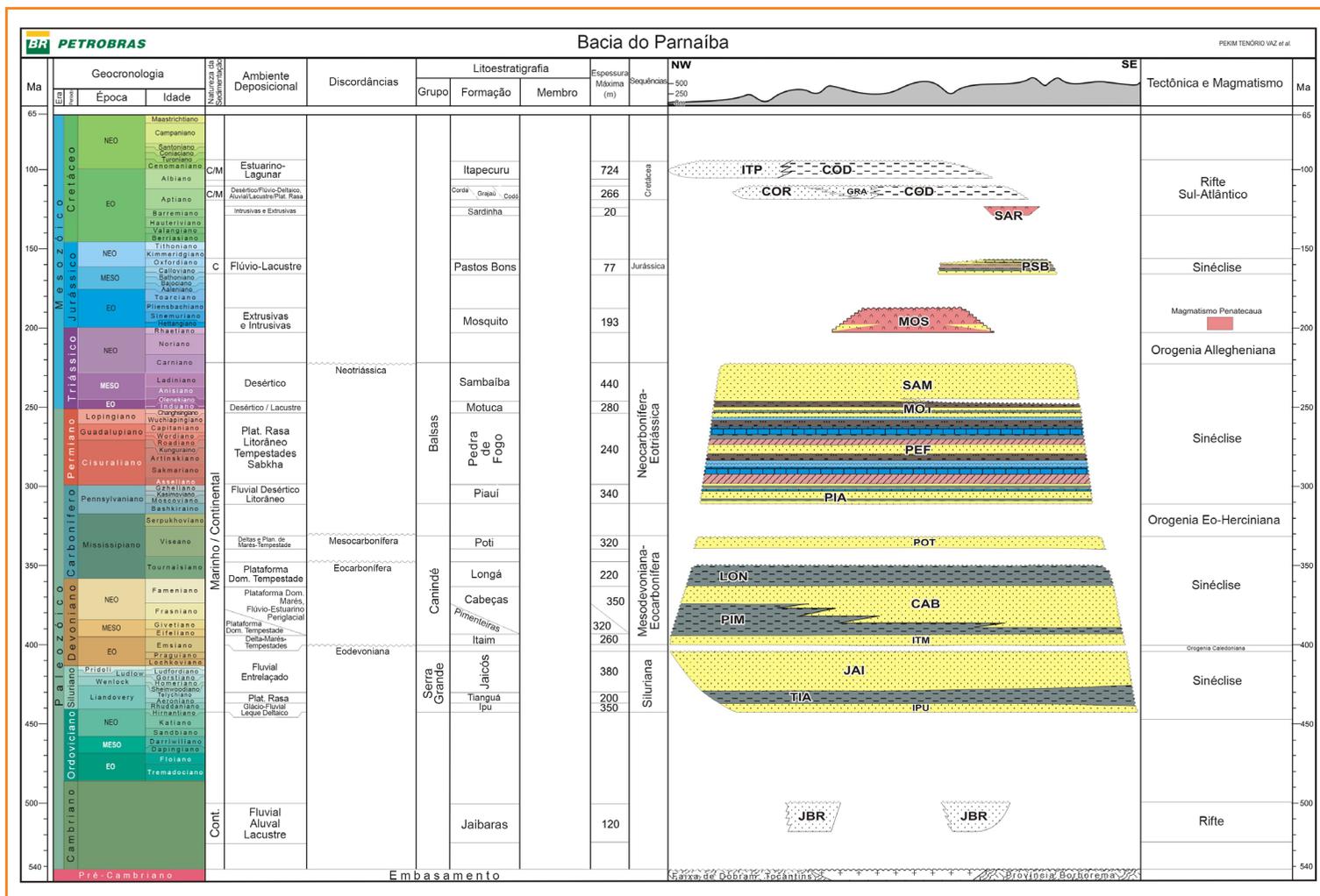
contexto geológico

A Bacia do Parnaíba é uma extensa bacia cratônica do Nordeste do Brasil, composta principalmente por rochas do Paleozoico (fig. 1), e pode ser considerada, entre as bacias sedimentares brasileiras, no grupo das menos conhecidas do ponto de vista geológico devido a sua grande extensão em comparação ao modesto número de campanhas científicas ou exploratórias para recursos minerais e energéticos ao longo das décadas. As formações Longá e Poti, de idade Fameniano–Visseano (Neodevoniano–Mississipiense), pertencem à porção superior do Grupo Canindé e são consideradas como um ciclo transgressivo-regressivo final da Sequência Devoniana de Góes e Feijó (1994), de segunda ordem. Todavia, análises estratigráficas detalhadas, mais particularmente análises de fácies envolvendo essas duas formações, são escassas, a despeito dos esforços exploratórios para hidrocarbonetos na bacia, em particular pelo programa exploratório para carvão executado na década de 1970, com foco na Formação Poti.

Visando testar modelos estratigráficos de detalhe no intervalo analisado (Devoniano/Carbonífero), este trabalho apresenta um modelo estratigráfico de seqüências de alta resolução na porção superior da Formação Longá e na porção inferior da Formação Poti, envolvendo o contato formacional entre aquelas unidades. A análise é baseada em um modelo de fácies previamente estabelecido e na revisão bibliográfica acerca do conhecimento atualmente público sobre aquelas unidades. O modelo deposicional proposto implica ainda a proposição de um *play* exploratório para hidrocarbonetos, tal como apontado por Lobato (2007).

materiais e métodos

Foi realizada uma análise estratigráfica tendo como foco a identificação de superfícies estratigráficas de significado cronoestratigráfico, a análise dos padrões interestratais e suas relações com os processos genéticos de fácies e a evolução dos paleoambientes deposicionais envolvidos.



A análise de fácies foi concebida com base na descrição detalhada (escala 1:40) de um intervalo de 181m de testemunhos dos poços 1-UN-04-PI e 1-UN-24-PI perfurados no Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al.*, 1975), na borda leste da bacia (fig. 2), utilizando-se os conceitos de arquitetura deposicional discutidos por Borghi (2000), segundo a identificação de litologia, granulometria, seleção, argilosidade (%), estruturas sedimentares, icnofósseis, índice de icnotrama e cor (escala de Munsell). As descrições das 13 fácies sedimentares, sendo dez litofácies e três icnofácies, além de suas interpretações detalhadas, constam no trabalho de Lobato (2007).

arcabouço estratigráfico

a Formação Longá

A Formação Longá (Albuquerque e Dequech, 1946) é composta por argilitos e folhelhos escuros, em geral bioturbados, com intercalações de siltitos e raros arenitos (Della Fávera, 1990), cujo mapa de isópacas mostra aparentemente dois depocentros, um na borda leste e outro na região centro-oeste da bacia (Caputo, 1984; Cunha, 1986; Góes, 1995), com espessura máxima de 150m.

Existem poucos trabalhos de detalhe sobre fácies sedimentares e caracterização estratigráfica disponíveis na literatura sobre a Formação Longá, valendo citar Leite *et al.* (1975), Lima e Leite (1978), Caputo (1984) e Góes (1995). Em termos de descrição litológica e estratigrafia baseadas em mapeamento em superfície, destacam-se os trabalhos pioneiros de Campbell *et al.* (1949) e Lima e Leite (1978).

Figura 1 Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba.

Figure 1 Parnaíba Basin chrono-stratigraphic chart.

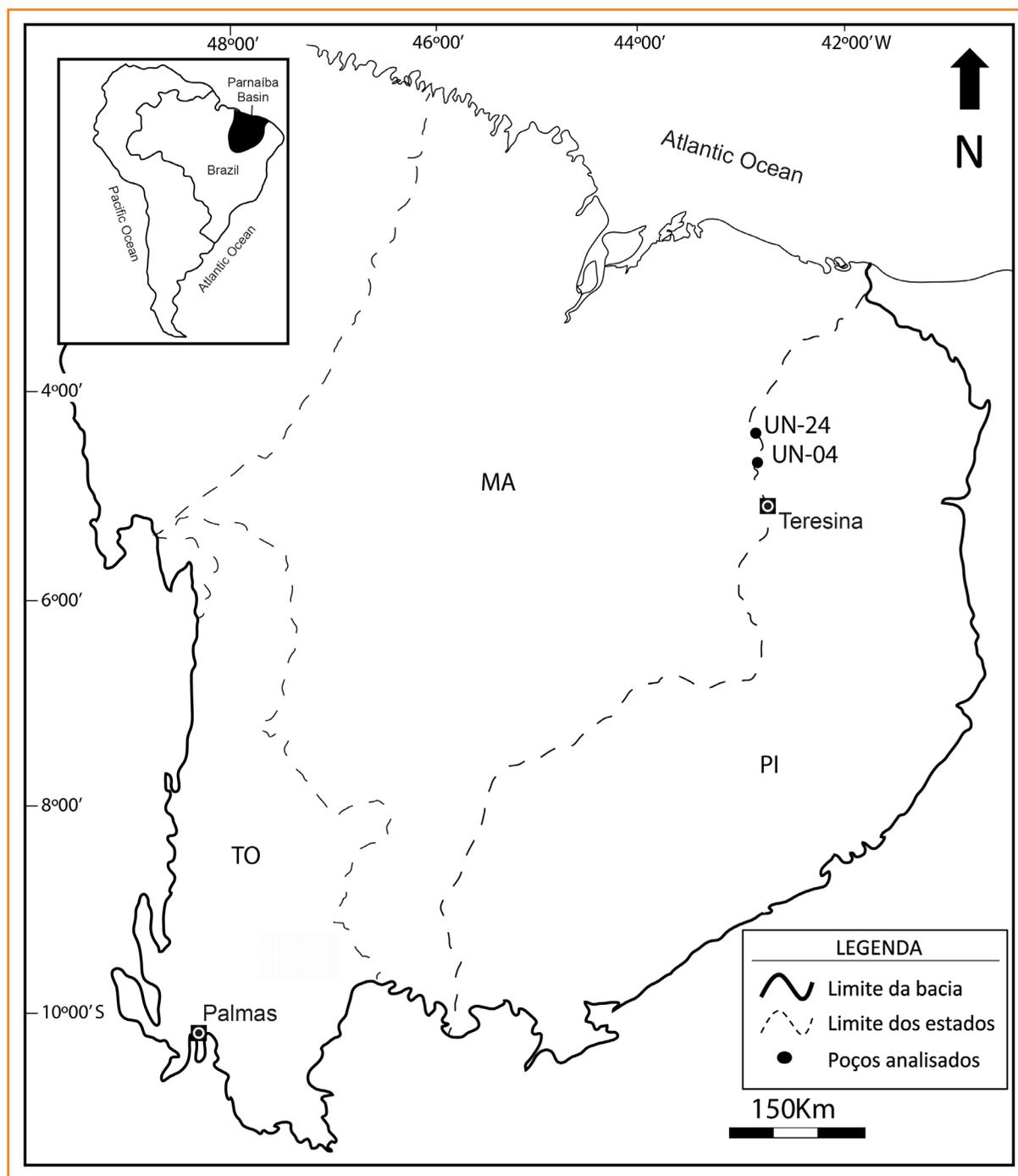


Figura 2 – Localização dos poços estudados.

Figure 2 – Studied wells location.

Caputo (1984) subdivide a formação em três unidades informais previamente adotadas por Lima e Leite (1978). A inferior é composta por folhelhos cinza-esverdeados, podendo conter “finas lentes de conglomerados e camadas de arenitos conglomeráticos”; a média, que ocorre apenas em regiões específicas, é composta por arenitos médios a finos, com eventual presença de sedimentos

grossos a conglomeráticos; a superior é composta por folhelhos escuros a acinzentados, siltitos e arenitos, raras finas camadas de arenitos e argilitos carbonáticos. Caputo (1984) aponta a possível ocorrência de clastos-caídos (*dropstones*) em níveis conglomeráticos delgados no topo da formação. O limite inferior da formação é considerado concordante com a Formação Cabeças, apenas com

discordâncias locais (Góes e Feijó, 1994). Em geral, a passagem dá-se sob brusca mudança litológica, com folhelhos escuros da Formação Longá diretamente sobre arenitos finos a médios com estratificação cruzada da Formação Cabeças, embora em algumas regiões sejam citadas gradações. O limite superior, com a Formação Poti, como considerado por Lima e Leite (1978), é “globalmente concordante”, podendo ocorrer de forma gradacional ou com brusca mudança litológica. Caputo (1984) considera a Formação Longá como lateralmente gradacional na base com a Formação Cabeças e, no topo, com a Formação Poti, como concordante na região central da bacia e discordante nas bordas onde pode estar erodida.

O paleoambiente é considerado “nerítico plataformal”, dominado por tempestades, por Góes e Feijó (1994). A parte inferior é interpretada por Caputo (1984) como *shoreface* e “depósitos baciais” em um rápido evento transgressivo, possivelmente relacionado a degelo. A porção média é interpretada como depósitos marinhos rasos e de frente deltaica, sob regressão episódica. Após nova transgressão, a porção superior volta a se depositar em condições marinhas, sob circulação mais restrita.

Lobato (2007) indica a ocorrência de depósitos glaciogênicos no topo da Formação Longá e Playford *et al.* (2012) datam e discutem a correlação continental desse autor.

O conteúdo fóssilífero da Formação Longá é marcado por quitinozoários e acritarcas (microfósseis marinhos) e uma fauna de invertebrados marinhos composta por uma assembleia de bivalvos e pequenos trilobitas, de afinidade malvinocráfica, além de ostracodes, possíveis tentaculítideos e restos de peixes (Santos e Carvalho, 2004). Uma abundante assembleia de icnofósseis é formada por *Asteriacites* *isp.*, *Bifungites cruciformis*, *Rusophycus piuiensis*, *Neomereites uniserialis*, *Sublorenzinia pauciradiata* e *Palaeophycus* *isp.*, entre outros (Fernandes *et al.*, 2002).

O paleoecossistema, segundo Santos e Carvalho (2004), é configurado por uma fauna com declínio de diversidade, que marca o final do Devoniano e é formada por paleocomunidades bentônicas com bivalvos, representando infauna remobilizada por tempestades. Ocorrem ainda braquiópodos e trilobitas típicos de regiões *offshore*. A associação de icnofósseis indica a icnofácies Cruziana e corresponde também à região *offshore*.

Segundo Melo (1988), a paleobiogeografia durante o Devoniano na Bacia do Parnaíba é marcada pelas províncias faunísticas Malvinocráfica, de alta latitude, abrangendo mares rasos e frios; e Americana Oriental, entre latitudes baixas a médias, com águas tépidas a temperadas. Essa mistura de províncias biogeográficas demonstra uma alternância de padrões climáticos, acentuada ainda pela presença da espécie de braquiópodo típico de águas quentes *Trepidoleptus carinatus* no final do Eifeliano e início do Givetiano, evidenciando esporádicas mudanças climáticas provavelmente por aquecimentos de correntes marinhas, o que configura um complexo sistema de circulação na Bacia do Parnaíba durante o Devoniano.

A idade da Formação Longá é considerada por Cruz *et al.* (1973) como neodevoniana a viseana (eocarbonífera), com base em análises bioestratigráficas na borda sudeste da bacia. Melo *et al.* (1998) atribuem a idade da Formação Longá ao intervalo das biozonas LN e PC, do final do Famêniano (Neodevoniano) a meados do Tournaisiano (Eocarbonífero).

Entre outros trabalhos sobre a Formação Longá, destacam-se ainda os de Aguiar (1971), Carozzi *et al.* (1975) e Oliveira *et al.* (1984), que versam sobre aspectos sedimentológicos e estratigráficos, e de Alencar *et al.* (1997) sobre paleomagnetismo.

a Formação Poti

A Formação Poti (Paiva e Miranda, 1937, *apud* Góes, 1995) é composta por arenitos finos claros com estratificações cruzadas tabulares e sigmoidais, siltitos e escassos conglomerados e diamictitos, além de delgadas camadas de carvão (Della Fávera, 1990). Apresenta espessura máxima de 300m (Caputo, 1984; Cunha, 1986; Góes, 1995).

Mesner e Wooldridge (1964) subdividiram a formação em duas unidades (membros), inferior e superior, compostas respectivamente por arenitos e conglomerados com raras intercalações de folhelhos e por arenitos com intercalações de folhelhos e restos vegetais, incluindo finos leitos de carvão. Outros trabalhos também adotaram essa subdivisão, como os de Cruz *et al.* (1973), Leite *et al.* (1975), Lima e Leite (1978) e Góes (1995).

Caputo (1984) subdivide a Formação Poti em quatro unidades informais. A unidade inferior representa paleoambientes de antepraia (*shoreface*) e frente deltaica, sucedida por planícies aluviais em

contexto periglacial. A segunda unidade, composta por sucessões de folhelhos e siltitos, pode representar paleolagos isolados. A terceira unidade, composta por arenitos e diamictitos, é interpretada como depósitos de planície de *outwash*. A quarta unidade, superior, composta por siltitos e diamictitos, pode representar paleoambientes lacustres e glaciais.

Góes (1995) interpreta a base da Formação Poti e o topo da Formação Longá como pertencentes a uma única sequência deposicional, relacionada a um paleoambiente deltaico/estuarino, plataformar, litorâneo e fluvial em um sistema regressivo de costa prográdante.

Os trabalhos de Cruz *et al.* (1973) e Leite *et al.* (1975), em análise de 34 poços testemunhados da Formação Poti, apontam como principal área-fonte a borda sul, com diminuição granulométrica para norte, tendência evidenciada também no trabalho de Lima e Leite (1978).

O limite inferior com a Formação Longá é considerado concordante (Lima e Leite, 1978), com brusca mudança litológica, ocorrendo localmente de forma gradacional (região de Campo Maior e Batalha) no estado do Piauí ou ainda com discordâncias locais (regiões próximas a Itaueiras, Várzea Grande e Cristino Castro) também no estado do Piauí.

Caputo (1984) considera discordâncias basais nas faixas de afloramento, onde a porção superior da Formação Longá, subjacente, pode ter sido erodida. O limite superior, com a Formação Piauí, dá-se por discordância regional, que inclusive limita as sequências devoniana e permocarbonífera de Góes e Feijó (1994).

O conteúdo fossilífero restringe-se a espécies de esporomorfos (microfósseis), uma macroflora de pequeno porte, bivalvíos e pequenos peixes. A paleomicroflora aponta uma vegetação herbácea e arbustiva, conforme descrito e revisado por Iannuzzi (1994). Santos e Carvalho (2004) relacionam a flora da Formação Poti a uma associação entre os reinos Gondwânico e Euro-Americano (Tetano). A fauna encontrada restringe-se à porção inferior da unidade e é compreendida por bivalvíos e peixes.

Segundo Santos e Carvalho (2004), representam um paleoecossistema com duas paleocomunidades: uma bentônica, de plataforma marinha rasa, sésil, que formaria depósitos de conchas grossas remobilizadas por tempestades; e outra florística, em ambiente terrestre litorâneo, com acumulações *in situ* de formas higrófilas,

tipicamente colonizadoras de margens lacustres ou estuarinas, relacionadas a ambientes parálicos de ilhas-de-barreira.

A idade da Formação Poti é considerada “Carbonífero Médio a Inferior”, com base em palinomorfos, posicionando-se nos intervalos bioestratigráficos IX e X de Lima e Leite (1978). Melo e Loboziak (2000) atribuem idade do Viseano Médio à base (biozona TC) até pelo menos o Viseano Superior (biozona ME) para a Formação Poti, sugerindo uma discordância com a Formação Longá, devido à ausência das biozonas TS, PU e CM (Viseano Inferior e Tournaisiano Superior) entre as duas formações.

Paleogeograficamente, durante o Tournaisiano e o Viseano, configurava-se um mar interno que interligava as bacias do Parnaíba, Amazonas, o Cráton Oeste Africano e o paleooceno Tetis (Della Fávera, 1990). A sedimentação segue um condicionamento ao longo do eixo NW-SE do lineamento Picos-Santa Inês.

Góes (1995) identificou no topo da Formação Poti evidências de controles tectônicos, com canais fluviais bruscamente recobertos por depósitos de maré, em rápido afogamento do sistema, precedendo a grande discordância erosiva entre o Mississipiano e o Pensilvaniano, identificada na bacia desde os trabalhos de Mesner e Wooldridge (1964). Cruz *et al.* (1973) reconhecem blocos soerguidos na borda sul da bacia, relacionados por Castelo Branco e Coimbra (1984) ao arqueamento do Alto do Parnaíba, enquanto Góes e Feijó (1994) atribuem a efeitos da Orogenia Eoherciniana.

fácies sedimentares e sucessão de fácies

A faciologia do intervalo estudado foi analisada por meio da descrição de sucessões de fácies, que representam uma relação vertical em sucessão estratigráfica temporal geneticamente relacionada na qual estão envolvidas determinadas fácies sedimentares em intercalação, compreendidas segundo um ou mais elementos em um paleoambiente deposicional, com repetição ou não no seu padrão estratal.

A figura 3 ilustra os resultados obtidos nos poços 1-UN-04-PI e 1-UN-24-PI.

As principais características das fácies utilizadas, como código, diagnose e a interpretação quanto aos seus processos geradores, extraídos de

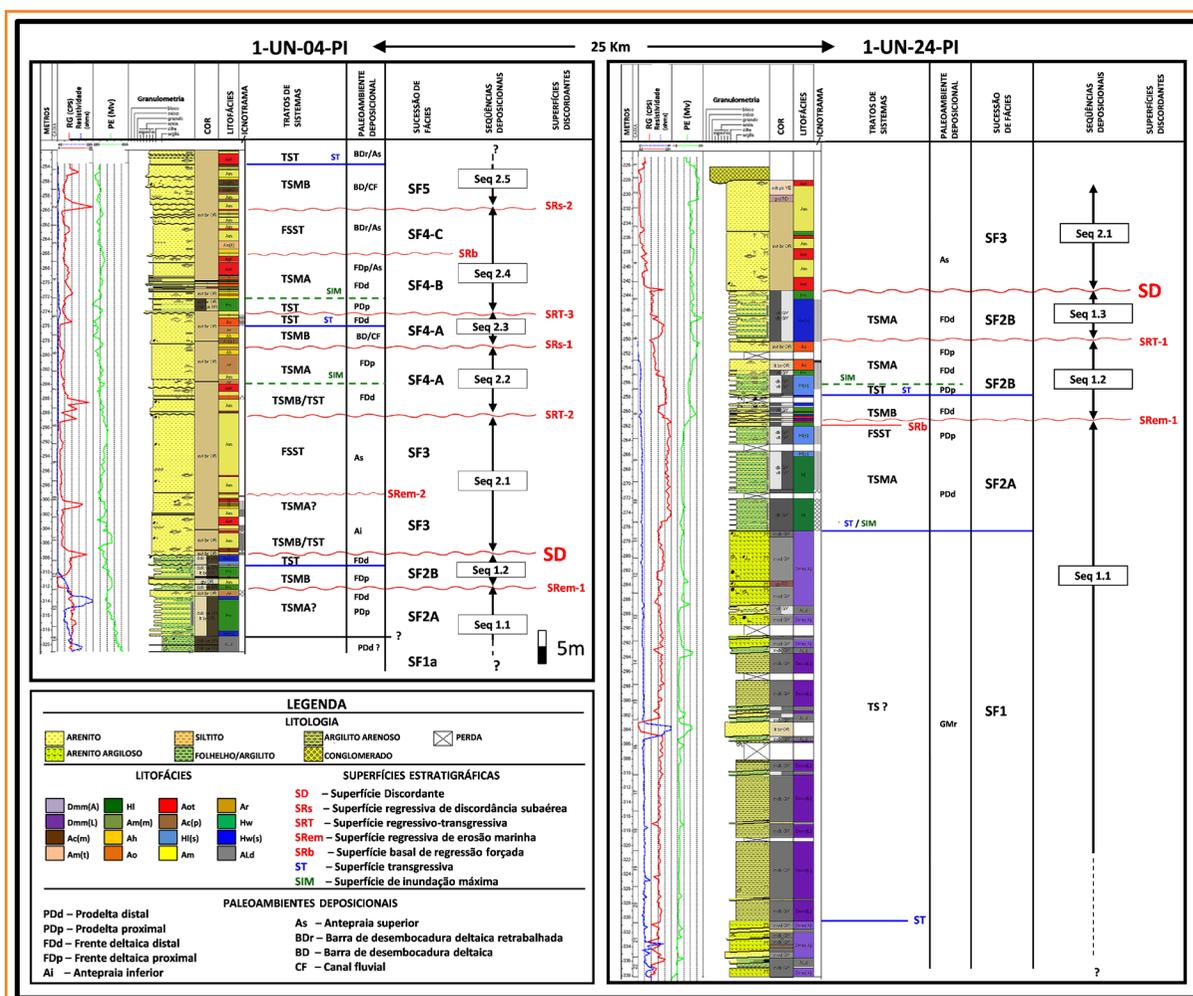


Figura 3 – Arquitetura estratigráfica dos poços 1-UN-04-PI e 1-UN-24-PI. Observar as fácies, sucessões de fácies, superfícies estratigráficas e seqüências deposicionais definidas (ver texto para discussão).

Figure 3 – Stratigraphic architecture of the 1-UN-04-PI and 1-UN-24-PI wells, showing facies, facies succession, stratigraphic surfaces and defined depositional sequences (see text).

Lobato (2007), estão apresentadas no quadro 1 e ilustradas na figura 4.

As nove sucessões de fácies estão sintetizadas no quadro 2 e serão descritas a seguir.

sucessão de fácies 1 (SF1) – glácio-marinha

Sucessão das fácies Am, ALd, Dmm(A) e Dmm(L), em um grande ciclo de afinamento–engrossamento granulométrico acompanhado por um aumento e diminuição na argilidade. Predomina a fácies mais fina, Dmm(L), e as mais grossas são representadas por Am e Dmm(A).

No meio da sucessão ocorre um “pacote” de arenito com injeções decimétricas de argila e completamente cimentado por anidrita. Bem marcado

pelo padrão dos perfis geofísicos, juntamente com outros corpos mais delgados ao longo da sucessão, são interpretados como injectitos e não representam suas posições deposicionais primárias.

A espessura da sucessão é de pelo menos 61m. Ocorre no Poço 1-UN-24-PI (abaixo da profundidade 276,3m).

Interpretada como ressedimentação por deslizamentos e escorregamentos de alta plasticidade, associados a fluxos gravitacionais e/ou depósitos de chuva de clastos (*rain out*), com eventuais injeções de diques clásticos (injectitos), em contexto glácio-marinho raso, numa sucessão transgressivo-regressiva (T-R).

Assim, a SF1 retrata uma plataforma glácio-marinha sujeita a ressedimentação durante avanços

Código	Diagnose	Interpretação
Am	Arenitos muito finos a finos com estrutura maciça. Pode conter tapete-de-tração [subfácies Am(t)].	Depósitos arenosos de fluxos de densidade (gravitacionais) concentrados.
Ah	Arenitos muito finos a finos, moderadamente a bem selecionados, com laminação horizontal (plano-paralela).	Depósitos por agradação de leito plano, gerado em regime de fluxo superior.
Ar	Arenitos finos, moderadamente selecionados, com laminação cruzada.	Depósitos arenosos de ôndulas assimétricas com pequeno comprimento de onda, geradas por fluxo trativo unidirecional (corrente) por vezes bipolar, gerados em regime de fluxo inferior.
Ac	Arenitos finos a grossos, moderada a moderadamente bem selecionados, com estratificação cruzada (indistinta), de porte pequeno (3cm a 10cm) [subfácies Ac(p)] a médio (10cm a 30cm) [subfácies Ac(m)].	Depósitos arenosos de megaôndulas geradas por fluxo constante, não linear, unidirecional (corrente) em regime de fluxo inferior.
Aot	Arenitos muito finos a finos, moderadamente a bem selecionados, com estratificação ondulada truncante.	Depósitos arenosos subaquosos de megaôndulas tipo hummocky geradas por fluxos oscilatórios combinados.
Ao	Arenitos muito finos a finos, moderadamente selecionados, com laminação cruzada por ondas.	Depósitos arenosos de ôndulas simétricas geradas pela ação de ondas. Podem estar presentes processos alternados de decantação de argila.
Hw	Fácies heterolítica em conjuntos de camadas de arenitos muito finos a finos bem selecionados e siltitos em maior proporção (>30%), com folhelhos e/ou argilitos em acamamento ondulado. Pode conter gretas de sinerese [subfácies Hw(s)].	Depósitos alternados entre processos trativos e decantativos de finos. Pode sofrer variação de salinidade [subfácies Hw(s)].
HI	Fácies heterolítica em conjuntos de camadas de folhelhos e/ou argilitos com camadas de siltitos ou arenitos em acamamento lenticular. Pode conter gretas de sinerese [subfácies HI(s)].	Depósitos alternados de processos de decantação de finos e processos trativos. Pode sofrer variação de salinidade [subfácies HI(s)].
Dmm	Mistura clástica muito mal selecionada, matriz suportada, de areia fina até grossa, lama e intraclastos, predominando areia/silte [subfácies Dmm(A)] ou lama [subfácies Dmm(L)].	Depósitos de chuva-de-grãos proximais ou de ressedimentação por processos gravitacionais.
ALd	Camadas de arenitos e lutitos com estruturas de deformação.	Depósitos ressedimentados por processos de escorregamentos e deslizamentos (instabilidade geomecânica e/ou glacioteconismo).
SK	Ícnocenose composta pelos icnogêneros Lockeia, Diplocraterion, Palaeophycus e Planolites	Antepraia. Ícnocenose marinha rasa em substrato sob ação constante de ondas.
CZp	Ícnocenose composta pelos icnogêneros Planolites, Palaeophycus, Rhizocorallium, Gyrolites, Skolithos, Arenicolites e Subphyllocorda	Antepraia inferior. Ícnocenose marinha em substrato sob ação freqüente de ondas
CZe	Ícnocenose composta pelos icnogêneros Planolites e Arenicolites, e com ii = 1.	Frente deltaica reelaborada por ondas. Ícnocenose marinha empobrecida pelo aporte de águas continentais

Quadro 1 – Síntese das fácies caracterizadas nos testemunhos estudados dos poços 1-UN-04-PI e 1-UN-24-PI (para caracterização completa, ver Lobato, 2007).

Chart 1 – Synthesis of the facies characterized in the cores in this study (for complete description and interpretation see Lobato, 2007).

glaciares, em contexto regressivo, e a eventos transgressivos, relacionados ao recuo de geleiras por degelo caracterizado por fácies mais lamosas (fácies Dmm(L)).

Todavia, a ressedimentação é um mecanismo mais plausível, devido à relação com a fácies ALd, produto desse mecanismo. A presença destas feições representa uma das evidências da origem glacial para os depósitos da SF1, por ser indicativa

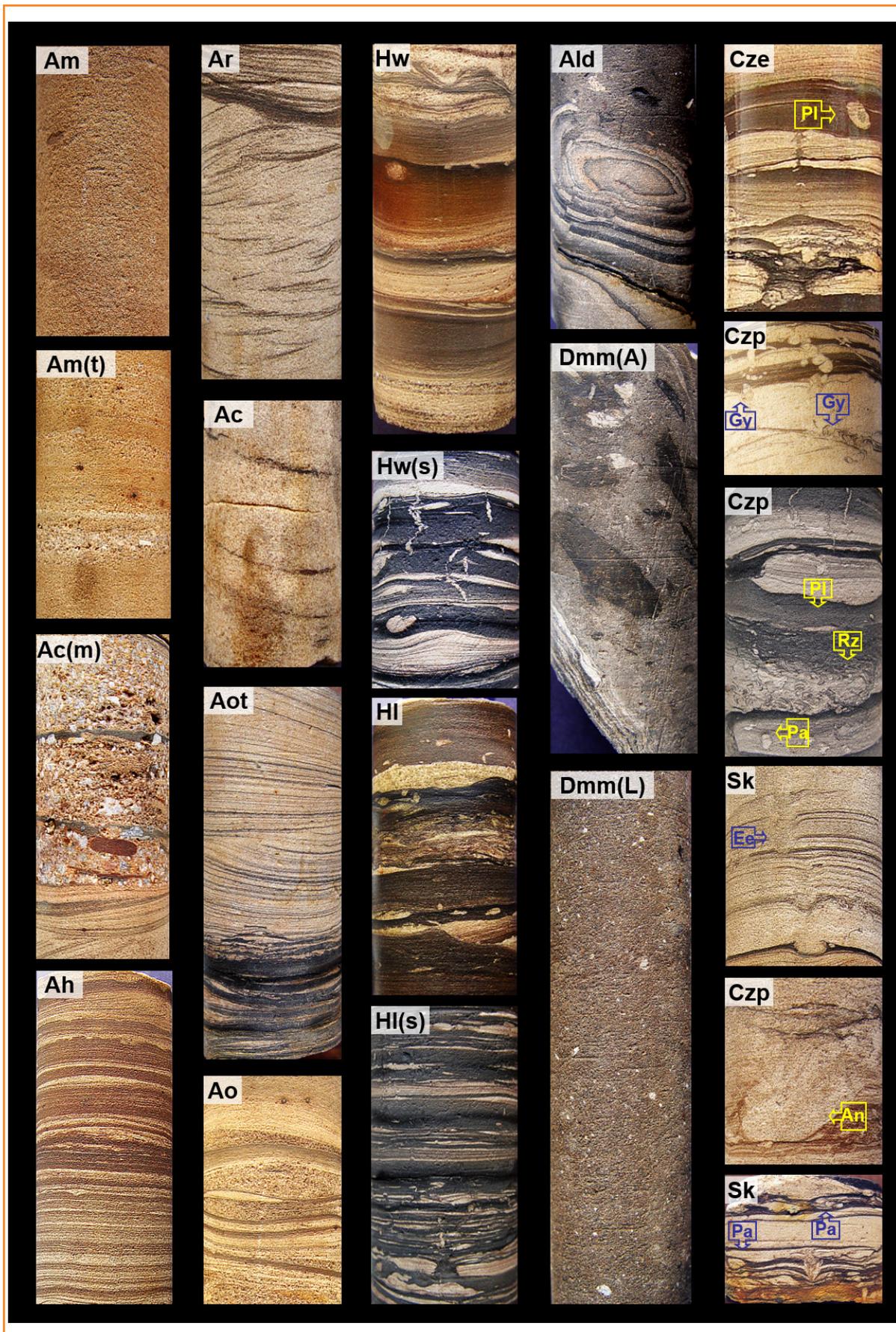


Figura 4
 Fácies sedimentares caracterizadas nos testemunhos analisados. Observar o código indicativo da fácies em cada foto. Icnofósseis: Pl = Planolites; Gy = Gyrolites; Rz = Rizocoralium; An = Arenicolites; Pa = Palaeophycus.

Figure 4
 Sedimentary facies characterized from well core data. Each facies code is indicated. Icnofósseis: Pl = Planolites; Gy = Gyrolites; Rz = Rizocoralium; An = Arenicolites; Pa = Palaeophycus.

CÓDIGO	DIAGNOSE (Fácies)	INTERPRETAÇÃO (Paleoambiente)
SF1	Am, Dmm(A), Dmm(L) e ALd	Glácio-marinho. Ressedimentação por escorregamentos e deslizamentos; chuva de clastos; sucessão transgressivo–regressiva.
SF2-A	Dmm(A), HI, HI(s), Hw e Ao	Costa afora/prodelta, periglacial. Sucessão transgressivo–regressiva.
SF2-B	Am/Aot, Hw(s), Hw, HI(s), Ao e ALd	Frente deltaica dominada por ondas, distal. Apresenta intervalos com expressivo aporte de águas continentais. Sucessão transgressiva–regressiva.
SF3	Am, Aot, Ah, Ao, Ar e Ac(p).	Antepraia. Ação de ondas de tempestade. Sucessão transgressivo–regressiva.
SF4-A	Am, Ao, Aot, Ar Ah e Ac(p).	Frente deltaica dominada por ondas, proximal. Sucessão transgressivo–regressiva.
SF4-B	Am, Ah, Hw, Ao, Aot e Ac(p).	Frente deltaica dominada por ondas, distal/proximal. Sucessão transgressivo–regressiva.
SF4-C	Am, Ah, Am(t) e Aot.	Desembocadura deltaica dominada por onda. Sucessão regressiva.
SF5	Ac(p), Ac(m), Am.	Barra de desembocadura deltaica–canal fluvial. Sucessão transgressiva.

Quadro 2 – Síntese das sucessões de fácies nos testemunhos estudados dos poços 1 UN-04-PI e 1-UN-24-PI (para caracterização completa, ver Lobato, 2007).

Chart 2 – Synthesis of the facies successions from the cores in this study (for complete description and interpretation see Lobato, 2007).

de grande instabilidade mecânica do substrato, típica da proximidade de geleiras. A ocorrência de *till pellets*, agregados milimétricos de lamitos silto-arenosos encapsulados por uma película de argila, feições identificadas por Lobato (2007), reforça e representa uma das principais evidências da natureza glacial para estes depósitos.

Playford *et al.* (2012) dataram esta sucessão como Tournaisiano, o que permite correlacionar estes depósitos a outros eventos glaciais síncronos que ocorrem em outras bacias intracratônicas gondwânicas, conforme apontado ainda por Lobato (2007). Tal idade para a SF1 permite distinguir com segurança esta sucessão de fácies do intervalo perfurado pelo Poço 1-CL-1-MA (Caputo, 1984), onde a Formação Cabeças apresenta características faciológicas semelhantes às que vemos aqui, com pacotes de diamictitos cinza-escuros, maciços e mal selecionados, passando acima para folhelhos da Formação Longá, que correspondem, portanto, a registros glaciogênicos distintos.

No Poço 1-UN-04-PI (abaixo da profundidade de 283,5m), ocorrem depósitos deformados (fácies ALd) muito lamosos, relacionados à ressedimentação por processos de escorregamento.

sucessão de fácies 2-A (SF2-A) – costa-afora/prodelta, periglacial

Sucessão essencialmente argilosa, com as fácies HI, HI(s), Hw e Ao apresentando engrossamento granulométrico muito próximo ao topo, onde aparecem as fácies Hw e Ao. A fácies HI(s) no terço superior da sucessão marca a ocorrência de gretas de sinérese. A espessura gira em torno de 16m e ocorre nos poços 1-UN-04-PI (intervalo 311,5m e 318,6m) e 1-UN-24-PI (intervalo de 261,3m e 276,5m).

Interpretada como depósitos marinhos rasos de costa-afora, com contribuição deltaica em região distal (prodelta), em sucessão transgressiva–regressiva (T-R), em contexto periglacial.

Essa sucessão de fácies representa um súbito afogamento marinho, pós-glacial, em contexto transgressivo.

O paleoambiente marinho raso de costa-afora é apontado na abundância de fácies HI, na qual processos predominantemente de decantação pelágica se alternam com trativos (correntes e ondas) e/ou decantação de plumas hipopícnais, oriundas de uma fonte deltaica. Inicialmente, a influência de águas marinhas (maior salinidade)

é predominante e vai diminuindo para o topo em função da progressiva entrada de águas doces no sistema, evidenciada pela ocorrência da fácies Hl(s), com gretas de sinérese, indicando apreciáveis flutuações na salinidade do meio.

Juntamente com o aparecimento da fácies Hl(s), as fácies Hw e Ao indicam uma fase de rápida regressão próxima ao topo da sucessão e se relacionam aos depósitos distais de uma regressão forçada (evidenciada pela SR em-1) em rápida progradação deltaica retrabalhada por ondas.

A presença esporádica de delgados pacotes com estruturas deformacionais (laminação convoluta) representa pequenos escorregamentos atribuídos a uma fase deposicional ainda em processo de estabilização geomecânica. Comuns em regiões prodeltaicas, estes processos podem ter sido ainda acentuados pela presença de possíveis paleorrelevo gerados pelos processos glaciogênicos anteriores (SF1).

sucessão de fácies 2-B (SF2-B) – frente deltaica dominada por ondas, distal

Sucessão das fácies Am/Aot, Hw(s), Hw, Hl(s), Ao e ALd, que ocorrem em dois intervalos. No inferior, como uma intercalação das fácies Am/Aot, Hw e Hw(s) na base, passando às fácies Hl(s), Hw e Ao, que ocorre expressivamente (~4m). As fácies Am e ALd ocorrem apenas no Poço 1-UN-04-PI, com espessura máxima de aproximadamente 11m no Poço 1-UN-24-PI. Ocorrem nos poços 1-UN-04-PI (intervalo de 307,5m e 311,5m) e 1-UN-24-PI (intervalo 250,2m e 261,5m) e correspondem a depósitos de frente deltaica marinha sob ação de ondas, em sucessão transgressivo-regressiva (T-R).

A base, arenosa, relaciona-se a um paleoambiente de antepraia inferior sob ação de ondas de tempestade e variação de salinidade, o que possivelmente trata da reelaboração de frentes deltaicas (delta dominado por onda). Sob transgressão, sucedem-se fácies lamosas de costa-afora/prodelta, que, por seu turno, são sucedidas em regressão normal por fácies de antepraia inferior e superior sob ação de ondas, francamente marinhas, caracterizando-se assim um ciclo T-R.

O intervalo superior, a fácies Hw(s), ocorre de forma dominante (85%). Sua espessura é de 7m no 1-UN-24-PI, onde ocorre no intervalo de 243,2m a 250,2m.

É interpretado como depósitos de frente deltaica distal, possivelmente em ambiente com

alguma restrição na circulação de correntes marinhas e com forte aporte de água doce, causando brusca variação de salinidade, evidenciada por abundantes gretas de sinérese.

sucessão de fácies 3 (SF3) – antepraia

Sucessão das fácies Am, Aot, Ah, Ao, Ar e Ac(p), com predominância da fácies Am. A sucessão apresenta espessura máxima de 21,5m (1-UN-04-PI).

A base é marcada por uma delgada camada da fácies Ac(p), que passa a uma intercalação das fácies Am e Aot com marcante presença de intraclastos de argila dispersos e eventuais ocorrências da fácies Ar. O intervalo médio inferior é marcado pelas fácies Am, Ao e Ah, e o superior, pela exclusiva presença da fácies Am com escassas ocorrências da fácies Aot. Ocorre nos poços 1-UN-24-PI (intervalo de 288,2m a 307,7m) e 1-UN-24-PI (intervalo de 228,2m a 307,7m).

Essa sucessão de fácies apresenta predominantemente registro de processos em regime de fluxo superior no trato de fácies onda-fluxo de densidade de tempestites de Borghi (2000).

Corresponde a uma sucessão de depósitos arenosos de antepraia superior sob ação de tempestades, em sucessão transgressivo-regressiva (T-R), onde o intervalo inferior representa depósitos reelaborados por erosão da plataforma em contexto transgressivo, e o intervalo superior representa o contexto regressivo, o qual apresenta leve predomínio no registro dessa sucessão.

sucessão de fácies 4-A (SF4-A) – frente deltaica dominada por ondas, proximal

Sucessão das fácies Am, Ao, Aot, Ar, Ah e Ac(p), caracterizada pela predominância da fácies Ar. Possui espessura de 14,2m.

Na porção inferior, ocorrem as fácies Ao, Am e Aot. Na porção superior, principalmente a fácies Ar, e em menor ocorrência, as fácies Am, Ah, Ac(p), sendo o topo marcado pelas fácies Ao e Am. Ocorre apenas no Poço 1-UN-24-PI (intervalo de 274,0m a 288,2m).

Corresponde a depósitos da porção proximal superior da frente deltaica (barras de desembocadura retrabalhadas por onda), em ciclo transgressivo-regressivo (T-R).

Essa sucessão apresenta uma divisão bem marcada, onde predominam processos de onda na

porção inferior e, no topo, processos predominantemente trativos unidirecionais e/ou oscilatórios com polaridade preferencial. Tal quebra é interpretada como a passagem do regime transgressivo para regressivo em condições normais (progradacional).

No topo da sucessão ocorrem os icnogêneros *Arenicolites*, *Gyrolites* e *Bergaueria*, interpretados em contexto da icnofácies *Skolithos*.

sucessão de fácies 4-B (SF4-B) – frente deltaica dominada por ondas, proximal/distal

Sucessão das fácies Am, Ah, Hw, Ao, Aot e Ac(p), onde a fácies Hw predomina na parte inferior da sucessão; na parte mediana predomina a Ao, enquanto no topo predomina a Aot. São marcantes os tons avermelhados na porção média, resultantes da presença de siderita. Possui espessura de 7,8m e ocorre apenas no Poço 1-UN-04-PI (intervalo de 266,2m a 274,0m).

Corresponde a depósitos da porção proximal inferior da frente deltaica dominada por onda, em ciclo transgressivo–regressivo (T-R).

sucessão de fácies 4-C (SF4-C) – desembocadura deltaica reelaborada por onda

Sucessão das fácies Am, Ah, Am(t) e Aot, com predomínio da fácies Am; na base ocorrem as fácies Ah e Am(t), enquanto no topo predomina a Aot. É marcante a presença de pavimentos de areia média e grossa. Possui espessura máxima de 7m e ocorre no Poço 1-UN-04-PI (intervalo de 259,2m a 266,2m).

Interpretada como registro de barras de desembocadura deltaica, intensamente reelaboradas pela ação de ondas, em um aparente ciclo regressivo normal.

Apesar de a sucessão de fácies retratar uma antepraia sob ação de ondas, o contexto de desembocadura é sugerido pela maior presença de pavimentos de areia média a grossa para o topo, o que faz supor a proximidade do aporte fluvial.

sucessão de fácies 5 (SF5) – barra de desembocadura deltaica–canal

Sucessão das fácies Ac(p), Ac(m) e Am, onde predomina a fácies Ac(m), com estratificações cruzadas de ângulo não muito alto (entre 25° e 35°) e de porte entre 10cm e 30cm. Possui espessura de 7,5m e ocorre no Poço 1-UN-04-PI (intervalo de 253,5m a 259,2m).

Interpretada por depósitos de barras fluviais de desembocadura deltaica atribuídas em contexto estuarino, passando, sob transgressão, para depósitos de antepraia superior.

A progradação deltaica pode ter ocorrido em regiões onde se desenvolveram incisões na plataforma, que posteriormente, em eventos transgressivos, foram preenchidas por depósitos estuarinos rasos.

sistemas deposicionais

Os sistemas deposicionais foram interpretados através das relações prováveis entre as diversas sucessões de fácies nos dois testemunhos, obedecendo ao princípio de que as fácies guardam relação genética quando contidas entre superfícies estratigráficas de mesma natureza e ordem (escala), podendo assim ser estabelecidas em associação (Borghi, 2000).

O reconhecimento dessas superfícies em testemunho é tarefa arrojada quando não se dispõe de dados da geometria deposicional (como seções estratigráficas de superfície e linhas sísmicas) e, sobretudo, quando a análise é feita em poços que distam 25km entre si. Assim, esse reconhecimento recai pesadamente sobre a análise de fácies à luz de modelos deposicionais (sedimentológicos e estratigráficos), pela qual se buscam superfícies estratigráficas de sequências como as descritas a seguir.

Caracterizaram-se quatro sistemas deposicionais, dos quais dois (glaciomarinho e costeiro deltaico dominado por ondas) se inserem no topo de uma sequência de terceira ordem, enquanto dois outros sistemas (marinho raso dominado por ondas e fluviodeltaico dominado por ondas) estão na base de outra sequência de mesma ordem (fig. 5).

Os sistemas aqui interpretados, com exceção do glaciomarinho, podem representar paleoambientes de um sistema de maior escala (menor ordem), deltaico, dominado por ondas; neste, a distinção entre paleoambientes deltaicos e costeiros, ambos dominados por ondas, com base apenas nas litofácies, pode ser muito localizada, uma vez que depósitos de antepraia e costa-afora se assemelham, respectivamente, à frente deltaica e prodelta (Reading e Collinson, 1996). Neste ponto, ajudam a identificação de gretas de sinérese, como das subfácies Hl(s) e Hw(s), indicativas de variação de

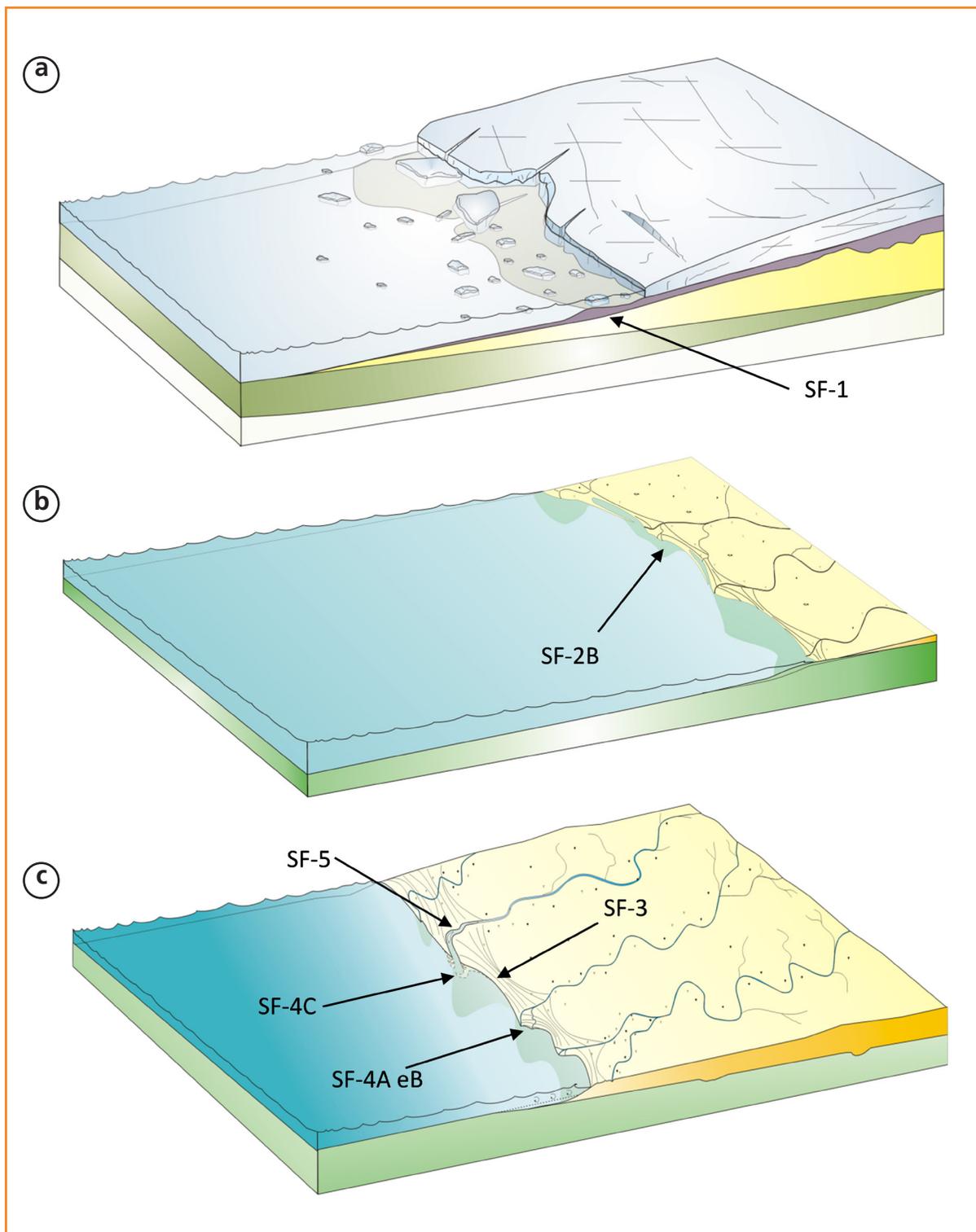


Figura 5 – Modelos deposicionais: (a) sistema glaciomarinho e (b e c) trato de sistemas marinho raso dominado por ondas, costeiro-deltaico dominado por ondas e fluviodeltaico dominado por ondas, em contexto transgressivo (b) e regressivo (c), interpretados para o intervalo de estudo nos testemunhos dos poços 1-UN-04-PI e 1-UN-24-PI.

Figure 5 – Depositional models: (a) glacio-marine systems; (b and c) wave dominated shallow marine, wave-dominated coastal-deltas and wave dominated fluvio-deltas system tracts, in a transgressive context (b) and regressive context (c), interpreted for the 1-UN-04-PI and 1-UN-24-PI studied cores.

salinidade; a presença da icnofácies CZe, indicativa de estresse ambiental por variação de salinidade e turbidez (Bann e Fielding, 2005); e a presença de siderita/anquerita em diversas fácies, indicativas de aporte de águas continentais.

sistema glaciomarinho

Este sistema é reconhecido tipicamente pela sucessão SF1, associada à SF2-A, no testemunho do Poço 1-UN-24-PI. O contexto paleoambiental glaciomarinho é suportado pela interpretação de depósitos de *till* de chuva-de-grãos ou ressedimentação, da fácies Dmm, deformados por fases de avanço de geleiras ou *icebergs* (fácies ALd).

A variação de argilosidade na SF1, em um ciclo de aumento–diminuição, observada em camadas da fácies Dmm no Poço 1-UN-24-PI, sugere relação de proximalidade–distalidade dentro do modelo glaciomarinho, o que implica um ciclo transgressivo-regressivo.

A SF2-A, que sucede a SF1 no Poço 1-UN-24-PI, mais argilosa (fácies HI e HI(s) e Hw) e sem evidência das fácies glaciogênicas Dmm e ALd características, representa a fase transgressiva final associada à deglaciação do sistema. Representa um contexto paleoambiental marinho raso de costa-afora que evolui para um prodelta, evidenciado, na sucessão, pela presença de gretas de sinérese da fácies HI(s), além de pequenos escorregamentos e presença de siderita. No Poço 1-UN-04-PI, a SF2 A, arenosa, indica a proximidade de um paleoambiente costeiro, associável a uma frente deltaica reelaborada por ondas, pela presença das fácies Hw e Hw(s), Ar/Ao e Aot.

sistema costeiro-deltaico dominado por ondas

Representado pela associação das fácies na sucessão SF2-B, particularmente no testemunho do Poço 1-UN-24-PI. Neste sistema, a SF-2B aponta um contexto paleoambiental costeiro a deltaico dominado por ondas, em diferentes posições em relação à proximidade da linha de costa.

Corroboram o contexto paleoambiental costeiro sob ação de ondas as fácies típicas Aot e Ao, por vezes bioturbadas (icnofácies SK, *Skolithos*), que se aproxima de um modelo de frente deltaica pela

associação com fácies Hw e HI(s). A ocorrência da fácies Hw(s) com alta concentração de palinóforos continentais (*Botryococcus* sp.) e pela presença da icnofácies CZe (*Cruziana* empobrecida) indica uma fonte continental muito próxima, com brusca mudança da salinidade da água local.

O sistema apresenta comportamentos tanto transgressivos quanto regressivos (regressão normal), evidenciados respectivamente por ciclos de diminuição e aumento da razão arenito: folhelho das fácies.

sistema marinho raso dominado por ondas

Representado pela sucessão de fácies SF3, que ocorre nos testemunhos dos dois poços (fig. 3). O contexto paleoambiental marinho raso de antepraia é sugerido pelas fácies típicas Am e Aot, indicativas da ação de ondas, apoiado pela presença das icnofácies SK (*Skolithos*) e CZp (*Cruziana* proximal). Pode-se ainda distinguir, em termos paleoambientais, um contexto de antepraia superior, ausente de bioturbação, e inferior, bioturbada.

O sistema apresenta um padrão regressivo, onde a antepraia superior se sobrepõe abruptamente à inferior, possivelmente como resultado de uma pequena regressão forçada, como observado na profundidade 299m do Poço 1-UN-04-PI.

sistema fluviodeltaico dominado por ondas

Representado pela associação das sucessões de fácies SF4-A, SF4-B, SF4-C e SF5, em testemunho do Poço 1-UN-04-PI (fig. 3). Em termos paleoambientais, o sistema é caracterizado por deltas dominados por ondas, nos quais se podem contextualizar frentes deltaicas distal (parte inferior da SF4-B) e proximal (SF4-A, parte superior da SF4-B), além de barras de desembocadura fluvial (SF5), na maior parte reelaboradas por ondas (SF4-C).

O sistema apresenta um padrão geral regressivo, evidenciado por um grande ciclo de engrossamento granulométrico.

O contexto de frente deltaica distal é sugerido pela fácies típica Hw, enquanto a proximal, pelas fácies típicas Am, Ar/Ao e Aot. O contexto de

barras de desembocadura reelaboradas por ondas apoia-se na relação entre as fácies Am, Am(t) e Aot. Já o contexto fluvial é marcado pelas fácies Ac(p), Ac(m) e Am(m), de grão mais grosso, em ciclos de rápido afinamento granulométrico.

sequências deposicionais

Foram identificadas duas sequências deposicionais de terceira ordem (Seq1 e Seq2), limitadas por uma superfície discordante (SD). Na sequência inferior, foram identificadas três sequências de maior ordem (Seq1.1–Seq1.3), ao passo que na superior, cinco sequências (Seq2.1–Seq2.5), separadas por superfícies regressiva de discordância subaérea (SRs), regressivo-transgressiva (SRT) ou regressiva de erosão marinha (SRem). A figura 6 ilustra um esquema evolutivo das sequências deposicionais e sucessões de fácies correspondentes.

Foram também identificadas uma superfície basal de regressão forçada (SRb), uma superfície regressiva de erosão marinha (SRem), além de superfícies transgressivas (ST) e de inundação máxima (SIM), todas inseridas nas sequências de maior ordem. O modelo de sequências deposicionais utilizado foi o de Plint e Nummedal (2000), enquanto o reconhecimento das superfícies estratigráficas regressivas SRs, SRb e SRem foi feito segundo Catuneanu (2003).

A superfície SD, considerada um limite de sequências de terceira ordem, é correlacionada à superfície que separa as formações Longá e Poti, que, segundo Melo e Loboziak (2000), envolve um hiato do Tournaisiano superior–Viseano inferior. A superfície foi reconhecida como discordante, associada a um rejuvenescimento (incisão) fluvial, pois trunca pelo menos duas sequências de maior ordem abaixo (Seq.1.2 e Seq1.3). Recobrem-na sucessões de fácies transgressivas (SF3, Seq.2.1).

O contexto hierárquico das sequências descritas, as quais implicam alta definição estratigráfica, é sugerido pela escala física das suas espessuras (4–19,6m), somada ao fato de o intervalo de estudo estar aproximadamente compreendido no Tournaisiano inferior (Seq1) e Viseano médio (Seq2), em estimativa feita com base em Melo e Loboziak (2000). Muito embora ainda não haja datação para o intervalo de estudo, a expectativa é que pertença

a sequências de quarta/quinta ordem ou, no máximo, de terceira ordem curta (~1 Ma),

Os limites de sequência de maior ordem foram identificados por superfícies de regressão forçada (SRem, SRT e SRs). A superfície regressiva de erosão marinha SRem-1, identificada por um contato brusco, erosivo, entre a SF2-A e a SF2-B, é causada por intensa reelaboração por ondas do substrato marinho, registrando o máximo da regressão forçada, o que não ocorre com a SRem-2 (inserida na SF3), que parece indicar apenas o início da regressão. Correlacionam-se à *regressive surface of marine erosion (RSME)* de Catuneanu (2003). As superfícies regressivo-transgressivas (SRT-1, SRT-2 e SRT-3) são superfícies de regressão máxima (*maximum regressive surface, MRS*) de Catuneanu (2003), amalgamadas com superfícies transgressivas. São reconhecidas no limite entre as sucessões SF2-B, SF-3 e SF4-A, e SF4-A e SF4-B. As superfícies regressivas de discordância subaérea (SRs-1 e SRs-2) são correlativas à *subaerial unconformity (SU)* de Catuneanu (2003) e limitam duas sucessões SF4 A pela intervenção de camadas de fácies Ac(p) com maior granulometria e intraclastos gerados por canais distributários e a sucessão SF4-C da SF5, esta caracterizada por depósitos de maior granulometria, canais distributários em desembocadura deltaica.

sequência deposicional 1.1 (Seq1.1)

Esta é a sequência basal do intervalo estudado. Seu limite superior é a superfície discordante SRem-1; já seu limite inferior não foi reconhecido adequadamente entre os depósitos glaciogênicos da SF1.

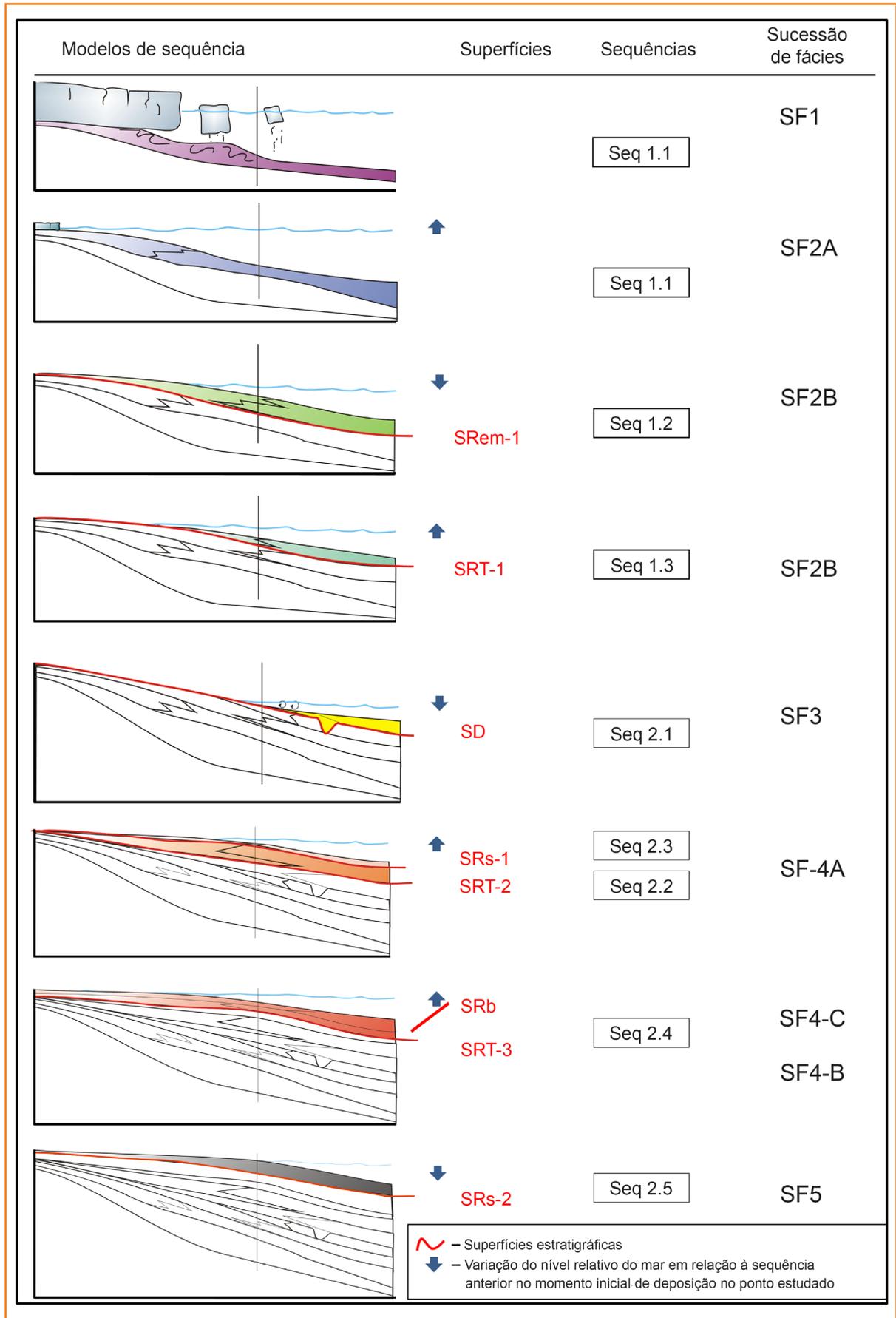
A Seq1.1 pode ser observada nos dois poços estudados, mas no Poço 1-UN-24-PI possui maior representatividade, com a espessura observada de 76,5m. Engloba as sucessões de fácies SF1 e SF2-A, inseridas em um sistema glaciomarinho. Apenas a SF2-A pode ser inserida em um trato de sistemas de mar alto (TSMA), com um pequeno registro (~20cm) de um *falling stage system tract (FSST)* de Plint e Nummedal (2000). O padrão de raios gama é basicamente em caixa, com um pequeno e marcante aumento no limite entre a SF1 e a SF2-A.

sequência deposicional 1.2 (Seq1.2)

Figura 6

Quadro evolutivo esquemático das seqüências deposicionais e respectivas sucessões de fácies e superfícies limitrofes.

Figure 6
Schematic evolutionary diagram showing depositional sequences and associated facies successions and boundary surfaces.



Limita-se na base pela superfície SRem-1 e, no topo, pela superfície SD no Poço 1-UN-04-PI, e pela SRT-1 no Poço 1-UN-24-PI, onde é mais representativa, ocorrendo com 11m de espessura (fig. 3).

A Seq.1.2 contém tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA), os quais contêm fácies de um sistema costeiro-deltaico dominado por ondas. O TSMB, TST e TSMA são reconhecidos dentro da SF2-B, através da sucessão de paleoambientes de frente deltaica distal (TSMB), prodelta proximal (TST) e frente deltaica distal e proximal (TSMA). Possui um padrão de raio gama em forma de funil.

sequência deposicional 1.3 (Seq1.3)

Limita-se na base pela superfície SRT-1 e no topo pela SD, ocorrendo apenas no Poço 1-UN-24-PI, com 7m de espessura (fig. 3).

Corresponde à SF2-B, interpretada como paleoambiente de frente deltaica distal de um sistema costeiro-deltaico dominado por ondas, inserido em contexto de mar alto (TSMA), em progradação normal, indicado ainda pelo padrão de diminuição ascendente de argilosidade, observado no perfil de raios gama.

sequência deposicional 2.1 (Seq2.1)

Limita-se na base pela superfície SD e no topo pela SRT-2, ocorrendo nos dois poços estudados, com espessura máxima de 19,6m (fig. 3).

A Seq.2.1 contém tratos de sistemas transgressivos (TST), de mar alto (TSMA) e *falling stage* (FSST), os quais contêm fácies de um sistema marinho raso dominado por ondas.

Corresponde à SF3, onde o paleoambiente de antepraia inferior descreve tanto o TST quanto o TSMA, que é limitado acima pela superfície SRem-2, a qual o separa de um paleoambiente de antepraia superior, que descreve o FSST. Na base, uma camada decimétrica da fácies Ac(p), registrando influência fluvial, é sugestiva do registro incipiente de um TSMB no Poço 1-UN-04.

O padrão da curva de raios gama é basicamente um caixote, com picos relacionados à presença de abundantes intraclastos de argila, e apresenta valores um pouco mais baixos no intervalo do FSST.

sequência deposicional 2.2 (Seq2.2)

Limita-se na base pela superfície SRT-2 e no topo pela SRs-1, ocorrendo apenas no Poço 1-UN-04-PI, com espessura de 10,0m (fig. 3).

A Seq.2.2 contém tratos de sistemas transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA) indistintos, os quais contêm fácies de um sistema fluviodeltaico dominado por ondas. O TST e o TSMA são reconhecidos dentro da SF4-A, através da sucessão de paleoambientes de frente deltaica distal (TST) passando para proximal (TSMA), progradante, em regressão normal. O padrão da curva de raios gama comporta-se como um sino no intervalo inferior (TST), podendo ocorrer picos na base pela presença de intraclastos, seguidos por um padrão sutil em funil no superior (TSMA).

Na base, a presença de intraclastos na fácies Am é sugestiva do registro incipiente de um TSMB.

sequência deposicional 2.3 (Seq2.3)

Limita-se na base pela superfície SRs-1 e no topo pela SRT-3, ocorrendo apenas no Poço 1-UN-04-PI, com espessura de 4,0m (fig. 3).

A Seq.2.3 contém tratos de sistemas de mar baixo (TSMB) e transgressivo (TST), os quais contêm fácies de um sistema fluviodeltaico dominado por ondas. O TSMB e o TST são reconhecidos dentro da SF4-A, através da sucessão de paleoambientes de frente deltaica proximal, sob influência da desembocadura fluvial (TSMB), passando para influência marinha de antepraia com ondas (TSMA), em transgressão. O padrão da curva de raios gama mostra-se como um funil.

sequência deposicional 2.4 (Seq2.4)

Limita-se na base pela superfície SRT-3 e no topo pela SRs-2, ocorrendo apenas no Poço 1-UN-04-PI, com espessura de 8m (fig. 3).

A Seq.2.4 contém tratos de sistemas transgressivos (TST), de mar alto (TSMA) e *falling stage* (FSST), os quais contêm fácies de um sistema fluviodeltaico dominado por ondas.

Corresponde às sucessões SF4-B e SF4-C, onde o paleoambiente de frente deltaica distal dominado por ondas identifica o TST, enquanto a frente deltaica proximal, o TSMA, é limitada no topo pela SRb. A superfície basal de regressão

forçada (SRb), correspondente à *basal surface of forced regression (BSFR)* de Catuneanu (2003), limita acima um paleoambiente de barras de desembocadura deltaica retrabalhadas por ondas, que caracteriza o FSST.

Nesta sequência, o padrão do perfil GR é predominantemente em forma de caixa.

sequência deposicional 2.5 (Seq2.5)

Limita-se na base pela superfície SRs-2 e ocorre apenas no Poço 1-UN-04-PI com espessura de 7,5m (fig. 3). Seu topo não foi observado por estar acima da porção superior do intervalo de testemunhos descritos.

A Seq.2.5 contém tratos de sistemas de mar baixo (TSMB) e transgressivo (TST), os quais contêm fácies de um sistema fluviodeltaico dominado por ondas. O TSMB e o TST são reconhecidos dentro da SF-5, através da sucessão de paleoambientes de barras de desembocadura fluviais (TSMB) passando para influência marinha de antepraia com ondas (TSMA), em transgressão. O perfil de raios gama mostra um padrão em caixa, com picos localizados de radioatividade relacionados à presença de intraclastos de argila.

conclusões

Em um contexto de alta resolução estratigráfica, o intervalo analisado foi delimitado em oito sequências de quarta/quinta ordem e em duas sequências de terceira ordem pelo reconhecimento de uma série de superfícies-chave, incluindo superfícies transgressivas, de inundação, erosivas ou cronocorrelatas a erosões.

Associando fácies com variações relativas do nível do mar, foi demonstrada a passagem de sistemas deposicionais marinhos distais para sistemas costeiros que marcam o início da expressiva continentalização da bacia após o Carbonífero.

O modelo estratigráfico aqui aplicado para o intervalo do limite formacional Longá/Poti permite compreendê-lo em um contexto tectono-eustático causado por isostasia glacial durante o Eocarbonífero.

Permite ainda especular a ocorrência de arenitos potenciais reservatórios nas porções centrais da bacia por mecanismos de regressão forçada, como na porção superior da Formação Longá. Tais

reservatórios podem constituir corpos de arenitos isolados, selados por pelitos de inundação marinha, representando possibilidades reais de traqueamento estratigráfico em um *play* envolvendo um sistema petrolífero especulativo.

As sucessões de fácies foram estabelecidas com a intenção de serem reconhecidas regionalmente em futuras correlações que permitam identificar e posicionar estratigraficamente o evento glacial indicado, assim como a previsibilidade da ocorrência de corpos arenosos isolados em direção aos depocentros da bacia.

agradecimentos

Os autores agradecem ao quarto distrito do DNPM e ao convênio UFRJ/PRH-ANP/MCT n.18, essenciais à realização deste projeto de pesquisa, assim como aos comentários de dois revisores.

referências bibliográficas

AGUIAR, G. A. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v.3, p. 113- 122.

ALBUQUERQUE, O. R.; DEQUECH, V. Contribuição para a geologia do Meio-Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil: In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2., 1946, Petrópolis. **Anais...** Rio de Janeiro: C. M. Junior, 1946. v. 3, p. 69-109.

ALENCAR, B. V.; BORGES, M. S.; GÓES, A. M. Contribuição Estratigráfica para uma nova visão paleomagnética das formações Cabeça, Longá e Potí (Bacia do Parnaíba), nas regiões centro-oeste e nordeste do estado do Piauí. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 5., 1997, São Paulo. **Resumos expandidos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1997. v. 2, p. 991-992.

- BANN, K. L.; FIELDING, C. R. An integrated ichnological and sedimentological comparison of non-deltaic shoreface and subaqueous delta deposits in Permian reservoir units of Australia. In: MCILROY, D. (Ed.) **The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis**. London: The Geological Society, 2005. p. 273-310. (Special Publications, 228).
- BORGHI, L. **Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional**. Rio de Janeiro: Museu Nacional, 2000. 26 p. (Geologia, 53).
- CAMPBELL, D. F.; ALMEIDA, L. A.; SILVA, S. O. **Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional do Petróleo, 1949. 160 p. (Boletim, 1).
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 1984. 583 f. Tese (Doutorado)–Department of Geological Science, University of California, Santa Barbara, 1984.
- CAROZZI, A. V.; FALKENHEIN, F. U. H.; VARNEIRO, R. G.; ESTEVES, R. E.; CONTREIRAS, C. J. A. **Análise ambiental e evolução tectônico-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP, 1975. p. 1-48. (Ciência Técnica Petróleo, 7).
- CASTELO BRANCO, R. M. G.; COIMBRA, A. M. Contribuição ao conhecimento tectono-magmático da borda sul da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Boletim...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 2, p. 84.
- CATUNEANU, O. **Sequence Stratigraphy of clastic systems**. St. John's: Geological Association of Canada, 2003. 248 p. (Short Course Notes, 16).
- CRUZ, W. B.; ABOARRAGE, A. M.; SANTOS, M. E. C. M. **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba**: relatório de progresso das etapas II e III. Recife: DNPM/CPRM, 1973. 2 v.
- CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado)–Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.
- DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. 1990. 243 f. Tese (Doutorado)–Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- FERNANDES, A. C. S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I. S.; ABREU, C. J. **Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil**. Rio de Janeiro: Interciência, 2002. 260 p.
- GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. 171 f. 1995. Tese (Doutorado)–Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.
- GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, 1994, v. 8, n. 1, p. 57-67.
- IANNUZZI, R. **Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba**. 233 f. 1994. Tese (Mestrado)–Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- LEITE, J. F.; ABOARRAGE, A. M.; DAEMON, R. F. **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba**. Recife: CPRM, 1975. 5 v. Relatório técnico.
- LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**. Recife: CPRM, 1978. 16 v. Relatório técnico.
- LOBATO, G. **Estratigrafia de alta resolução no intervalo do limite formacional Longá/Poti (Neodevoniano/Eocarbonífero) em testemunhos de sondagem da Bacia do Parnaíba**. 111 f. 2007. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação)–Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- MELO, J. H. G. The Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE DEVONIAN SYSTEM, 2., 1988, Calgary. **Devonian of the world: proceedings...** Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1988. p. 669-703. v. 1.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production**, Pau, v. 22, n. 1, p. 13-33, Sept. 1998.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Visean miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, Northern Brazil). **Review of Paleobotany and Palynology**, Amsterdam, v. 112, n. 1-3, p. 147-165, Oct. 2000.

MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 48, n. 9, p. 1475-1512, Sept. 1964.

OLIVEIRA, C. M.; PINHEIRO, J. A. D.; FARIA JR., L. E. C.; SIQUEIRA, N. V. M. Considerações sobre a mineralogia, a geoquímica e o ambiente de deposição da Formação Longá, Devoniano da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 10, p. 4607-4620.

PLAYFORD, G.; BORGHI, L.; LOBATO, G.; MELO, J. H. G. Palynological dating and correlation of Early Mississippian (Tournaisian) diamictite sections, Parnaíba Basin, northeastern Brazil. **Revista Española de Micropaleontologia**, Madrid, v. 44, n. 1-3, p. 1-22, enero/dic. 2012.

PLINT, A. G.; NUMMEDAL, D. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: HUNT, D.; GAWTHORPE, R. L. (Ed.). **Sedimentary response to forced regression**. London: The Geological Society, 2000. p. 1-17. (Special Publication, 172).

READING, H. G.; COLLINSON, J. D. Clastic Coasts. In: READING, H. G. (Ed). **Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy**. 3rd. ed. Chichester: Wiley-Blackwell, 1996. p. 154-231.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luis**: reconstituições paleobiológicas. Rio de Janeiro: CPRM, 2004. 1 CD ROM.

expanded abstract

The Parnaíba basin is a large and elongated intracratonic basin in northeastern Brazil composed basically of Paleozoic rocks (fig. 1). It was considered one of the most geologically unknown among Brazilian sedimentary basins, essentially because of its negligible mineral and energetic resource exploration history, which has increased over the last few years.

Placed in the uppermost interval of Canindé Group, the Longá and Poti formations (Famenian to Visean in age), are considered as the final transgressive-regressive cycle of the second order Devonian Sequence described by Góes & Feijó (1994).

In order to test detailed stratigraphic models, not common in this interval (Devonian/Carboniferous in the Parnaíba basin), this study shows a high resolution sequence stratigraphy model, founded on a previously established facies model based on core description of wells located at the eastern border of the basin (fig. 2). Focused on the identification of stratigraphic surfaces with chronostratigraphic significance, stacking patterns and genetic interrelations, the described interval covers the boundary between the uppermost part of the Longá Formation and the lowermost part of the Poti Formation in subsurface. This interval may appear as a potential play for oil exploration (Lobato, 2007).

The facies analysis was made considering 181m of detailed core description (in the 1:40 scale) from 1-UN-04-PI and 1-UN-24-PI wells, which were drilled during the Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite et al., 1975). For complete descriptions, please see Lobato (2007).

Figure 3 presents the 1-UN-04-PI and 1-UN-24-PI well descriptions, in which 13 sedimentary facies are characterized including 10 lithofacies and 3 ichnofacies (fig. 4). A brief facies description and interpretation is shown in table 1, and table 2 shows the description of 9 facies successions defined in this study.

It was possible to identify four depositional systems based on the facies descriptions and vertical associations. They consist of two systems (glacio-marine and wave dominated deltas) placed at the upper portion of the third order sequence, while two others (wave dominated shallow marine

and wave dominated fluvio-deltaic systems) at the base of this sequence (fig. 5).

The systems interpreted here can be seen as small parts related to one of a larger scale, a wave-dominated delta. In this major system, the distinction between sub-scale elements, coastal and deltaic (both wave dominated), can be very difficult based just on lithofacies analysis. Due to the strong reworking mechanism in both deposits, the produced recordings, like fore-shore and shore-face, are very similar to delta-front (Reading and Collinson, 1996).

It is important to identify syneresis cracks, sub-facies Hl(s) and Hw(s) and the presence of ichnofacies CZe, which indicate ambient stress caused by salinity and turbidity variations (Bann & Fielding, 1995). The presence of siderite/ankerite in several facies indicates chemistry variations, probably due to continental water inflow.

Two third order depositional sequences (Seq1 and Seq2) were identified by an unconformity surface (SD) at the boundary. In the lower sequence, three major order sequences (Seq1.1–Seq1.3) were defined. In the upper sequence, there were five sequences (Seq2.1–Seq2.5) where subaerial unconformity (SRs), Regressive-Transgressive (SRT) or marine erosion regressive surface (SRem) boundaries (fig. 6) can be recognized.

Additionally, forced regression basal surface (SRb), regressive surface of marine erosion (SRem), Transgressive Surface (ST) and Maximum flooding surface were identified in higher-order sequences, based on the higher-order sequence stratigraphy model described by Plint and Numedal (2000); as well as the Catuneanu (2003) model for regressive surfaces (SRs, SRb and SRem).

The SD surface, a third order sequence boundary, is correlated to the Longá-Poti formational boundary, in which Melo & Loboziak (2000) identified a hiatus from the upper Tournaisian to the lower Visean. This surface was recognized as erosive and associated with a fluvial incision. To the top, a transgressive facies succession (SF3, Seq2.1) is in "onlap" at this surface.

The hierarchical relationship of the sequences (fourth/fifth order or at maximum, short third ~1 Ma) was established based on the sequence's physical scale without visible major erosions (4m to 20m) considering that the interval studied is approximately from early Tournaisian to Medium

Visean according to Melo & Loboziak (2000) and Playford et al. (2012).

The higher sequence boundaries were identified as forced regressive surfaces (SRem, SRT and SRs). The SRem-1 represents an abrupt erosive contact between SF2-A and SF2-B caused by intense marine reworking where the maximum regression seems to be different from what occurred to the SRem-2 (SF3), in which only the initial regression is preserved. These surfaces are correlated by Catuneanu (2003) to regressive surfaces of marine erosion (RSME), as the regressive-transgressive surfaces are correlated to maximum regressive surfaces (MRS), and are amalgamated with transgressive surfaces at the succession boundaries SF2-B, SF-3 and SF4-A, and SF4-A and SF4-B. The subaerial unconformities of regressive surfaces (SRs-1 and SRs-2) are correlated to the subaerial unconformities (SU) from Catuneanu (2003) and occur between the facies successions SF4 A by facies Ac(p), and between facies successions SF4-C and SF5 by the superimposition of coarse grained fluvial distributary facies (delta front).

In a higher resolution context, the analyzed interval was subdivided into 8 depositional sequences of fourth/fifth order and two third order by the recognition of several stratigraphic surfaces, including transgressive, flooding and crono-correlated.

The stratigraphic model applied to the Longá-Poti boundary formation can be understood within a tectono-eustatic context due to glacial isostasy at the end of the Devonian and beginning of Carboniferous periods, modulated by high order sea level changes.

This model allows speculation about the existence of isolated sand bodies in the depocenters of the Parnaíba basin by the forced regression mechanism, which explains the Longá-Poti boundary formation and the potential model of good sandy reservoir accumulations in a speculated oil system.

autores



Gustavo Lobato

Petrobras
Exploração
Ativos Exploratórios Mar
Ativos Margem Equatorial

gustavolobato@petrobras.com.br

Gustavo Lobato é graduado em Geologia (2007) e Mestre em estratigrafia e sedimentologia (2010) pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Em 2007, ingressou na empresa Petroleum Geoscience Technology Ltda (PGT), onde trabalhou com mapeamento sismoestratigráfico regional das bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba, e na interpretação e avaliação de blocos exploratórios da Bacia de Santos. Em setembro de 2008, ingressou na Petrobras, tendo trabalhado inicialmente no acompanhamento geológico de campo nas bacias de Sergipe e Alagoas por dois anos. Atua na interpretação e avaliação de oportunidades exploratórias das bacias da Margem Equatorial Brasileira.



Leonardo Borghi

Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)
Instituto de Geociências.
Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed).

lborghi@geologia.ufrj.br

Leonardo Borghi é graduado (1989), Mestre (1993) e Doutor (2002) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. É professor adjunto da UFRJ, onde leciona, orienta (graduação e pós-graduação) e desenvolve pesquisa em diversas áreas da geologia sedimentar, além de coordenar o Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed). São linhas de estudo a complexidade em geologia sedimentar, fácies sedimentares e arquitetura deposicional, e a biossedimentologia. Em termos aplicados, investiga modelos deposicionais análogos e a qualidade de rochas reservatório e selante em sistemas petrolíferos.