

Análise de fácies e revisão da estratigrafia de seqüências da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná - ênfase nos arenitos do Membro Tibagi

Facies analysis and sequency stratigraphy review of Ponta Grossa formation, Paraná Basin - emphasis on the Tibagi Member sandstones

Ary Gustavo Candido | Sidnei Pires Rostirolla

resumo

Estudos litoestratigráficos da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná) apontam para o reconhecimento de três membros, denominados do mais antigo para o mais novo: Membro Jaguariaíva, Membro Tibagi e Membro São Domingos. O presente trabalho estuda a formação como um todo, porém, com destaque para o Membro Tibagi. Diferenciando-se dos demais membros, que são predominantemente pelíticos, o Membro Tibagi é de composição arenosa e nele foram descritas as seguintes fácies: tempestade distal, tempestade proximal, barra de desembocadura deltaica e correntes litorâneas. A disposição destas fácies, formadas em ambiente transicional e marinho, revela uma sedimentação com caráter progradacional, iniciado em ambiente plataformal raso, com forte influência de tempestades e recoberto por depósitos de barra de desembocadura deltaica em que, por fim, predominou o processo de correntes de deriva litorânea. A partir da análise de litofácies e de comparação entre

perfis gamaespectrométricos de afloramentos e perfis geofísicos de poços, a formação foi dividida em duas seqüências deposicionais. Destaca-se a seqüência superior, onde se propõe que os arenitos do Membro Tibagi representem depósitos formados em um trato similar ao trato de sistemas de margem de plataforma. Utilizou-se este trato de sistema (elaborado para bacias de margem passiva e não para bacias do tipo rampa, como no caso da Bacia do Paraná), por propiciar boas explicações para o entendimento da progradação deltaica associada à deposição de tal intervalo, elucidando questões referentes ao comportamento do nível relativo do mar, ao aporte sedimentar, e ao empilhamento estratigráfico. Por fim, foram feitas comparações entre modelos estratigráficos existentes, cujo intuito foi colocar em pauta o relevante assunto e assim tentar promover novas discussões sobre a estratigrafia de seqüências da Formação Ponta Grossa.

(originais recebidos em 03.10.2007)

Palavras-chave: análise de fácies | estratigrafia de seqüências | Formação Ponta Grossa | Membro Tibagi | Bacia do Paraná

abstract

Lithostratigraphic studies of Ponta Grossa Formation (Devonian – Paraná Basin) suggest the recognition of three members, denominated: Jaguariaíva Member, Tibagi Member and São Domingos Member. This work studies the formation as a whole, but predominantly the Tibagi Member, the most controversial, regarding its stratigraphic genesis. Differing from the other members, that are predominantly pelitic, the Tibagi Member has a sandy composition with the facies; distal storm, proximal storm, deltaic outlet bars and littoral drift currents. The disposition of these facies, formed in

marine transitional environment, reveals deposition with a progradational array, beginning in shallow platformal environment, with strong storm influence, and covered by deltaic outlet bar deposits. Finally, the coastal drift currents process prevailed. Based on the facies analysis and the comparison between gamma-ray profiles of outcrops and geophysical profiles of wells, the formation was divided in two depositional sequences. In the upper sequence, where it is suggested that Tibagi Member sandstones represent deposits formed in a tract similar to a shelf-edge systems tract. This system tract was used (elaborated for passive margin basins, and not for ramp type basins, as the Paraná Basin), to have the possibility of obtaining good explanations to

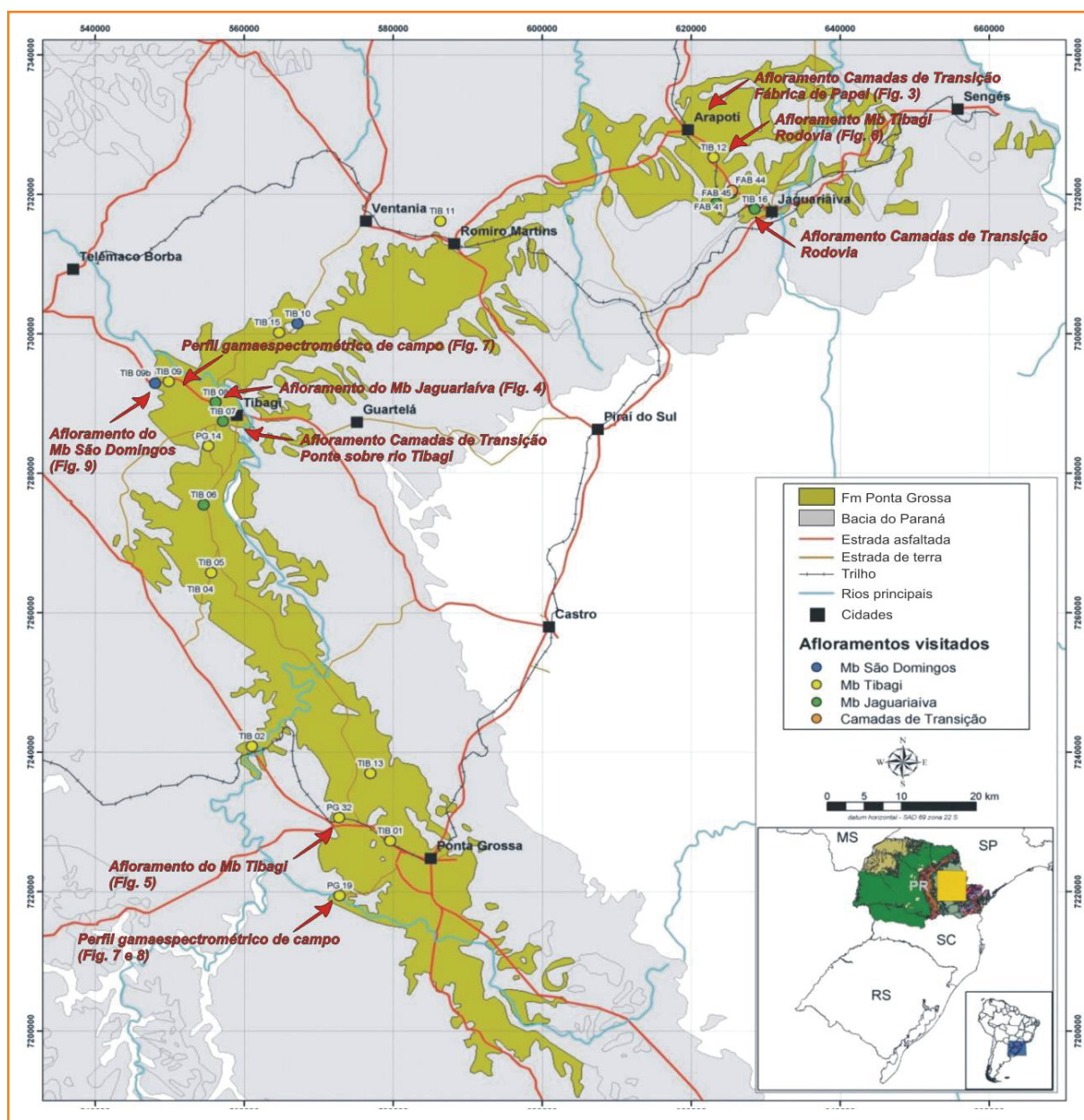


Figura 1
Mapa de localização da área de estudo.

Figure 1
Situation map of the study area.

understand the deltaic progradation associated with the deposition of that interval, clarifying issues referring to the relative sea level behavior, to the sedimentary contribution, and to the stratigraphic pile up. Finally, comparisons were made with existing stratigraphic models, with the aim to establish a discussion on this important subject in order to promote new debate on the Ponta Grossa Formation stratigraphic sequences.

(expanded abstract available at the end of the paper)

Keywords: facies analysis | stratigraphic sequence | Ponta Grossa Formation | Tibagi Member | Paraná Basin

introdução

O estudo de estratigrafia de seqüências na Bacia do Paraná tem sido um grande desafio para a comunidade científica por se tratar de uma bacia de grande extensão territorial, com poucas informações de subsuperfície e com carência de conectividade entre os trabalhos já realizados. Apesar destas dificuldades, a aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências faz-se fundamental no estudo desses terrenos sedimentares, seja com o propósito de prospecção de bens minerais e energéticos, mapeamento básico ou no que se refere à pesquisa acadêmica.

Com relação à Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), poucos foram os autores (Assine, 1996; Bergamaschi, 1999; Pereira, 2000) que abordaram detalhadamente seus registros no âmbito da estratigrafia de seqüências.

O objetivo deste trabalho é avaliar a Formação Ponta Grossa e seus respectivos membros (Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos) à luz desta técnica de análise estratigráfica. Concomitantemente, pretende-se lançar comentários e discussões a este respeito, almejando-se reavivar os estudos e debates sobre este tema extremamente interessante.

área de estudo

Em superfície, a área de estudo compreende toda a extensão de afloramentos da Formação Ponta Grossa no flanco leste da Bacia do Paraná (PR) (fig. 1).

Em subsuperfície, a área de estudo compreende toda a extensão de ocorrência da Formação Ponta Grossa na porção brasileira e parte da porção paraguaia da Bacia do Paraná. A base de dados de subsuperfície é exclusivamente referente a todos os perfis dos poços perfurados pela Petrobras e pela Paulipetro que atravessaram a Formação Ponta Grossa.

método de trabalho

A principal ferramenta utilizada para a avaliação dos elementos da estratigrafia de seqüências foi a análise dos perfis de raios gama provenientes dos poços. Também foram empregados perfis gamaespectrométricos obtidos junto aos afloramentos detalhados estratigraficamente em campo, no Estado do Paraná (Candido, 2007). Com isso, pôde ser feita a comparação entre curvas e correlação entre os intervalos de subsuperfície (poços) e seções aflorantes, aplicando-se o conceito de modelos análogos.

Consultas a trabalhos anteriores (Assine, 1996; Bergamaschi, 1999; Pereira, 2000) também foram realizadas com o objetivo de assimilar, analisar e refinar idéias de estudos prévios.

contextualização geológica da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica, cuja história geológica estende-se do Ordoviciano ao Cretáceo. De acordo com Milani *et al.* (1994), durante este intervalo de tempo desenvolveram-se seis superseqüências (fig. 2) delimitadas por discordâncias causadas por eventos erosivos. Estas erosões, com ampla extensão regional, foram originadas por eventos tectônicos (internos e externos à bacia) e também por variações locais e globais no nível do mar.

Como ilustra a figura 1, a Formação Ponta Grossa faz parte da superseqüência Paraná (Milani, 1997) e estende-se por boa parte da bacia. Seus depósitos foram formados entre o Emsiano (407 Ma) e o Frasniano/Fameniano (360 Ma), segundo a escala

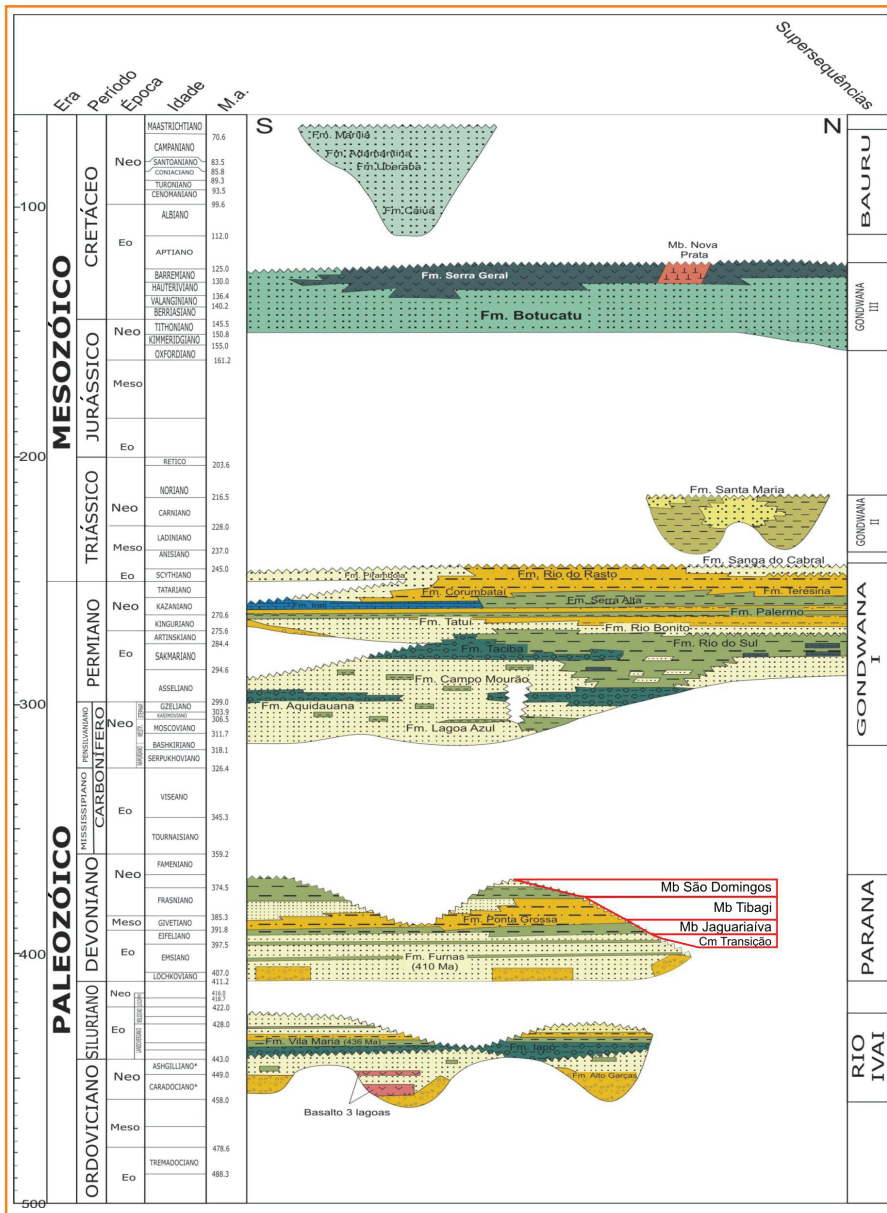


Figura 2

Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Paraná (Milani, 2004).

Figure 2

Chrono-stratigraphic diagram of the Paraná Basin (Milani, 2004).

geocronológica de Gradstein e Ogg (2004). Neste intervalo de tempo, a Bacia do Paraná experimentou um importante afogamento marinho, o que resultou na deposição das argilas fossilíferas (folhelhos) que constituem os membros Jaguaraiá e São Domingos, porém com um pulso arenoso intermediário conhecido como Membro Tibagi.

litoestratigrafia e litofácies da Formação Ponta Grossa

camadas de transição

As camadas de transição foram propostas por Petri (1948) e correspondem a uma zona intercalada de folhelhos, siltitos e arenitos finos dispostos na passagem entre os arenitos costeiros do topo da Formação Furnas e os folhelhos marinhos da base da Formação Ponta Grossa.

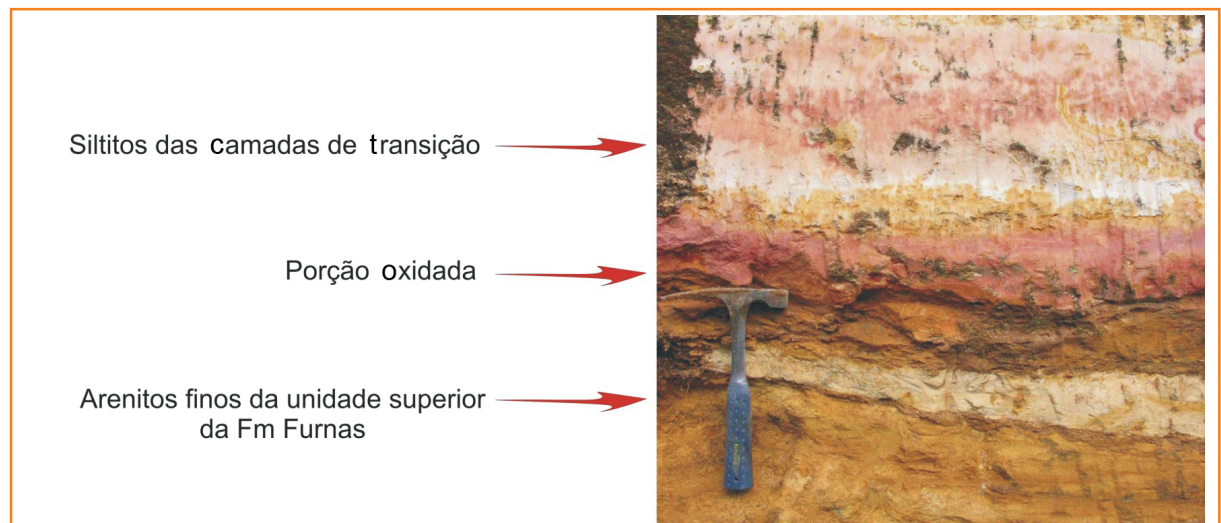
É de longa data a discussão a respeito de sua gênese. Autores como Petri (1948), Lange e Petri (1967), Soares *et al.* (1978), Soares (1992) e Milani *et al.* (1994) sustentam a idéia de uma passagem gradativa entre as duas unidades litoestratigráficas.

Figura 3

Camadas de transição contendo crostas oxidadas e feições erosivas. Ponto da fábrica de papel de Arapoti.

Figure 3

Camadas de transição contendo crostas oxidadas e feições erosivas. Ponto da fábrica de papel de Arapoti.



Contudo, Bigarella e Salamuni (1967) postulam a existência de uma superfície de discordância, idéia revigorada por Zalán *et al.* (1987) que sugeriram um hiato de 10 Ma no contato entre as duas formações.

No presente trabalho, as camadas de transição foram descritas em três afloramentos. Na rodovia PR-092, a cerca de 6 km após a cidade de Jaguariaíva, seguindo para Arapoti, foram medidos 25 m de espessura das camadas de transição, e nelas não foram observados quaisquer indicativos de discordância. Por outro lado, na PR-340 junto à ponte sobre o Rio Tibagi, na cidade de Tibagi, e na estrada de acesso à fábrica de papel de Arapoti, foram descritos intervalos com menos de 1 m na base das camadas de transição composto por arenitos de granulação fina-média com intraclastos de argila e importantes níveis com concreções ferruginosas (fig. 3). Os intraclastos de argila e as concreções ferruginosas poderiam indicar a atuação de eventos erosivos que, por sua vez, poderiam ter delineado superfícies de discordância.

Apesar da existência de tais evidências, aparentemente não houve grande perda de seção da Formação Furnas. Além disso, o fato destas evidências não serem observadas no afloramento da rodovia en-

tre Arapoti e Jaguariaíva, que está localizado entre os pontos da fábrica de papel de Arapoti e a cidade de Tibagi, pode sugerir que o fenômeno erosivo e a discordância associada seriam de pequena magnitude, talvez com exposição em alguns poucos setores da bacia, dependendo da paleogeografia (Candido, 2007).

Membro Jaguariaíva

O Membro Jaguariaíva assenta-se concordantemente sobre as camadas de transição e possui espessura média de 100 m. É constituído por folhelhos cinza, micáceos, fossilíferos e piritosos, por vezes bioturbados. As estruturas predominantes são as laminações plano-paralelas geradas por decantação (fig. 4a), estratificações cruzadas geradas por ondas e feições heterolíticas, além de laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*) formadas em momentos de maior aporte sedimentar com combinação de decantação e tração.

Os poucos níveis arenosos (fig. 4b) ocorrem em bancos centimétricos e são de granulação muito fina.

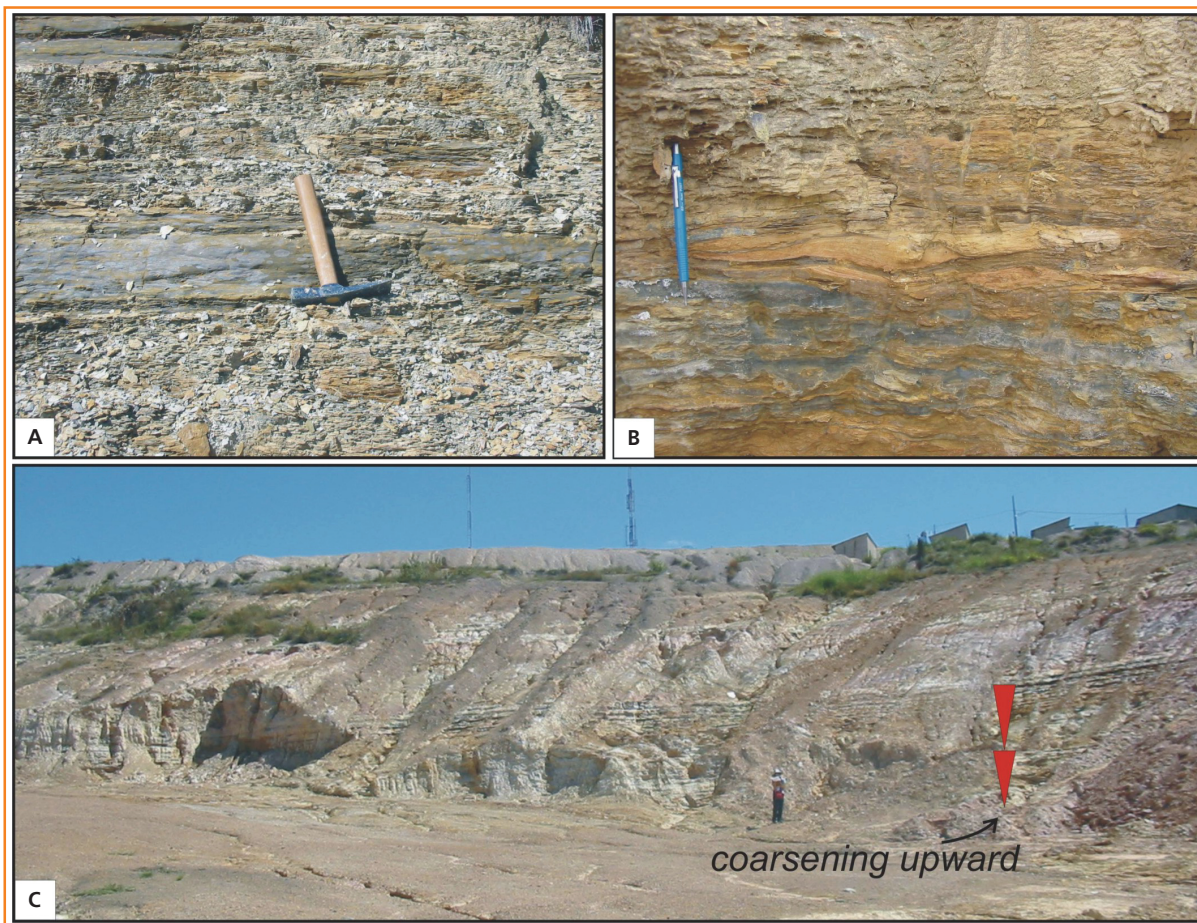


Figura 4

Fotografias ilustrando o aspecto típico dos folhelhos do Membro Jaguariaíva.

Figure 4

Photographs illustrating the typical aspect of the Jaguariaíva Member shales aspect.

Alguns corpos são de ocorrência isolada e refletem momentos episódicos de maior energia com lançamento de material para dentro de uma plataforma rasa, sujeita à ação de tempestades e/ou correntes de fundo. Outros corpos arenosos são contínuos lateralmente e registram sutil engrossamento para o topo (*coarsening upward*), que foram interpretados como paraseqüências inseridas num contexto marinho transgressivo. Em afloramento estes corpos são visualmente reconhecidos pela maior proeminência entre camadas devido a maior resistência das areias à erosão (fig. 4c).

Num contexto geral, pode-se dizer que os depósitos do Membro Jaguariaíva foram sedimentados em plataforma externa, abaixo do nível de ações de ondas de bom tempo, com baixa energia. Eventualmente, porém, ocorriam chegadas de pequenos conjuntos progracionais arenosos, podendo ser interpretados como depósitos de barras de desembocadura distais relacionados a um maior influxo sedimentar ocorrido em momentos de tempestade.

Membro Tibagi

Este membro é o mais arenoso e possui em média 130 m de espessura, podendo alcançar 250 m em alguns depocentros (Candido, 2007). Litologicamente é constituído por arenitos finos a muito finos, ricos em fósseis que sugerem ambiente marinho raso.

Tanto em afloramento quanto em perfis geofísicos de poços (raios gama), o empilhamento apresenta padrão granocrescente ascendente, cujos ciclos iniciam com folhelhos e siltitos com laminações cruzadas produzidas pela atuação de onda. Estes pelitos foram progressivamente recobertos por intercalações de arenitos muito finos que, para o topo, chegam a arenitos de finos a médios com estratificações cruzadas truncantes (*hummocky*), cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e estratificações cruzadas de pequeno porte.

A deposição dos litotipos desta unidade é considerada como ocorrida em ambiente transicional associado a um sistema deltaico com forte influência de ondas, em profundidades variando de 5 a 20 m.

Nos trabalhos de campo foram descritas quatro diferentes associações litofaciológicas de arenitos:

fácies de tempestade distal

Composta por arenitos muito finos, micáceos, com estratificações cruzadas truncantes (*hummocky*) de pequeno e médio porte. Estes corpos encontram-se dispostos em bancos de 1 a 3 m de espessura, com base abrupta sobre substrato pelítico. Em direção ao topo, observa-se significativa diminuição de granulometria (fig. 5) e intensa bioturbação.

As relações litofaciológicas permitem interpretar que estes corpos foram depositados em ambiente transicional com influência deltaica, em águas rasas abaixo do nível de ação de ondas de bom

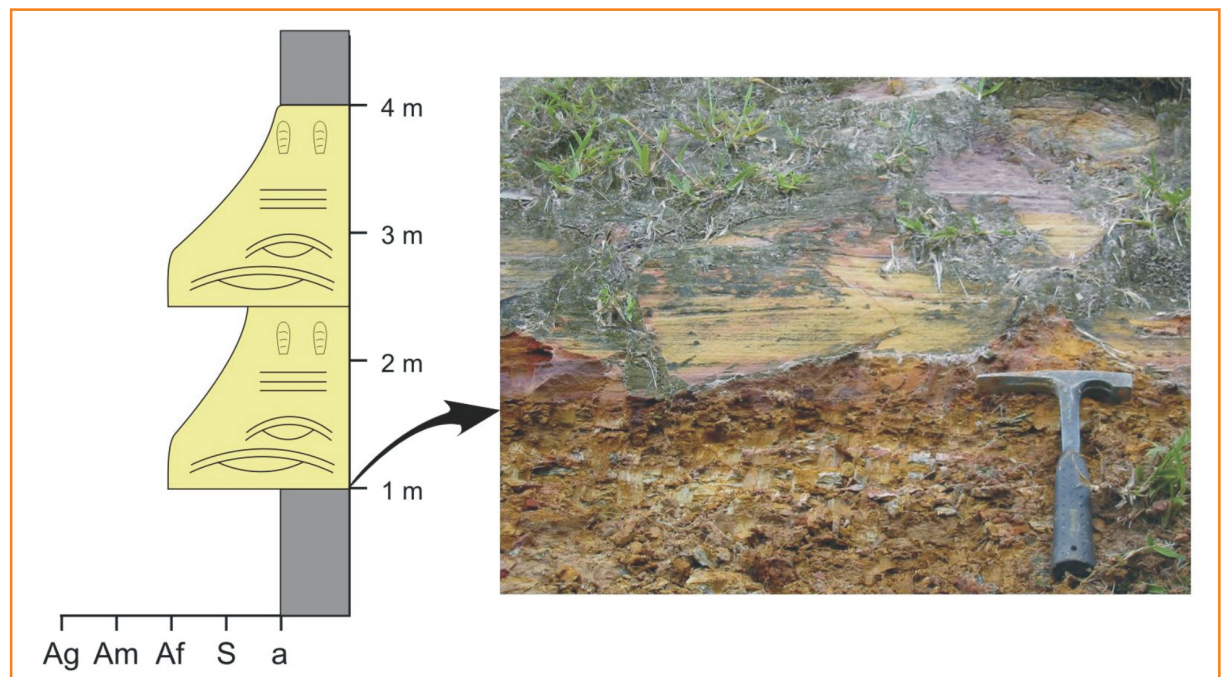


Figura 5

Corpos arenosos de fácies de tempestade distal.

Figure 5

Sandy bodies of distal storm facies.

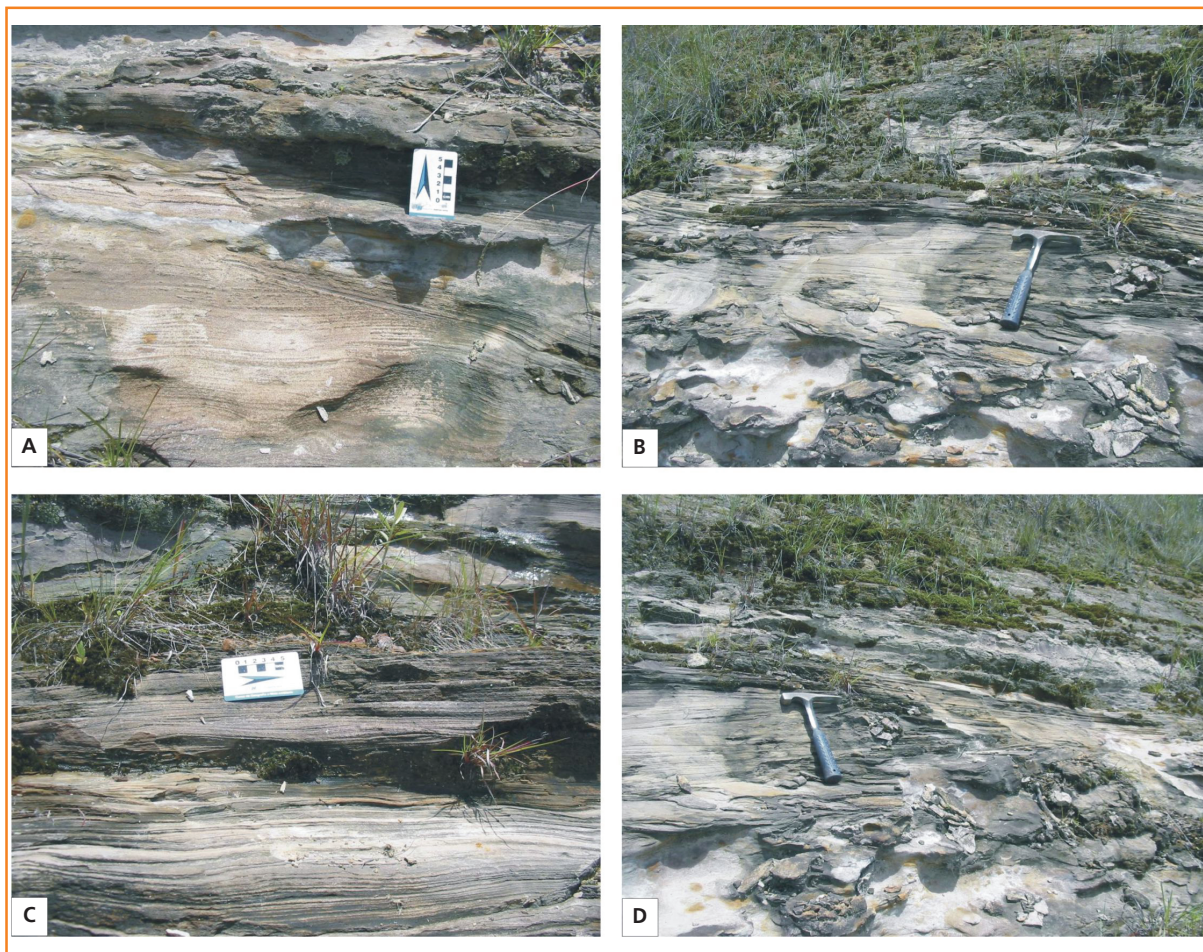


Figura 6

Características dos arenitos das fácies de tempestade proximal: A) estratificação cruzada combinada com pequenos *climbing ripples*; B) estratificação cruzada *hummocky* de grande porte; C) estratificação plano-paralela combinada com suaves ondulações *climbing ripples*; D) estratificação cruzada de baixo ângulo em mergulhos variados com truncamentos por ondas - *swaley cross stratification*.

Figure 6

Characteristics of the sandstones of proximal storm facies: A) crossed bedding stratification combined with small *climbing ripples*; B) great load *hummocky stratification*; C) *plan-parallel bedding* combined with small *climbing ripples*; D) *swaley cross stratification*.

tempo. O processo de transporte deu-se por ação de ondas de alta energia que retrabalhou o material proximal e o lançou plataforma adentro, erodindo os folhelhos do substrato. Ao término da tempestade, a bonança teria propiciado a decantação de finos em sua parte superior.

fácies de tempestade proximal

É composta por arenitos muito finos, micáceos, bioturbados, com estratificações cruzadas truncantes (*hummocky*) de médio porte, estratificações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e predomínio de estratificações cruzadas de baixo ângulo em mergulhos e truncadas por ondas (*swaley cross stratification*) (fig. 6).

Os corpos arenosos dispõem-se amalgamados e foram depositados em ambiente deltaico, acima do nível de ação de ondas de bom tempo, com constante ação de tempestades. Além disso, interpreta-se que havia ação de correntes litorâneas, configurando a combinação de fluxos oscilatório e unidirecional.

fácies de barra de desembocadura deltaica

Composta por arenitos e pelitos intercalados cujo empilhamento tem tendência geral de aumento da proporção de areia em direção o topo. Na base ocorrem siltitos micáceos (figs. 7 e 8a), com laminação plano-paralela, estrutura *linsen* e pequenas laminações cavalgantes (*climbing ripples*). Marcas onduladas simétricas também ocorrem e apresentam direção principal WNW-ESE, indicando paleocosta com posição NNE-SSW (Candido, 2007). Gradativamente aparecem níveis arenosos com 5 a 15 cm de espessura e extensão lateral de 1 a 4 cm.

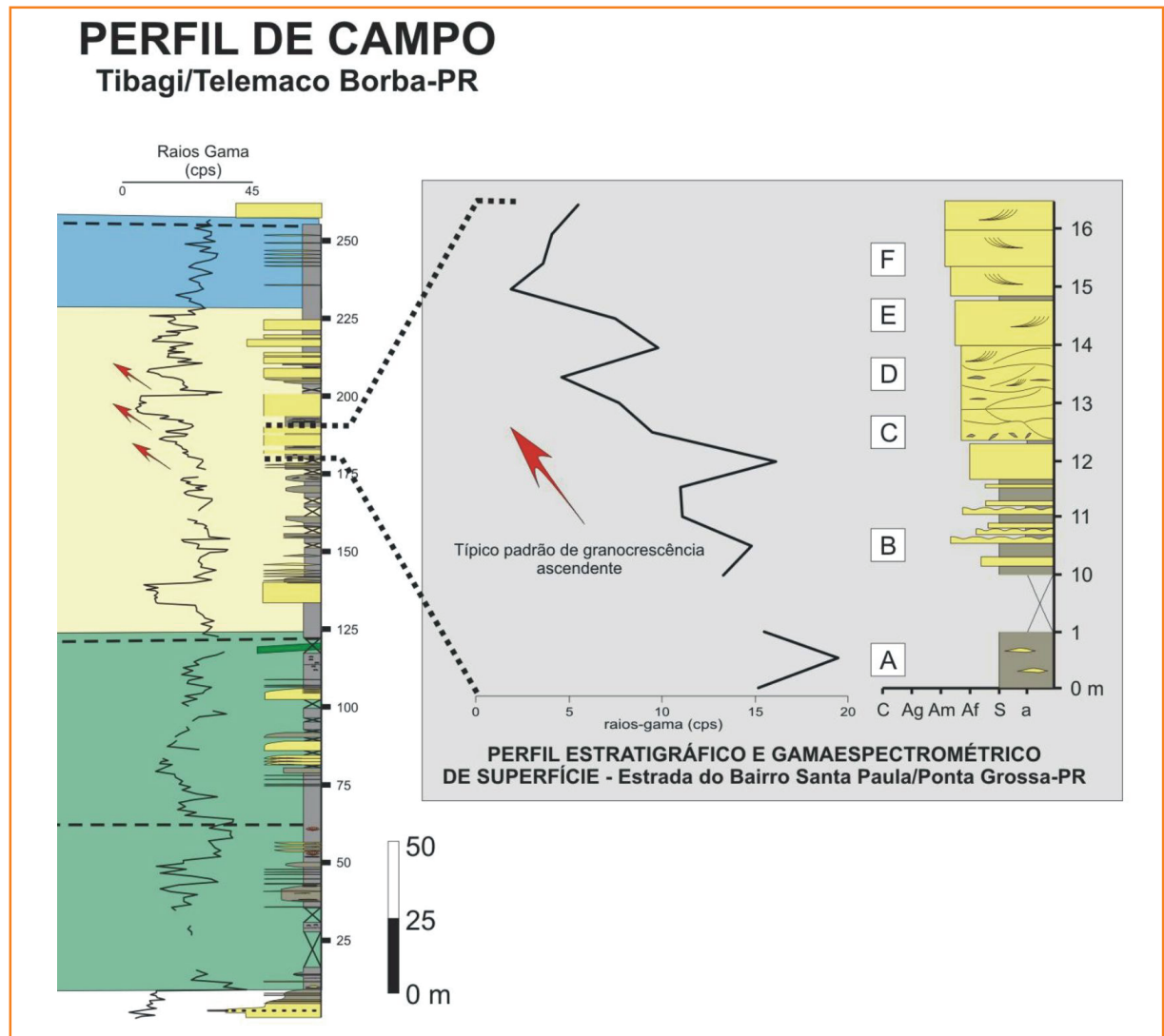
Os níveis arenosos possuem base abrupta sobre os pelitos, sugerindo momentos de escavação e subsequente deposição dos clastos de argila (fig. 8b). Progressivamente, os níveis arenosos tornam-se predominantes com espessuras de 20 cm a 40 cm e continuidade lateral de 5 a 10 m, apresentando padrão interno ora granocrescente, ora granodecrescente ascendente (fig. 8c) e elevada seleção granulométrica. No topo, esta porção é composta por material pelítico com

Figura 7

Perfil estratigráfico e gamaespectrométrico mostrando o empilhamento das fácies de barra de desembocadura deltaica e de correntes de deriva litorânea.

Figure 7

Stratigraphic and gamma-ray profile showing the pile up of the deltaic outlet bars facies and littoral drift current facies.



estratificações onduladas cavalgantes (*climbing ripples*) e marcas onduladas assimétricas aparentemente formadas por combinação de fluxo oscilatório e unidirecional (fig. 8d).

As características assinaladas sugerem deposição em ambiente marinho não confinado, sujeito a um moderado influxo sedimentar em processos de deposição rápidos como fluxos de alta densidade. O arranjo granocrescente ascendente revela sedimentação com caráter progradacional. Tais condições ocorrem em barras de desembocadura de frente deltaica relativamente distantes da planície deltaica.

fácies de correntes litorâneas

Recobrimdo abruptamente as fácies de barras de desembocadura deltaica, ocorrem as fácies indicativas de correntes litorâneas, compostas por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de

pequeno a médio porte (fig. 8f), sem presença de pelitos formando corpos arenosos amalgamados (fig. 8e). Apesar de granulometricamente mais grossos, são menos selecionados e mais imaturos, tanto do ponto de vista mineralógico quanto textural, do que aqueles arenitos da fácies de desembocadura. Assim, a presente fácies representaria aporte de sedimentos de diferente fonte. O processo de transporte provavelmente relaciona-se a correntes de deriva litorânea, situação salientada pelo fato das paleocorrentes deste horizonte apresentarem sentido para SW, ou seja, subparalela à direção da paleocosta de direção NNE-SSW.

Membro São Domingos

Trata-se de folhelhos negros com laminação plano-paralela, por vezes maciços e extremamente ricos

em fósseis. Este intervalo registra uma das mais importantes inundações marinhas da Bacia do Paraná (Assine, 1996).

Apesar de relativa profundidade, é comum encontrar intercalações decimétricas de arenito fino com grande continuidade lateral (fig. 9). Estes corpos exibem estratificações cruzadas de pequeno porte e marcas onduladas assimétricas. A deposição destes sedimentos provavelmente foi constante, onde as areias proximais eram remobilizadas e lançadas bacia adentro por processos repentinos de intensa energia, provavelmente em fluxos de turbidez muito diluídos.

O Membro São Domingos é a unidade que foi mais afetada pelo processo erosivo ocorrido no Carbonífero e, por isso, grande parte do seu registro foi perdida. O poço localizado nas cercanias da cidade de Apucarana (PR) (2-AP-1-PR) (fig. 10) registra a mais completa seção do membro, sendo 266 m de espessura de pelitos e 92 m de arenitos. Estes areni-

tos ocorrem no topo da unidade e sua origem é pouco conhecida.

estratigrafia de seqüências

os conceitos clássicos e a Formação Ponta Grossa

Muitos foram os autores que subdividiram a coluna litológica da Bacia do Paraná em ciclos de segunda ordem. Existem diferenças entre as várias proposições e estas se devem ao fato de que os modelos clássicos de estratigrafia de seqüências normalmente são baseados em bacias de margem passiva de idade mais jovem que o Jurássico. As conformações dessas bacias, geralmente associadas

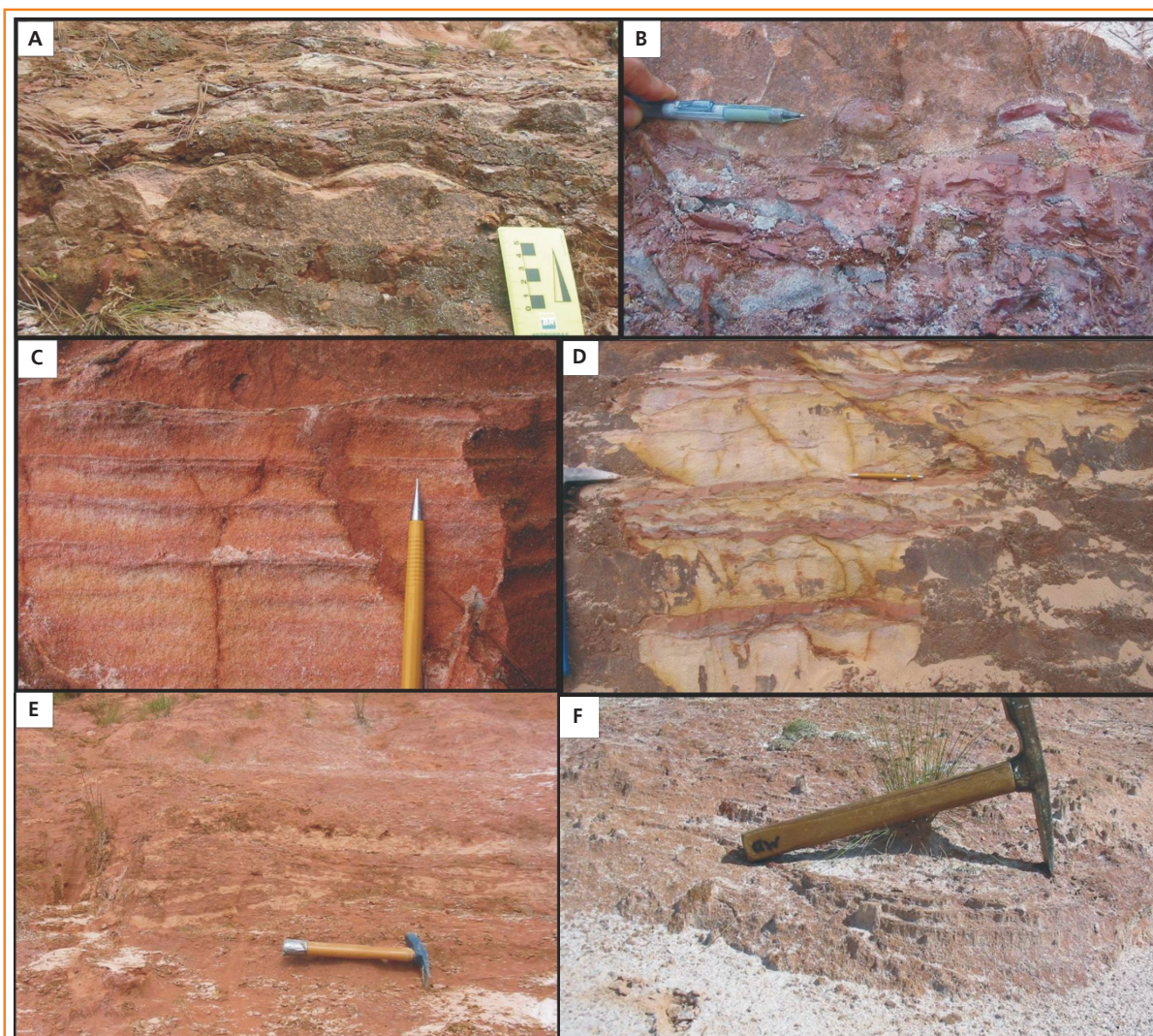


Figura 8

Fotografias dos diversos intervalos do perfil do ponto PG-19 (fig. 7).

Figure 8

Pictures of several intervals of the point PG-19 profile (fig. 7).



Figura 9 – Afloramento típico do Membro São Domingos. Notar os folhelhos com intercalações de camadas arenosas de grande extensão lateral.

Figure 9 – Typical São Domingos Member outcrop. Note the shales with sandy layers of great lateral extension.

à ruptura da crosta continental, são diferentes das conformações das bacias intracratônicas do tipo rampa, como é o caso da Bacia do Paraná. Deste modo, as respostas às variações do nível do mar, subsidência e aporte sedimentar também são diferentes. Além disso, existem dúvidas com relação à magnitude dos ciclos e eventos atuantes no planeta durante o Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

A subdivisão das unidades em seqüências normalmente é embasada no conceito de “seqüência deposicional”, que implica em uma “sucessão de estratos concordantes, geneticamente relacionados, limitados no topo e base por discordâncias ou suas concordâncias correlativas” (Mitchum, 1977), que se assemelham aos ciclos de terceira ordem das bacias de margem passiva.

Segundo Assine (1996), a Formação Ponta Grossa representa dois ciclos transgressivo-regressivos: a Seqüência Pragiano-Eifeliano e a Seqüência Eifeliano-Frasniano. Por outro lado, Pereira e Bergamaschi (1996) e Bergamaschi (1999) propôs um modelo onde a Formação Ponta Grossa é compreendida por cinco seqüências: b, c, d, e, f.

Das diferenças entre as interpretações, a mais interessante tem relação com os arenitos do Membro Tibagi. Para Assine (1996), estes arenitos seriam os reflexos do aumento do aporte sedimentar em relação ao espaço de acomodação, com nível do mar relativamente estacionário. Esta situação teria promovido a progradação deltaica em um trato de sistemas de mar alto. Para Pereira e Bergamaschi

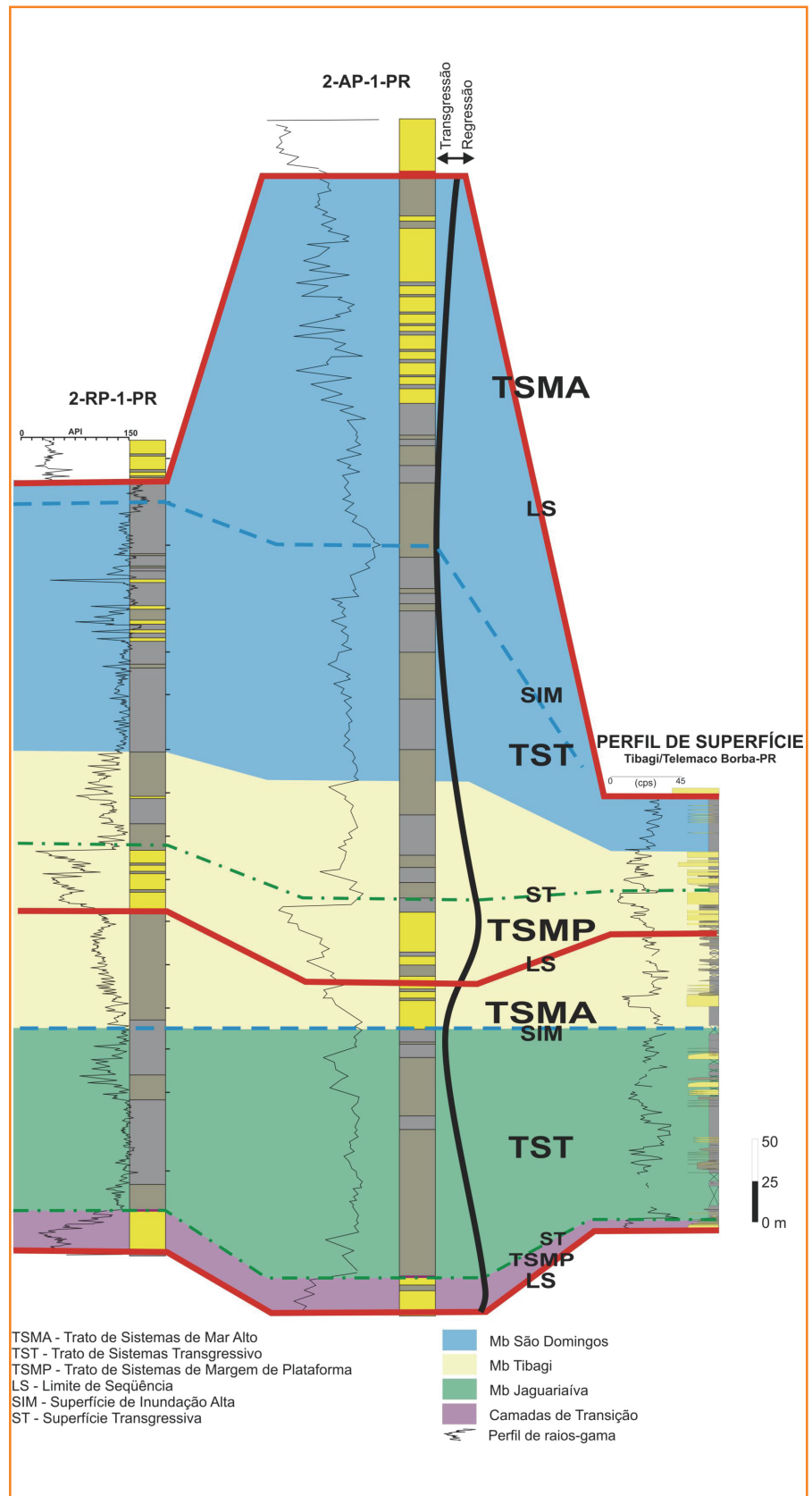


Figura 10 – Seqüências e tratos de sistemas da Formação Ponta Grossa.

Figure 10 – Sequences and system tracts of Ponta Grossa Formation.

(1996) e Bergamaschi (1999), o Membro Tibagi seria decorrente da queda relativa do nível do mar, compondo, assim, parte de um trato de sistemas de mar baixo. Deste modo, a fácies do Membro Tibagi representaria aqueles primeiros depósitos formados num contexto de regressão forçada.

A curva global de variações eustáticas aponta que no Eifeliano teria ocorrido uma pequena queda relativa do nível do mar em escala global (fig. 11), coincidindo com o tempo de deposição do Membro Tibagi.

Se houve uma pequena queda relativa no nível do mar no Meso-Devoniano, seu reflexo é inevitável, principalmente em bacias do tipo rampa. A geometria plana e suavemente inclinada do assoalho deste tipo de bacia faz com que, sob a mínima variação do nível do mar, a linha de costa migre consideravelmente, promovendo, intercaladamente, momentos de erosão e de afogamento.

No caso da Formação Ponta Grossa, cujos depósitos foram formados sobre este tipo de assoalho, é provável que tenham ocorrido momentos de erosão, cujos registros são mais bem observados nos depósitos formados em ambiente transicional (fácies deltaicas observadas em campo no Estado do Paraná). Entretanto, nos depósitos do Membro Tibagi não são observadas importantes feições erosivas, o que minimiza mas não invalida a possibilidade de uma regressão forçada.

Considerando-se que a Formação Ponta Grossa congrega depósitos formados sobre uma rampa, onde a queda do nível do mar foi menor ou igual à taxa de subsidência, o presente trabalho sugere o seguinte modelo: os arenitos do Membro Tibagi formaram-se num contexto similar a um trato de sistemas de margem de plataforma.

Por definição, numa seqüência do tipo II, a cunha clástica que se deposita sobre o limite de seqüência, relacionada ao momento de nível de mar baixo é representada pelo Trato de Sistema de Margem de Plataforma (*shelf-edge systems tract*) (Posamentier e Vail, 1988). Este trato caracteriza-se por um empilhamento progradante, passando a agradante, sendo difícil a sua distinção do trato de sistemas de mar alto sotoposto, embora em seu topo possa ser observada uma superfície transgressiva. Devido ao tipo de desconformidade (discordância do tipo II), não há o desenvolvimento de vales incisos e sistemas de leques de assoalho, predominando depósitos costeiros e marinhos rasos.

É válido ressaltar, novamente, que a Bacia do Paraná tinha uma conformação de rampa, não sendo possível individualizar as regiões de plataforma e de

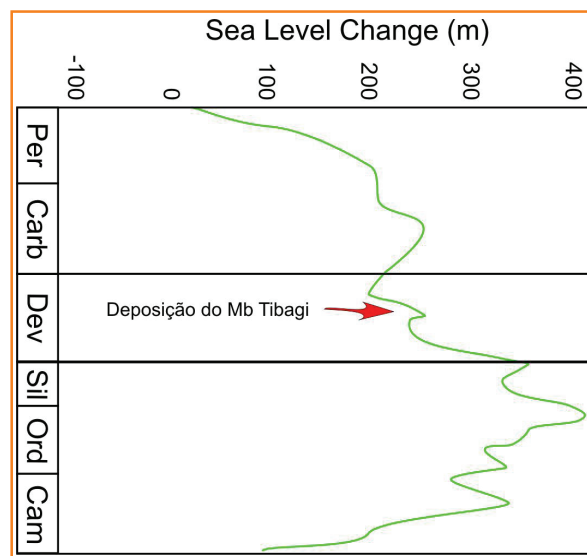


Figura 11

Curva de variação relativa do nível do mar durante o Paleozóico. Adaptado de Vail et al. (1977).

Figure 11

Curve of sea level relative variation during Paleozoic. Modified from Vail et al. (1977).

talude. Deste modo, seria impossível o desenvolvimento de um trato de sistemas de margem de plataforma *stricto sensu*. Assim, empregou-se esta nomenclatura, pois dentre os modelos existentes este é o que mais se assemelharia à idéia proposta.

análise das seqüências da Formação Ponta Grossa

Inicialmente, as camadas de transição que se caracterizam por uma intercalação de arenitos e pelitos costeiros, cujo arranjo granulométrico e de estruturas sedimentares sugerem tendência transgressiva, representariam o término de um trato similar a um trato de sistemas de margem de plataforma. O Membro Jaguariaíva poderia representar o trato de sistemas transgressivo que culminaria com a superfície de inundação máxima, como sugerida na seção estratigráfica (fig. 10). A partir deste momento, tem-se o início do trato de sistemas de mar alto, com suave progradação representada nos poços 2-AP-1-PR, 2-RP-1-PR e no perfil de superfície (figs. 10, 12 e 13). Esta tendência progradante seria dada pelo incremento de material siltico-arenoso referente aos primeiros litotipos do Membro Tibagi.

Ao término do trato de sistemas de mar alto, tem-se o limite de seqüências (discordância tipo II) resultante da queda relativa do nível do mar (figs. 10 e 12). Após a retomada dos processos deposicionais, desenvolveu-se um trato similar ao trato de sistemas de margem de plataforma, representado pelos corpos arenosos de progradantes a agradantes típicos do Mem-

bro Tibagi. É interessante observar a diminuição progressiva da espessura dos corpos arenosos em direção às porções mais distais da bacia (fig. 13), evidenciando a perda de energia e a incapacidade de transporte dos sistemas deltaicos até aquelas regiões.

Sobre este trato, ocorre a superfície transgressiva materializada pelo incremento abrupto de material argiloso (figs. 10 e 12), onde se inicia um novo trato de sistemas transgressivo que culmina com a mais expressiva superfície de inundação da unidade, inserida no Membro São Domingos. A partir desta superfície, tem-se o trato de sistemas de mar alto, que é preservado em apenas alguns poços (exemplo do poço 2-AP-1-PR).

análise dos modelos existentes

Conforme citado anteriormente, além do modelo proposto no presente trabalho, outros dois diferentes modelos abordam os depósitos da Formação Ponta Grossa em termos de estratigrafia de seqüências: Assine, 1996; Pereira e Bergamaschi 1996; Bergamaschi 1999.

Primeiramente, é necessário ressaltar que objetivo destas comparações não é apontar qual dos

modelos seria o mais adequado, mas simplesmente colocar em pauta o relevante assunto que aborda a estratigrafia de seqüências da Formação Ponta Grossa, e assim chamar a atenção e tentar promover uma nova série de discussões sobre o tema.

O modelo defendido no presente trabalho possui algumas similaridades e diferenças daqueles de Assine (1996) e Bergamaschi (1999). Com relação a Assine (1996), uma das semelhanças é relacionada à amplitude temporal das seqüências, onde as camadas de transição e a Formação Ponta Grossa juntas formam duas seqüências de aproximadamente 15-20 Ma, cada. Porém, os modelos divergem na localização da superfície de inundação máxima da seqüência inferior (fig. 14). Além disso, Assine (1996) adotou um modelo de progradação deltaica em um trato de sistemas de mar alto para a deposição dos arenitos do Membro Tibagi. Por outro lado, o presente trabalho advoga que os depósitos do Membro Tibagi foram formados num contexto de sistemas similar ao trato de sistemas de margem de plataforma. Deste modo, os limites de seqüências teriam posicionamento diferentes. A partir da superfície transgressiva da seqüência superior os modelos são similares.

Com relação ao modelo de Bergamaschi (1999), a principal diferença está na magnitude das seqüências, onde o modelo proposto pelo autor apresen-

Figura 12

Modelo de seqüências para a Formação Ponta Grossa com destaque para o Trato de Sistemas de Margem de Plataforma. Adaptado de Van Wagoner *et al.* (1990). Os perfis de poços JA, RA, AP, TB, RP e RS são apresentados na figura 13.

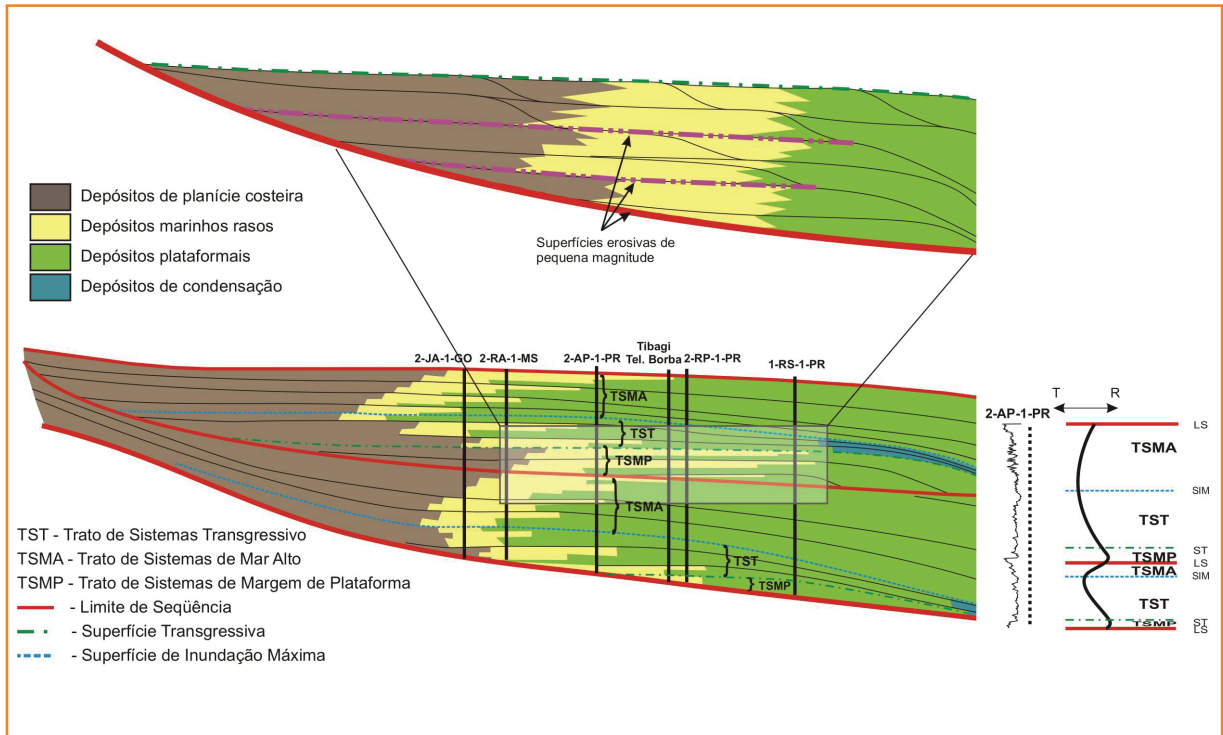


Figure 12

Sequences models for Ponta Grossa Formation with highlight of the Shelf-Edge System Tract. Modified from Van Wagoner *et al.* (1990). The logs of the wells JA, RA, AP, RP and RS are presented in figure 13.

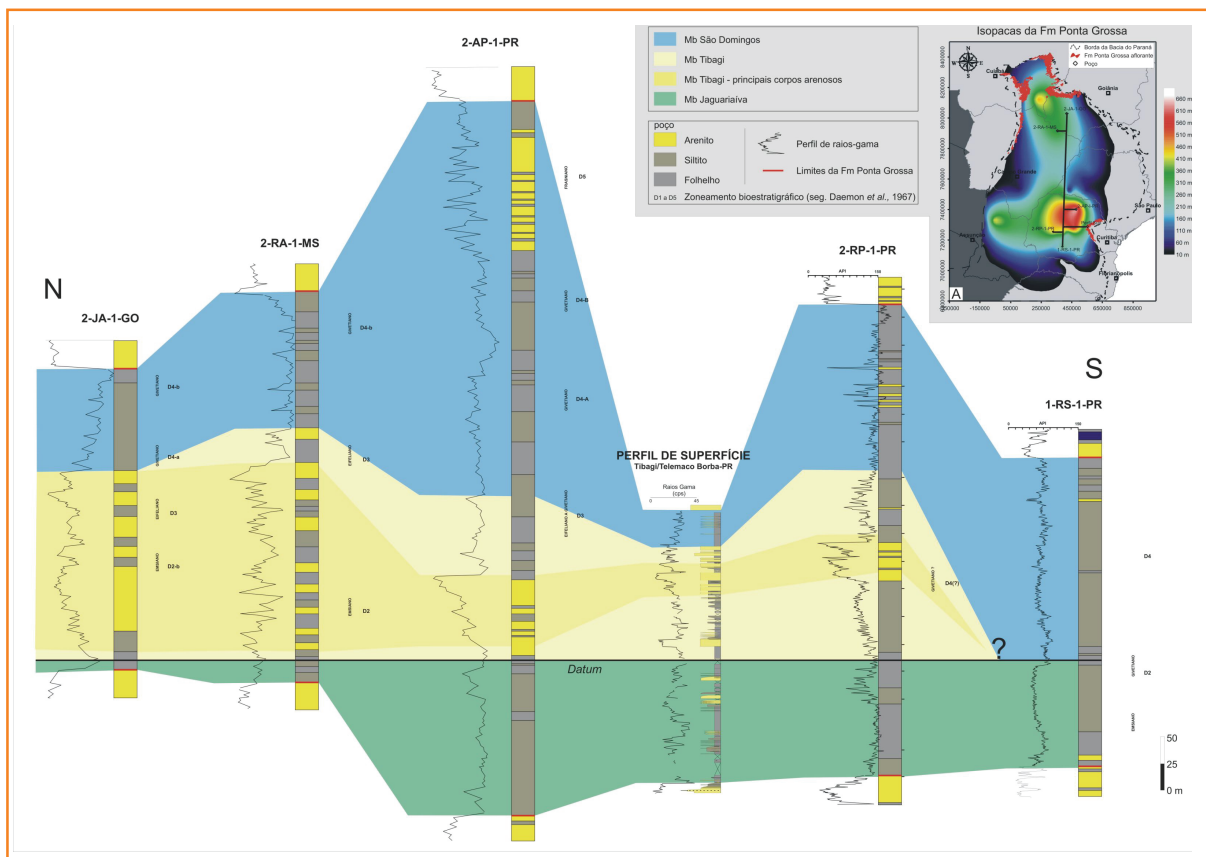


Figura 13 - Seção de correlação N-S da Formação Ponta Grossa mostrando distribuição de espessuras dos litotipos nas porções próximas (N) e distais (S).

Figure 13 - Correlation section N-S of the Ponta Grossa Formation showing distribution of thickness of the rocks in the proximal portions (N) and distal portions (S).

ta cinco seqüências deposicionais, enquanto o presente modelo apresenta apenas duas (fig. 14). A pequena semelhança entre os dois modelos é a idéia da existência de uma queda relativa do nível do mar, porém Bergamaschi (1999) considera que esta queda promoveu o desenvolvimento de um trato de sistemas de mar baixo a partir de uma regressão forçada (discordância tipo I). Em contrapartida, interpreta-se no presente trabalho que esta queda do nível do mar não foi muito acentuada, favorecendo o desenvolvimento de um trato similar ao trato de sistemas de margem de plataforma (fig. 14).

conclusões

A análise das características litofaciológicas do Membro Tibagi possibilitou o reconhecimento

de quatro fácies que foram assim denominadas: tempestade distal, tempestade proximal, barra de desembocadura deltaica e correntes litorâneas. Esta análise forneceu bons subsídios para a interpretação sedimentológica/paleoambiental de todos os seus depósitos. Aliando-se a descrição das litofácies aos registros da perfilagem gamaespectrométrica de afloramento, foi possível estabelecer analogias entre estes perfis gamaespectrométricos e os obtidos durante a perfuração de poços (perfis de raios gama).

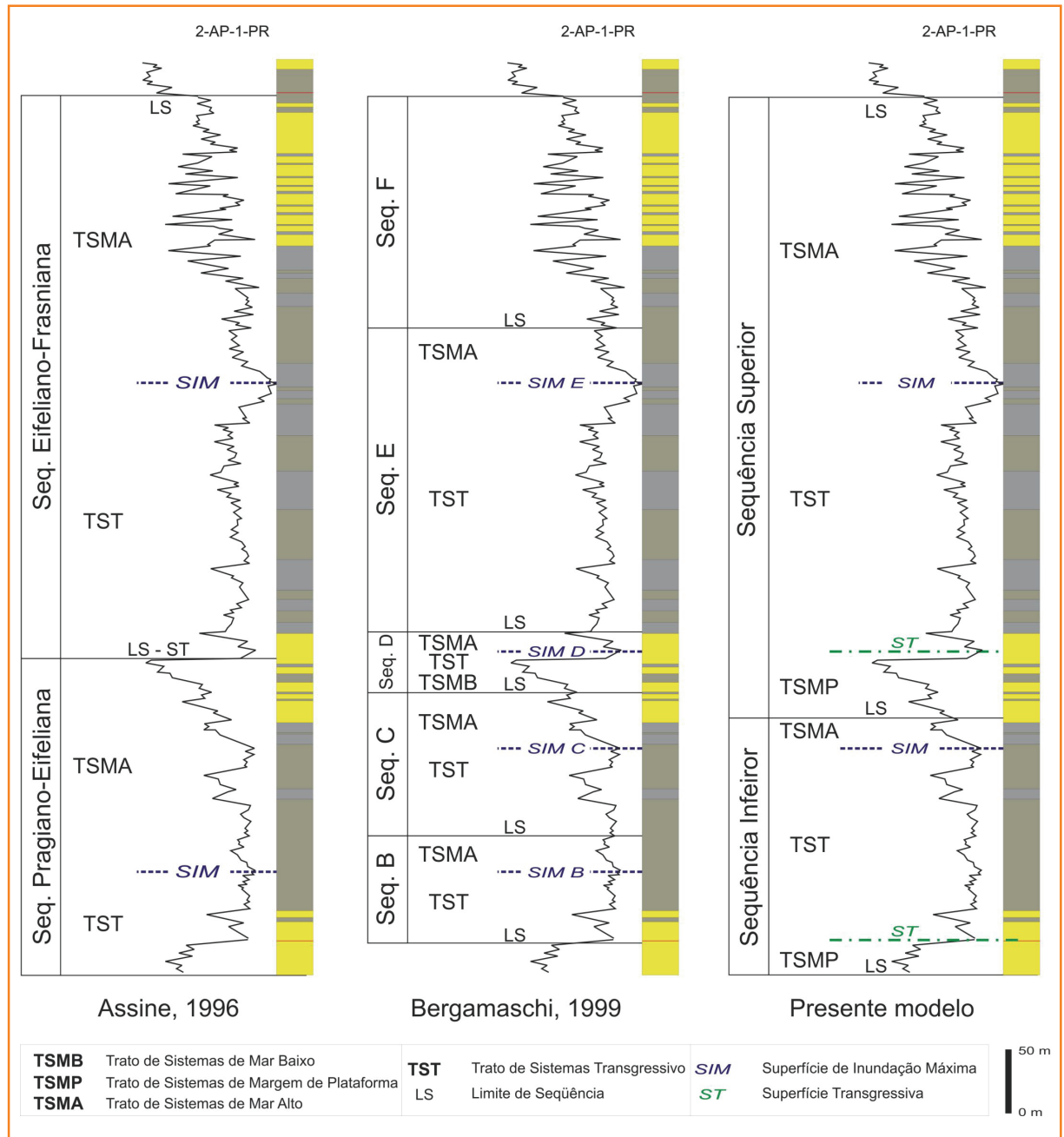
A integração dos resultados possibilitou a análise estratigráfica da Formação Ponta Grossa sob a perspectiva da estratigrafia de seqüências. Por meio desta análise, postula-se que a referida Formação contenha duas seqüências deposicionais. As camadas de transição (Furnas/Ponta Grossa) representariam um trato de sistemas similar a um trato de sistemas de margem de plataforma da seqüência inferior. O Membro Jaguariaíva estaria inserido no

Figura 14

Comparação entre os modelos de Assine (1996) e Bergamaschi (1999) e o modelo introduzido no presente trabalho.

Figure 14

Comparison between Assine (1996) and Bergamaschi (1999) models, and the model introduced in the present work.



trato de sistemas transgressivo desta mesma seqüência. A parte basal do Membro Tibagi seria a representante do trato de sistemas de mar alto. Por outro lado, a parte superior deste membro, que congrega corpos arenosos de progradantes a agradantes corresponderia a um trato similar ao trato de sistemas de margem de plataforma. Assim, o interior do Membro Tibagi encerra um limite de seqüências originado por uma discordância do tipo II. Finalmente, o Membro São Domingos representaria o trato de sistemas transgressivo da seqüência superior.

Acredita-se que o modelo postulado forneça boas explicações para o entendimento da progradação deltaica associada a tal intervalo, pois elucida questões referentes ao comportamento do nível relativo do mar, ao aporte sedimentar e, principalmente, ao empilhamento e distribuição das litofácies.

Ainda há muito que se estudar a esse respeito. Assim, com a continuidade dos trabalhos, novas idéias surgirão, o que certamente contribuirá para o entendimento da origem do Membro Tibagi, da Formação Ponta Grossa e da Bacia do Paraná como um todo.

referências bibliográficas

ASSINE, M. L. **Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil.** 1996. 207 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

BERGAMASCHI, S. **Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.** 1999. 167 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Some paleogeographic features of the Brazilian Devonian. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 21/22, p. 133-151, 1967.

CANDIDO, A. G. **Análise do potencial de ocorrência de reservatórios devonianos na porção profunda da Bacia do Paraná, baseada na caracterização estratigráfica do Membro Tibagi, Formação Ponta Grossa.** 2007. 124 p. Dissertação (Mestrado) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

GRADSTEIN, F.; OGG, J. Geologic time scale 2004: why, how, and where next! **Lethaia**, Oslo, v. 37, n. 2, p 175-181, 2004.

LANGE, F. W.; PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 21/22, p 5-55, 1967.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, S. D. R.; BRITO, B. B. N. (Ed.) **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p. 265-279.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a**

geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. 1997. 255 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências de Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MITCHUM JR., R. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications of hydrocarbon exploration.** Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 205-212. (AAPG. Memoir, 26).

PEREIRA, E. **Evolução tectono-sedimentar do intervalo ordoviciano-devoniano da Bacia do Paraná com ênfase na Sub-Bacia de Alto Garças e no Paraguai oriental.** 2000. 276 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Estudo da evolução tectono-sedimentar das seqüências ordovicianas, siluriana e devoniana nas sub-bacias de Apucarana e de Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana ocidental. In: Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano, 1996, Ponta Grossa. **Anais...** Ponta Grossa: Universidade Estadual de Ponta Grossa, 1996. v. 1. p. 219-238.

PETRI, S. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. **Boletim DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, v. 129, 1948. 125 p.

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models. In: WILGUS, C. K. (Ed.). **Sea-level changes: an integrated approach.** Tulsa, Okla.: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 1988. v. 42, p. 109-124. (SEPM. Special Publication, 42).

SOARES, P. C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles.** Tese (provimento da vaga de Professor Titular) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1992.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the

brazilian intracratonic basins. **GSA Bulletin**, Boulder, v. 89, p. 181-191, 1978.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa, Okla: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63-81. (AAPG. Memoir, 26).

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; CAMPION, K. M.; RAHMANIAN, V. D. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops**. Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists, 1990. 55 p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v. 1. p. 441-477.

expanded abstract

The stratigraphic sequence study of the Paraná Basin is a challenge because it covers a basin of great territorial extension, with little subsurface information and a lack of connectivity between the research work. However, the application of stratigraphic sequence concepts are fundamental, to the study of these sedimentary terrains with regards to mineral and energetic resources, basic mapping or pure scientific research. This paper presents comments in this respect, with the objective of calling attention and re-establishing studies on this relevant theme.

The surface study area is the entirely outcrop strip of the Ponta Grossa Formation in the Paraná State, and in the subsurface it is the whole extension of the basin formation, based on the existing well profiles. The main tool used was the gamma-ray profile analysis for the subsurface and surface, from which intervals were fixed, and the analogous model concept applied.

The Ponta Grossa Formation deposition extends from 407 to 360 My. In its base, the transition beds corresponds to the transition between Furnas Formation sandstones and Jaguariaíva Member shales. It seams these beds register punctual discordance of small magnitude, as a paraconformity.

Above, the Jaguariaíva Member is made up of fossiliferous shales. plan parallel lamination predominates, crossed by wave, heterolithic features, and climbing ripples. The unit was deposited in external platform, below the calm weather wave action level, with sporadic deposition of small progradational groups.

Above this, the Tibagi Member is clearly sandier and its coarse upward arrangement reveals a progradational character: There are four different facies type:

1 distal storm facies: very fine sandstones, with hummocky crossed bedding, sited in banks of 1 to 3 meters thick with abrupt base on pelitic substratum and with sand decrease to the top. It was deposited in a shallow water environment with deltaic influence, below the calm weather wave action level, with depositional apex in storm periods;

2 proximal storm facies: very fine sandstones, amalgamated, with hummocky cross bedding, climbing ripples and prevalence of swaley crossed bedding type. The deposition was in a deltaic environment, above the calm weather wave action level that suf-

fered storm action besides the coastal currents reworking, configuring combined flows;

3 deltaic outlet bar facies: in the base there are siltites with plan-parallel lamination, linsen and climbing ripples, that gradually pass to sandy levels with symmetric waved top covered with loamy films. Progressively the sandy levels become more common, presenting an internal pattern sometimes coarsening upward other times fining upward. Finally sands prevail with great mineralogical and textural maturity, with crossed bedding and light wave truncate. The depositional environment was confined to a distant deltaic plain that suffered moderate sedimentary influx in a fast processes such as high density flows;

4 littoral drift current facies: fine to medium sandstones with small to medium size cross bedding. In spite of being granulometrically thick, these sandstones are badly texturally and mineralogically selected. They represent sediment introduced from a new source, in a close coastal environment, with littoral drift current influence.

On the top, the São Domingos Member is composed of fossiliferous black shales that represent one of the largest marine floods of the unit. There is decimetric intercalation of fine sandstones with small load cross bedding and wavy marks, with great lateral continuity that represent sudden processes of intense energy such as very diluted turbidite flows. The unit culminates in progressive sandstones increment towards the top. This member is very discontinuous because carboniferous unconformity is located over them..

Many authors subdivided the Paraná Basin units in 2nd order cycles with varied forms, and there is also a different subdivision for the Ponta Grossa Formation. In this case, the largest difficulty is the origin of Tibagi Mb sandstones, faced with the divergences such as the relative sea level behavior, accommodation space and sedimentary contribution. The present work analyzes the formation as a whole, but with a larger focus on the Tibagi Member.

The transition beds would represent the end of a tract similar to a shelf-edge systems tract.

The Jaguariaíva Member was inserted in a transgressive system tract that culminates with the maximum flood surface, from which begins the high stand system tract, with soft progradation registered by the sandy material increment referring to the beginning of Tibagi Member.

At the end of the high stand system tract in the sequence limit, there is the relative sea level fall process, where a tract grew similar to a shelf-edge systems tract, discernible by the progradant/agradant sandy bodies typical of Tibagi Member, whose depositional environment was characterized by delta and littoral drift currents, with strong storm influence. Because it is a moment with soft base level fall and/or with low stationary sea level, it is probable that small magnitude erosion moments have happened, whose registration is lessened by the fact of existing deposits of deltaic plain preserved in the basin border area, configuring an agradation moment.

Above that tract, there is the transgressive surface materialized by the abrupt increment of loamy material (São Domingos Member), where a new transgressive system tract begins, and culminates with the most expressive flood surface of the unit. Starting from this surface, there is the high stand system tract, which was worn away intensely during the carboniferous erosion.

This systems tract model supplies good explanations to understand the deposition of this interval, because it clarifies issues regarding the relative sea level behavior, to the sedimentary contribution and mainly to the pile up and facies distribution.

autor principal



Ary Gustavo Candido

Unidade de Negócio Exploração e Produção da Bacia de Campos / Gerência de Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica e Geofísica
e-mail: ary.candido@petrobras.com.br

Ary Gustavo Candido graduou-se em Geologia na Universidade Federal do Paraná, em 2005. Atuou em projetos de pesquisa em bacias sedimentares paleozóicas sul-americanas, vinculados ao Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica da Universidade Federal do Paraná (LABAP-UFPR). Concluiu mestrado pela UFPR, com dissertação intitulada “Análise do potencial de ocorrência de reservatórios devonianos na porção profunda da Bacia do Paraná, baseada na caracterização estratigráfica do Membro Tibagi, Formação Ponta Grossa”. Ingressou na Petrobras em 2006, onde trabalha com Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica na Unidade de Negócios da Bacia de Campos.