Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Barras em Pontal em Depósitos Fluviais Antigos: Exemplos nos Registros Geológicos Sul-rio-grandense

Claiton Scherer, Luis Lavina, Mônica Fonseca, Luis Alberto de Oliveira Santos

Pesquisas em Geociências, 27 (1): 77-88, maio/ago., 2000.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/20182>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2000.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Barras em Pontal em Depósitos Fluviais Antigos: Exemplos no Registro Geológico Sul-rio-grandense

CLAITON M. S. SCHERER¹; LUIS E. LAVINA²; MÔNICA M. FONSECA¹ & LUÍS ALBERTO DE OLIVEIRA SANTOS¹

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001
CEP 91501-970, Porto Alegre, RS - Brasil

² Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos
CEP 93022-000, São Leopoldo, RS - Brasil

(Recebido em 04/00. Aceito para publicação em 07/2000)

Abstract - A point bar is one of the main architectural elements of a fluvial system, commonly described in several sedimentary basins all over the world. However, there are only few examples of this kind of macroform described in Brazilian sedimentary basins. In this paper, two point bars in ancient fluvial deposits outcropping in the Rio Grande do Sul State were described. The Point Bar 1 (PB1) is interpreted as lateral accretion deposits in a bed load channel of moderate to high sinuosity, whose depth was around 5 meters. The PB2 is associated to a mixed load channel, with high sinuosity and depth around 6 meters. Based on geometrical, textural and structural characteristics, differences in depositional and hydrodynamic conditions of the studied paleochannels deposits have been established.

Keywords - point bars, meandering channels, sedimentary process

INTRODUÇÃO

As barras em pontal constituem importantes depósitos de canais fluviais meandantes, tendo sido primeiramente reconhecidas e descritas por Lyell (1830). Apesar destas macroformas serem facilmente identificadas em canais fluviais atuais, o seu reconhecimento em depósitos antigos é bastante difícil. Durante muito tempo, a análise faciológica foi baseada em perfis verticais, sendo as barras em pontal definidas a partir de ciclos de granodrecência ascendente. No entanto inúmeras outras sucessões de fácies possuem este padrão de empilhamento, sendo, portanto, um critério pouco confiável para a caracterização desses depósitos.

Conforme Allen (1983) e Miall (1985), a definição de macroformas passa necessariamente pela análise bi ou tridimensional de afloramentos, através da construção em escala de perfis laterais, destacando as características geométricas e estruturais dos depósitos sedimentares. Os perfis são baseados em fotomosaicos onde são representadas as principais litofácies, superfícies limítrofes e dados de paleocorrentes (Miall, 1988). A análise de afloramentos por esta metodologia permite a identificação de diferentes elementos arquiteturais que compõem os depósitos fluviais, entre os quais destacam-se as barras em pontal, definidas por Miall (1985) como depósitos de acreção lateral (elemento LA).

Como elemento arquitetural entende-se um “litossoma caracterizado por sua geometria, associação de fácies e escala, representando um processo particular ou conjunto de processos atuantes em um sistema deposicional” (Miall, 1985).

Apesar desta metodologia ser amplamente usada na caracterização faciológica de depósitos fluviais (vide Miall, 1996), a maioria dos estudos sedimentológicos e estratigráficos nas bacias brasileiras continua sendo baseada em perfil vertical. Isto talvez explique porque existem, no Brasil, tão poucas barras em pontal descritas com base na geometria dos litossomas. Em decorrência, os objetivos principais deste trabalho são: (a) discutir a gênese de barras em pontal, (b) descrever e interpretar barras em pontal em depósitos fluviais antigos aflorantes no Estado do Rio Grande do Sul, a partir de perfis laterais e (c) discutir as diferenças morfológicas e de associação de fácies das barras em pontal resultantes da carga sedimentar transportada pelo canal fluvial e da variabilidade da descarga.

SINTESE SOBRE A ORIGEM DAS BARRAS EM PONTAL

As barras em pontal são geradas em canais fluviais de moderada a alta sinuosidade. Em canais sinuosos existe uma diferença na velocidade do fluxo no lado interno e externo do meandro. A velocidade

do fluxo na porção externa é maior do que na porção interna (Fig. 1). Esta diferença na velocidade é decorrente do fato da água ter de percorrer uma distância maior na porção externa da curva do rio e portanto precisar mover-se mais rapidamente para manter o fluxo. Em decorrência disso, ocorre uma erosão significativa da margem externa e deposição de sedimentos nas porções internas do meandro, formando as barras em pontal. A deposição contínua de sedimentos faz com que ocorra um crescimento da barra em pontal, onde o sentido geral de acreção apresenta um alto ângulo em relação ao eixo do canal. A acreção lateral pode ser reconhecida em depósitos modernos pelos alinhamentos curvos de cristas e depressões na superfície da barra em pontal (Fig. 2).

Figura 1 - Distribuição das velocidades do fluxo em seções transversais a um canal meandrante (comprimento das setas indicam velocidades relativas do fluxo). A zona de maior velocidade está situada no meio do canal e próximo à superfície da água nos trechos onde o canal é relativamente reto (seção 1 e 4). Nas regiões de curvatura acentuada do rio, a zona de maiores velocidades desloca-se para a porção externa do meandro, encontrando-se abaixo da superfície da água.

A migração da barra em pontal é marcada por superfícies de acreção lateral (Miall, 1985), também denominada de *epsilon cross bedding* (Allen, 1963), que consistem em uma feição diag-

nóstica deste tipo de macroforma. Estas superfícies limitam conjuntos de estratos que apresentam, na maioria das vezes, uma geometria sigmoidal. As superfícies possuem ângulos de mergulho variando entre 3° e 25°, sendo mais freqüente os valores entre 5° e 15°. Normalmente, as camadas limitadas por superfícies de acreção lateral exibem uma progressiva diminuição da granulometria mergulho acima, refletindo uma variação da profundidade da lâmina de água e da velocidade do fluxo. Como resultado final tem-se, em geral, depósitos com uma granodrecrescência ascendente bem marcada, facilmente reconhecida em perfis verticais, poços e testemunhos. No entanto, esta tendência de aumento granulométrico pode ser gradacional ou apresentar um padrão inteiramente caótico, dependendo da variabilidade da descarga do rio, do tamanho de sedimento disponível, da posição observada dentro da barra em pontal, entre outros fatores (Galloway & Hobday, 1996; Miall, 1996).

Em decorrência dos mecanismos de construção das barras em pontal, o sentido de mergulho das superfícies de acreção lateral é aproximadamente transversal ao sentido de migração das formas de leito. Segundo Allen (1965, 1970) e Miall (1985, 1992, 1996), esta diferença de orientação das superfícies de acreção e das formas de leito constitui o principal critério utilizado na identificação de barras em pontal no registro geológico. Este fato é importante porque, dependendo da orientação do afloramento, nem sempre a geometria sigmoidal característica dos depósitos de acreção lateral pode ser visualizada (Willis, 1989; Díaz-Molina, 1993) (Fig. 3). Se a orientação do afloramento for transversal ao sentido de migração da barra em pontal, as superfícies de acreção lateral serão subhorizontais, dificultando a sua identificação. A geometria sigmoidal é bem marcada somente em um corte paralelo ao sentido de mergulho das superfícies de acreção.

A estruturação interna, assim como a assembléia de litofácies que compõem as barras em pontal é variável, dependendo da granulometria da carga sedimentar e da variabilidade da descarga (Miall, 1996). Apesar dos depósitos arenosos constituírem a regra, existem exemplos no registro atual e antigo de barras em pontal de granulometria fina (Miall, 1979; Nanson, 1980; Jackson, 1981; Stewart, 1983; Smith, 1987; Wood, 1989; Turner & Ericksson, 1999). Neste caso, os canais são estreitos e profundos e as superfícies de acreção lateral mergulham em um ângulo superior a 25°. Por outro lado, também ocorrem

Figura 2 - Modelo deposicional genérico de uma barra em pontal. A seção colunar mostra uma sucessão vertical de fácies idealizada para um sistema fluvial meadrante (modificado de Galloway & Hobday, 1995; código de litofácies de Miall, 1978).

Figura 3 - Seções transversais em uma barra em pontal simulada no computador. Linhas pontilhadas indicam tamanhos de grãos (ϕ). Setas mostram orientação do canal em relação às seções transversais (seta horizontal indica um corte paralelo ao eixo do canal). Note que em um corte paralelo ao eixo do canal (c-c'), os depósitos de acreção lateral apresentam geometria sigmoidal pouco desenvolvida (Willis, 1989).

depósitos de acreção lateral em sedimentos cascalhosos (Bluck, 1971; Lewin, 1976; Gustavson, 1978; Ori, 1982; Arches, 1983; Ramos & Sopena, 1983; Hooke, 1986; Caravazza, 1989). No entanto,

com esta granulometria os canais tendem a ser mais largos e a superfície de acreção tende a apresentar um baixo ângulo de mergulho, dificultando o reconhecimento das barras em pontal.

Quadro 1 - Descrição e interpretação das litofácies da BP1 (código de litofácies segundo Miall, 1978).

Código de litofácies	Descrição	Interpretação
Gl	Ortoconglomerado polimítico, moderadamente selecionado, com clastos de quartzo leitoso, calcedônia, arenitos e basaltos, além de fragmentos de troncos silicificados. Os clastos são subangulosos a subarredondados, com um diâmetro máximo de 20 cm. Internamente apresenta laminação plano-paralela incipiente, marcada pela orientação preferencial do eixo maior dos clastos.	Lençóis cascalhosos de base de canal.
St	Arenito médio a grosso, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada acanalada de médio porte (set de 15-30 cm).	Migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas (3D). (regime de fluxo inferior)
Sr	Arenito muito fino/ siltito, bem selecionado com laminação cruzada cavalgante incipiente.	Migração de marcas onduladas. (regime de fluxo inferior)

**EXEMPLOS DE BARRAS EM PONTAL
NO REGISTRO GEOLÓGICO
SUL-RIO-GRANDENSE**

Para o presente trabalho foram selecionados dois exemplos de depósitos de barras em pontal de canais fluviais meandantes de idades diferentes (Fig. 4). O primeiro (BP1), pertence a seqüência São João, de idade inferida como Cenozóica (Medeiros *et al.*, 1995). O segundo (BP2) corresponde a depósitos triássicos do Membro Alemoa da Formação Santa Maria (Andreis *et al.*, 1980).

Barra em Pontal 1 – BP1 (Seqüência São João)

Ao longo da depressão periférica, ocorrem arenitos e conglomerados, que recobrem de forma descontínua as unidades mesozóicas da Bacia do Paraná. Devido a presença de clastos de basaltos e calcedônia considera-se que os depósitos sejam cenozóicos. Estes sedimentos foram estudados por Medeiros (1995) que, pelas características mineralógicas e texturais, identificaram duas unidades deposicionais distintas, denominadas de seqüências Cerro do Tigre e São João.

Um excelente afloramento desses depósitos ocorre na BR-287, 1 km do Rio Toropi, no sentido São Pedro-São Vicente do Sul (Fig. 4), atribuível à seqüência São João (Medeiros, *op. cit.*). Estes depósitos superpõem-se discordantemente aos arenitos eotriássicos da Formação Sanga do Cabral (Andreis *et al.*, 1980). As características geométricas e texturais sugerem uma barra em pontal (Fig. 5), cujos depósitos possuem uma espessura de 5 m e uma extensão mínima de 100 m, sendo composta por diferentes litofácies (Quadro 1).

Na base tem-se ortoconglomerados polimíticos (Fig. 6a), com estratificação plano-paralela inci-

piente definida pela orientação do eixo maior dos clastos (litofácies Gl). A espessura desta litofácies varia de 1 a 2 m. Os conglomerados são recobertos abruptamente (Fig. 6b) ou intercalam-se (Fig. 6c) com arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas acanaladas (litofácies St) (Fig. 6d), que gradam em direção ao topo para arenitos finos a siltitos com laminação cruzada cavalgante (litofácies Sr). O vetor médio de paleocorrente das estratificações cruzadas acanaladas é para SE (145°). Os limites das camadas dos arenitos são definidos por superfícies de acreção lateral que mergulham entre 5° e 16° para NE (vetor médio 060°), com orientação aproximadamente ortogonal ao sentido de migração das formas de leito (Fig. 5). As superfícies de acreção, por vezes, se projetam para o interior dos conglomerados com ângulos de mergulho inferiores a 5°. Neste caso, dentro de uma mesma camada gerada por acreção lateral, existe um aumento de granulometria mergulho acima, formada por conglomerados na base, arenitos médios a grossos na porção intermediária, chegando a arenitos muito finos e siltitos no topo (Fig. 5).

Os ângulos de mergulho dos estratos de acreção lateral são variáveis ao longo da seção (Fig. 5). Os ângulos de mergulho à direita da seção (SW) são altos (17°) e progressivamente diminuem a inclinação até 09°, com aumentando da concavidade. Esta sucessão é truncada por uma superfície erosiva que mergulha para o mesmo sentido das superfícies de acreção lateral. As camadas que se encontram acima da descontinuidade apresentam um aumento no ângulo de mergulho (13°) e progressivamente voltam a reduzir a inclinação, alcançando valores mínimos de 05°.

Recobrimo os depósitos de acreção lateral, ocorrem siltitos, maciços ou finamente laminados, interpretados como a planície de inundação fluvial.

Figura 4 - Mapa de localização das barras em pontal estudadas.

Interpretação

A natureza arenosa e conglomerática dos depósitos de acreção lateral permite interpretar a origem da BP1 associada a canais sinuosos com alta proporção de carga de fundo. A espessura da barra em pontal sugere uma profundidade mínima de 5 m

para o canal fluvial. A ausência de estratificação cruzada nos depósitos conglomeráticos (litofácies G1) permite interpretar que as formas de leito cascalhosas não apresentavam uma face frontal bem definida, podendo ser atribuída à gênese desta fácies a migração de lençóis cascalhosos. A deposição dos lençóis cascalhosos ocorre na porção externa do

Figura 5 - (A) Fotomosaico da BP1 (localização na Figura 4). (B) Interpretação do fotomosaico destacando as superfícies de acreção lateral e a variação faciológica. Note a superfície erosiva interna que trunca os estratos de acreção lateral. Diagrama de roseta mostrando o sentido de mergulho das superfícies de acreção lateral (cinza) e a paleocorrente da litofácies St (preto).

A

B

C

D

Figura 6 - Litofácies da BP1. (A) Ortoconglomerados (litofácies Gh) com clastos de até 15cm de diâmetro. (B) Arenitos com estratificação cruzada acanalada (litofácies St) recobrimdo abruptamente ortoconglomerados (litofácies Gh). (C) Camada lenticular da litofácies St intercalada com a litofácies Gh. (D) Arenitos com estratificação cruzada acanalada de médio porte (litofácies St).

meandro, onde a velocidade e a turbulência do fluxo são maiores. A migração lateral da barra em pontal gera uma sucessão vertical de fácies com granocrescência ascendente, marcada por conglomerados (litofácies Gh) na base, arenitos grossos a médios (litofácies St) na porção intermediária e arenitos finos e siltitos (litofácies Sr) no topo. Dentro de um mesmo estrato de acreção lateral é possível observar uma contínua diminuição na velocidade da corrente mergulho acima, evidenciado por uma dimi-

nuição granulométrica e por um decréscimo do regime de fluxo das estruturas sedimentares.

A preservação de superfícies de acreção lateral nos depósitos conglomeráticos basais da BP1 é resultante do modo de transporte do sedimento cascalhoso ao longo da curva do canal. Como os depósitos conglomeráticos da BP1 foram transportados como lençóis, sem a geração de formas de leito com uma face frontal bem desenvolvida, o poder de erosão é menor, podendo-se, desta forma, preservar

em alguns locais as superfícies de acreção lateral que compõem a base da barra em pontal (Campbell & Hendry, 1987; Miall, 1996).

A superfície erosiva que ocorre no interior da barra em pontal pode ser interpretada como de reativação (superfície de 3ª ordem sensu Miall, 1988). Este tipo de superfície tem a sua gênese atribuída a dois fatores principais: abrupto deslocamento na posição do canal, devido ao estrangulamento e ruptura do meandro, ou grandes flutuações na descarga. No primeiro caso tem-se geralmente a superposição de um segmento de canal mais reto sobre sedimentos depositados por um canal sinuoso mais antigo. Em decorrência disso, as camadas de acreção lateral abaixo da superfície de reativação apresentam um mergulho maior do que as camadas que se encontram acima desta. Por outro lado, se a superfície for resultante de um rápido aumento de descarga as camadas acima da descontinuidade devem ter um mergulho mais acentuado que as camadas subjacentes (Willis, 1993). Isto decorre do fato de um abrupto incremento na descarga gerar erosão e aprofundamento do canal, o que, por consequência, acarreta um aumento no ângulo das superfícies de acreção lateral.

No caso da BP1 a superfície de reativação pode ser interpretada como resultante de grandes flutuações na descarga do fluxo. Os estratos mais antigos apresentam um decréscimo gradual (da direita para esquerda, Fig. 5) na inclinação das superfícies de acreção lateral refletindo uma redução progressiva da descarga. A superfície de reativação registra um evento maior de inundação e erosão dos depósitos de canais fluviais, acima da qual os estratos apresentam um mergulho maior que aqueles subjacentes. A medida que o fluxo vai arrefecendo, a inclinação dos estratos de acreção lateral torna-se progressivamente menor.

Barra em Pontal 2 – BP2 (Membro Alemoa)

Os depósitos do Membro Alemoa apresentam heterogeneidades laterais e verticais, podendo ser subdivididos em diferentes associações de fácies que caracterizam um sistema fluvial de carga mista. Segundo Fonseca (1999) existem dois tipos de canais fluviais no Membro Alemoa: canais estáveis, de sinuosidade moderada, dominados por agração vertical (canais anastomosados) e canais de alta sinuosidade, com uma intensa migração lateral a partir do desenvolvimento de barras em pontal (canais mean-

drantes). Um exemplo de depósitos de canais fluviais de alta sinuosidade é encontrado no afloramento existente próximo à Cidade de Agudo (Fig. 4).

Neste afloramento, os depósitos de canal recobrem sedimentos finos de planície de inundação, apresentando um contato basal erosivo e côncavo (Fig. 7). Apresentam uma geometria lenticular, com uma espessura de 7 m e uma largura mínima de 50 m.

Dois domínios principais, representados por diferentes litofácies (Quadro 2), compõem os depósitos de canal. Localizados imediatamente acima da superfície erosiva da base do canal, ocorrem conglomerados intraformacionais maciços (litofácies Gm) ou com estratificação cruzada acanalada de médio porte (litofácies Gt) (Fig. 8a) com paleocorrente para 040°-050°. A espessura dos depósitos de conglomerados intraformacionais não ultrapassa 1,5 m.

Sobrepostos aos conglomerados, ocorrem arenitos finos a muito finos (litofácies Sr) que consistem no principal depósito do canal, atingindo uma espessura de 6 m. São compostos exclusivamente por laminações cruzadas cavalgantes, subcríticas a supercríticas (Fig. 8b), com vetor médio de paleocorrente para 050° (Fig. 7). Estes arenitos apresentam superfícies de acreção lateral marcando o acamamento, com inclinações variando de 7° a 21° e um sentido de mergulho para 340° (Fig. 7, Fig. 8b), aproximadamente perpendiculares ao sentido de migração das formas de leito. Dentro de cada camada de acreção lateral as laminações cruzadas apresentam o mesmo ângulo de cavalgamento, mas este pode variar significativamente de uma camada para outra. As superfícies de acreção apresentam um alto ângulo em relação a superfície de acamamento dos conglomerados, não se projetando para o interior destes.

No interior da BP2 é possível identificar uma superfície erosiva que separa conjuntos de estratos de acreção lateral. Na porção direita da seção (SSE) observam-se estratos de acreção lateral com um alto ângulo de mergulho de 20°, que são truncados por uma superfície erosiva que apresenta o mesmo sentido de mergulho. À esquerda da superfície, as camadas mergulham 07°, aumentando progressivamente o ângulo de mergulho a medida que se distanciam da descontinuidade (Fig. 7).

Interpretação

A sucessão vertical de litofácies reflete processos deposicionais distintos associados a canais meandantes de carga em suspensão a mista. A litofácies Gt representa barras transversais ou longi-

Figura 7 - (A) Fotomosaico da BP2 (localização na Figura 4). (B) Interpretação do fotomosaico destacando as superfícies de acreção lateral e a variação faciológica. Note superfície erosiva interna que trunca os estratos de acreção lateral. Diagrama de roseta mostrando o sentido de mergulho das superfícies de acreção lateral (cinza) e a paleocorrente da litofácies Sr (preto).

Quadro 2 - Descrição e interpretação das litofácies da BP2 (código de litofácies segundo Miall, 1978).

Código de litofácies	Descrição	Interpretação
Gm	Conglomerado intraformacional, maciço, com clastos de siltitos, subangulosos a subarredondados, com um diâmetro variando de 3 a 15 cm.	Fluxo de detritos coesivos.
Gt	Conglomerado intraformacional, moderadamente selecionado, constituído por intraclastos de siltitos, subangulosos a subarredondados, com diâmetros variando de 0,5 a 5 cm. Apresenta estratificação cruzada acanalada de médio porte (set de 15-30 cm de espessura).	Migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas (3D). (regime de fluxo inferior)
Sr	Arenito fino a muito fino, bem selecionado, com laminação cruzada cavalgante subcrítica a supercrítica.	Migração de marcas onduladas com diferentes ângulos de cavalgamento. (regime de fluxo inferior)

tudinais formadas na região mais profunda do canal, onde a velocidade e a turbulência do fluxo são maiores (Miall, 1996). Neste caso, a natureza intraformacional dos clastos sugere que as barras conglomeráticas foram geradas pela erosão do banco externo do meandro, onde os sedimentos erodidos são concentrados e transportados na base do canal. Os conglomerados maciços (litofácies

A

B

Figura 8 - Litofácies da BP2. (A) Conglomerado intraformacional com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt). (B) Superfícies de acreção lateral (setas) separando camadas de arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes subcríticas (litofácies Sr).

Gm) representam fluxos de detritos coesivos gerados por colapso do banco íngreme do meandro.

Os arenitos finos formados por *sets* de laminações cruzadas cavalgantes (litofácies Sr) separados por superfícies de acreção lateral que recobrem os conglomerados, tem a sua gênese associada à migração da barra em pontal, formada no banco interno do meandro onde a velocidade do fluxo é menor. A mudança no ângulo de cavalgamento das laminações cruzadas, indicam alterações na velocidade e/ou profundidade do fluxo durante diferentes eventos de acreção lateral.

Os canais apresentavam uma profundidade mínima do fluxo de 6 m, como pode ser inferido pela espessura dos depósitos de acreção lateral. Em decorrência da granulometria fina da maior parte do sedimento transportado no canal, não se pode observar uma granodecrescência ascendente bem definida, contrariamente ao esperado nos modelos clássicos de barras em pontal.

Diferentemente da BP1, a superfície de reativação observada no interior da BP2 tem a sua gênese associada a um abrupto deslocamento na posição do canal. Isso é evidenciado pelo fato dos estratos de acreção lateral acima da descontinuidade apresentar um mergulho menor que aqueles que se encontram abaixo. O rápido deslocamento do rio, provavelmente devido a estrangulamento e ruptura do meandro (*chute cutoff*), gera um canal de menor sinuosidade que o anterior, que, por consequência, apresenta um ângulo das superfícies de acreção lateral menor (Willis, 1993). A medida que o novo curso do rio se estabelece, a sinuosidade do canal vai aumentando ao longo do tempo, gerando um progressivo incremento no ângulo de mergulho dos estratos de acreção lateral.

Comparação entre as Barras em Pontal

As barras em pontal aqui discutidas representam dois contextos deposicionais distintos que refletem diferenças na carga sedimentar e na descarga do canal fluvial. Os depósitos de acreção lateral de granulometria fina (BP2) representam canais fluviais de carga mista, ao contrário da barra em pontal areno-conglomerática (BP1), composta predominantemente por carga de fundo. Esta diferença dos tipos de carga sedimentar explica a diversidade das duas macroformas quanto ao ângulo máximo de mergulho das superfícies de acreção lateral. Depósitos de barras em pontal de granulometria fina tendem a apresentar altos ângulos de mergulhos (18°-22°) das

superfícies de acreção lateral, estando associados a canais meandantes de alta sinuosidade estreitos e profundos. Ao contrário disso, o aumento da granulometria tende a gerar canais meandantes de sinuosidade moderada, largos e rasos, que produzem barras em pontal arenosa e conglomerática com ângulos de mergulho das superfícies de acreção lateral menores (Willis, 1993).

As superfícies de reativação interna às barras em pontal estudadas apresentam gêneses distintas. Enquanto a superfície de reativação da BP1 está vinculada a grandes flutuações na descarga, a descontinuidade da BP2 tem a sua gênese associada a um abrupto deslocamento na posição do canal fluvial. Tal fato sugere, que a BP1 desenvolveu-se em um contexto onde as oscilações na descarga do fluxo eram mais maiores quando comparado a BP2. Corroborando esta idéia, pode-se destacar as características faciológicas das barras em pontal. A BP1 é marcada na base por lençóis conglomeráticos intercalados com lentes arenosas, sugerindo uma marcante oscilação na velocidade e, por consequência, competência do fluxo. Por outro lado, a BP2 é caracterizada por uma constância nas estruturas sedimentares que compõem os estratos de acreção lateral, constituídos eminentemente por laminações cruzadas cavalgantes. As únicas evidências de variações na descarga do fluxo durante a formação da BP2 são as constantes mudanças no ângulo de cavalgamento das marcas onduladas. Entretanto, as variações no ângulo de cavalgamento refletem pequenas alterações na velocidade do fluxo ou na profundidade da lâmina de água, não estando vinculadas a alterações significativas na descarga do rio.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A barra em pontal representa um dos principais elementos arquiteturais de sistemas aluviais, estando normalmente associadas a canais fluviais de moderada a alta sinuosidade. Portanto, o reconhecimento de barras em pontal é de suma importância na definição da arquitetura de fácies e da tipologia de modelos deposicionais fluviais. A identificação dessas macroformas passa necessariamente pelas análises bi ou tridimensionais de afloramentos a partir da elaboração de seções laterais. O uso exclusivo de perfis verticais na análise estratigráfica dificulta a visualização geométrica das associações faciológicas, impossibilitando uma interpretação mais precisa dos processos deposicionais. Isto talvez expli-

que o fato de terem sido descritas raríssimas barras em pontal nas bacias brasileiras.

Além disso, a identificação e descrição detalhada das barras em pontal permite uma interpretação mais detalhada de canais fluviais meandran-tes. A partir da associação faciológica, da sucessão vertical de fácies, da ocorrência de superfícies de reativação e do ângulo de mergulho das superfícies de acreção lateral é possível fazer inferências acerca da geometria do canal, da velocidade e da variabilidade da descarga do fluxo.

Agradecimentos - Os autores agradecem a comissão editorial da revista a ao Dr. Paulo Cesar Soares pelas críticas e sugestões apresentadas. Ao Instituto de Geociências/UFRGS pelo apoio logístico aos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2:93-114.
- Allen, J. R. L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5:89-101.
- Allen, J. R. L. 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal Sedimentary Petrology*, 40:298-323.
- Allen, J. R. L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33:237-293.
- Andreis, R. R.; Bossi, G. E. Montardo, D. K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú, SBG, v. 2, p. 659-673.
- Arches, A. 1983. Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. In: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.). *Modern and ancient fluvial systems*. Oxford, Blackwell publication. (IAS Special publication, n. 6).
- Bluck, B. J. 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott Journal Geology*, 7:93-138.
- Campbell, J. E. & Hendry, H. E. 1987. Anatomy of a gravelly meander lobe in the Saskatchewan River, near Nipawin, Canada. In: Ethridge, F. G.; Flores, R. M.; Harvey, M. D. (eds) *Recent developments in fluvial sedimentology*. Tulsa, Okla, SEPM Geology. p. 179-189. (SEPM Special Publication, n. 39).
- Caravazza, W. 1989. Sedimentation Pattern of a rift-filling unit, Tesuque Formation (Miocene), Española Basin, Rio Grande Rift, New Mexico. *Journal Sedimentary Petrology*, 59: 287-296.
- Díaz-Molina, M. 1993. Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. In: Marzo, M. & Puigdefábregas, C. (eds.). *Alluvial sedimentation*. Oxford, Blackwell publication. p. 115-131. (IAS Special publication, n. 17).
- Fonseca, M. M. 1999. *Caracterização faciológica das Formações Santa Maria (Membro Alemao) e Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais*. Porto Alegre. 162 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Galloway, W. E. & Hobday, D. K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems*, 2nd edition. Berlin, Springer, 489 p.
- Gustavson, T. C. 1978. Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, 25: 401-426.
- Hooke, J. M. 1986. The significance of middle channel-bars in an active meandering river. *Sedimentology*, 33:839-850.
- Jackson, R. G. II. 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West. *Journal Sedimentary Petrology*, 51: 1169-1192.
- Lewin, J. 1976. Initiation of bed forms and meanders in coarse-grained sediment. *Geological Society of America Bulletin*, 87:281-285.
- Lyell, C. 1830-1833. *Principles of Geology*. London. 3v.
- Medeiros, E. R.; Robaina, L. E. S., Barcelos, A. A. B., 1995. Troncos Fósseis: Onde Estão?. SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2. 1995. Porto Alegre. *Boletim de Resumos...* Porto Alegre, CIGO/IG, p. 114-115.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: Miall, A.D. (ed.). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5: 597-604.
- Miall, A. D. 1979. Tertiary fluvial sediments in the Lake Hazen intermontane basin, Ellesmere Island, Arctic Canada. *Geological Survey of Canada*, 79:9-15.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22: 261-308.
- Miall, A. D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basin. In: Kleispehn, K. & Paola, C. (eds.). *New perspective in basin analysis*. Berlin, Springer. p. 67-81.
- Miall, A. D. 1992. Alluvial Deposits. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds.) *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, p. 119-142.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Nanson, G. C. 1980. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 27:3-30.
- Ori, G. G. 1982. Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, 31: 231-248.
- Ramos, A. & Sopena, A. 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.). *Modern and ancient fluvial systems*. Oxford, Blackwell Science. p. 301-312 (IAS Special Publication, n. 6).
- Smith, D. G. 1987. Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. In: Ethridge, F. G.; Flores, R. M.; Harvey, M. D. (eds.). *Recent developments in fluvial sedimentology*. Tulsa, Okla, SEPM Geology. p. 83-91 (SEPM Special Publication, n. 39).
- Stewart, D. J. 1983. Possible suspended-load channel deposits from the Wealden Group (Lower Cretaceous) of Southern England. In: Collinson, J. D.; Lewin, J. (eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. Oxford, Blackwell Science. p. 369-384 (IAS Special Publication, n. 6).
- Turner, B. A & Eriksson, K. A. 1999. Meander bend reconstruction from an Upper Mississippian muddy point bar at Possum Hollow, West Virginia, USA. In: Smith, N. D. & Rogers, J. *Fluvial Sedimentology VI*, Oxford, Blackwell Science, p. 363-380. (IAS Special Publication, n. 28).
- Willis, B. J. 1989. Paleochannel reconstruction from point bar deposits: a three-dimensional perspective. *Sedimentology*, 36: 757-766.
- Willis, B. J. 1993. Interpretation of bedding geometry within ancient point-bar deposits. In: Marzo, M. & Puigdefábregas, C. (eds.). *Alluvial sedimentation*. Oxford, Blackwell Publication. p. 101-114. (IAS Special publication, n. 17).
- Wood, J. M. 1989. Alluvial architecture of the Upper Cretaceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petrology Geology*, 37: 169-181.