



A SITUAÇÃO DE EQUILÍBRIO NO SISTEMA FLUVIAL DO ALTO RIO PARANÁ, CENTRO SUL DO BRASIL

PAULO CESAR ROCHA

Universidade Federal de Mato Grosso do Sul/CPTL/DCH

Av. Ranulpho M. Leal, 3484. V. Industrial. Três Lagoas-MS. Cep 79600-000.

e-mail: pprocha@ceul.ufms.br

ABSTRACT

The present paper evaluated the current hydrodynamic, sedimentologic and geomorphologic aspects of the upper Parana River channels and their relationship with the quaternary fluvial evolution. The relative data of the quaternary geomorphic history and the current river regimen showed that the river is in a present hydro-geomorphologic disequilibrium. Despite of multi-channel configuration, the fluvial system develops an adaptive phase in correspondence with the new hydrologic and neotectonic conditions. There is no channel pattern classification in current literature for the Paraná River.

Keywords: Geomorphology; Quaternary; Paraná River.

Eixo temático 5

Introdução

Torna-se de grande importância o entendimento funcional dos sistemas fluviais, dos aspectos hidrodinâmicos e das variáveis que mantêm o equilíbrio dinâmico, como as que se relacionam com o trabalho que o rio executa em cada trecho, principalmente em ambientes tropicais, ainda pouco estudados, ou ainda naqueles de grandes dimensões de drenagem.

Segundo Petts & Foster (1990), os rios podem ser vistos como um sistema aberto, em termos de entrada (input) e saída (output) de matéria e energia, e como sistemas de processo-resposta, mantendo 3 características: 1- sua operação é controlada pela magnitude e frequência de *inputs*; 2- mudanças progressivas na morfologia e operação do sistema podem ocorrer se mudanças nos *inputs* ou degradação interna do sistema ocorrerem; 3- auto-regulação ou trocas negativas (feedback) podem ocorrer criando um novo estado de equilíbrio entre as formas e os processos. A morfologia de um sistema fluvial reflete uma história denudacional.

A área de estudos está inserida no Compartimento Rio Baía (Souza Filho & Stevaux, 1997), caracterizado por uma larga planície aluvial na sua margem direita, e na calha principal grandes arquipélagos subdividindo o canal em braços com diferente importância. Na planície fluvial, desenvolve-se um sistema de canais anastomosados



reativados, onde estão presentes o rio Baía/canal Corutuba e o baixo rio Ivinheima (figura 1). A hipótese inicial é de que o Alto Rio Paraná neste trecho está em desequilíbrio. Neste trabalho, foram então avaliados e discutidos parâmetros geomórficos de relevância na abordagem do equilíbrio fluvial, com o objetivo de se esclarecer questões a respeito de tal hipótese, e estimar uma projeção para a morfologia do rio em direção ao equilíbrio fluvial.

Evolução Quaternária

As recentes pesquisas (Souza Filho, 1993; Souza Filho & Stevaux, 1997; Stevaux, 1993; Stevaux *et al.*, 1997; Stevaux & Santos, 1998; Santos, 1997) evidenciam 2 estágios bem definidos de padrão de drenagem deste sistema nesta região durante o período Quaternário. Um primeiro estágio de padrão *entrelaçado* (braided), ocorrido sob influência de um clima árido ao longo do Pleistoceno Superior; cujas feições reliquias são áreas fusiformes de grandes dimensões encontradas em alguns locais da planície fluvial (depósitos areno-seixosos). Depois, um estágio de padrão *anastomosado* (anastomosed), ocorrido sob clima úmido entre 8.000 e 3.500 A.P., cujas formas relictas são diques marginais, canais, leques de rompimento de dique e baixios (bacia de inundação), sendo que alguns destes paleocanais estão ativos no atual sistema (depósitos de areia fina/lama arenosa).

Após este período teria havido um rápido evento árido, entre 3.500 e 1.500 A.P., cujas formas reliquias mais expressivas são leques aluviais da drenagem intermitente de baixa ordem (1ª a 3ª) da margem direita do sistema. A partir do segundo evento úmido (figura 2), tais processos levaram a uma configuração particular do canal atual do rio Paraná, de aspecto multicanal entrelaçado, de alta capacidade. O rio Paraná ganha energia e passa a escavar os depósitos relictos dos sistemas anastomosado e entrelaçado que ocupam sua calha principal atual e reativa alguns paleocanais de baixa energia do sistema anastomosado deixado à sua margem direita.

No estágio atual de drenagem, iniciado 1.500 A.P. sob as características ambientais atuais (clima úmido), o rio Paraná está levemente encaixado a uns 3 a 4 metros abaixo do nível médio da sua planície, e o estágio de margens plenas (considerando esta topografia) tem 5,6 anos de intervalo de recorrência (Fernandez & Souza Filho, 1995), exercendo pouca influência geomórfica sobre a planície fluvial da margem direita, quando comparado com sua calha atual.

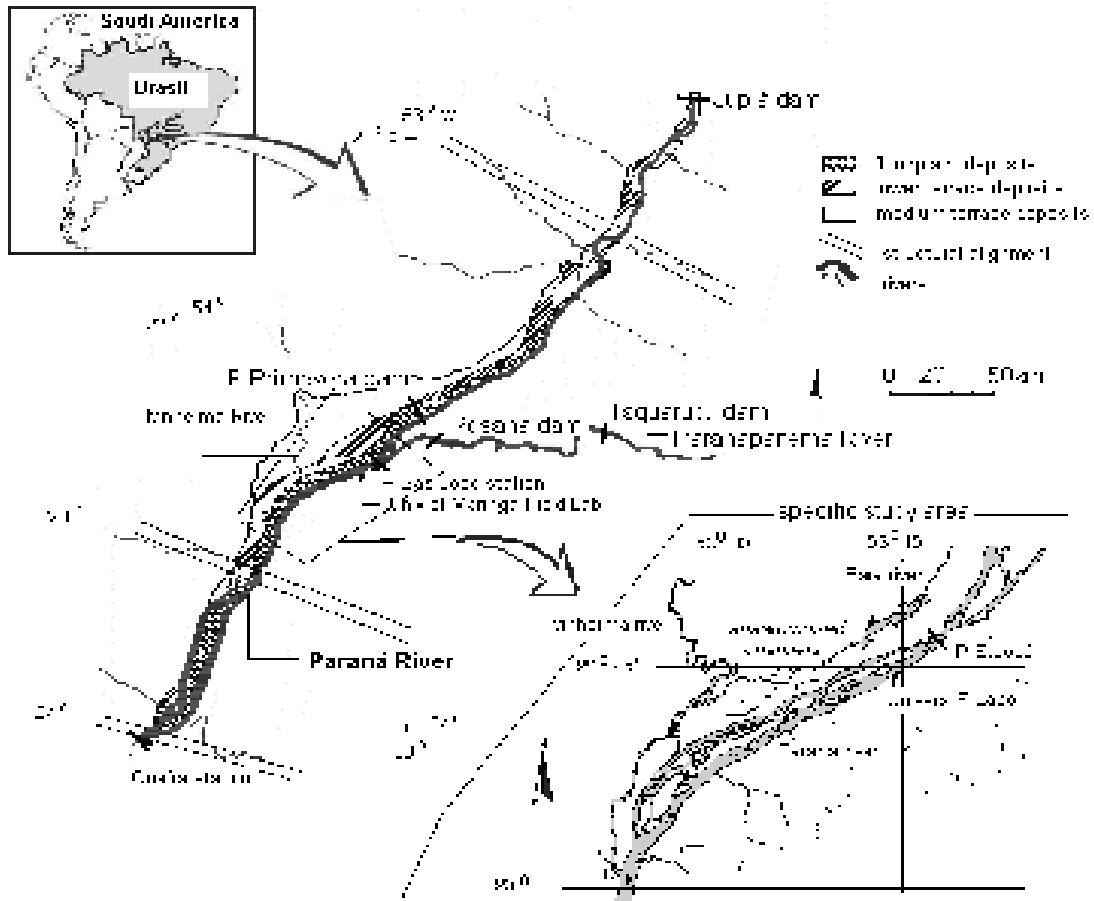


Figura 1. Localização da área de estudo (abaixo à direita a área específica dos estudos).

O termo aqui usado como *planície fluvial* levou em consideração a sua gênese (Petts, 1990; Nanson & Croke, 1992), a despeito de que o atual sistema a utilize eventualmente (eventos com recorrência de 5,6 anos) como planície de inundação. O atual rio Paraná apenas flui sobre um modelado formado por diferentes ciclos geomórficos.

Ressalta-se que durante as mudanças climáticas, houveram episódios neotectônicos concomitantes, que em conjunto foram responsáveis por importantes eventos geomórficos de incisão de canal, migração e agradiação do sistema (figura 2).

Hidrodinâmica, Sedimentologia e Processos Erosivos e Depositionais

Do ponto de vista da hidrodinâmica atual neste trecho, o Rio Paraná apresenta o evento de cheia entre os meses de dezembro e março, com a vazante entre os meses de abril e novembro. Sua descarga média histórica está em torno de 9.500 m³/s e tem sido elevada desde o início da década de 70. Nos canais principais do rio Paraná, as velocidades de fluxo estão em torno de 1,4 m/s e profundidade média de 13 m (talvegue principal – margem esquerda) e 0,9 m/s e profundidade média de 5 m (talvegue secundário – margem



direita), porém ambos valores diminuem nos canais estreitos que cortam ilhas. Nos canais reativados do sistema anastomosado na planície fluvial (rio Baía, canal Corutuba e baixo rio Ivinheima), as profundidades giram em torno de 2 e 6 metros e as velocidades de fluxo de até 0,9 m/s. porém, dependendo da relação entre o nível da água no rio Paraná e destes canais o sentido do fluxo pode ser invertido.

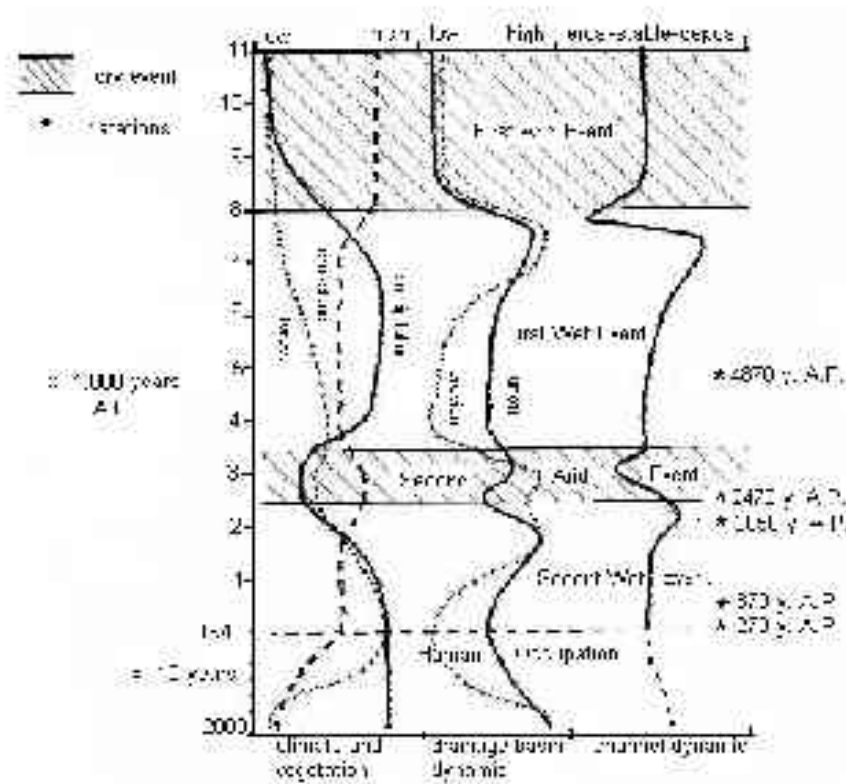


Figura 2. Vegetação, clima e processos geomórficos no Alto Rio Paraná durante o Holoceno. *Fonte: Stevaux et al, 1997.*

As barras são macroformas típicas no rio alto Paraná, apresentando centenas a milhares de metros de comprimento, que emergem durante os períodos de baixo fluxo e níveis hidrométricos médios; as mega-ondas e dunas são comuns (figura 3-A). Elas apresentam uma complexa história erosivo-deposicional e são formadas pela superimposição de menores formas de leito, limitadas por corpos de segunda e terceira ordem (Santos & Stevaux, 2000), de acordo com a hidrodinâmica local, e têm alta mobilidade. Nos canais secundários da sistema multicanal, na calha atual do rio Paraná, como o canal Cortado, as formas de leito são originadas por outras formas de leito maiores em migração para jusante nos canais principais (figura 3-B). Estes depósitos tem



predominância de areias finas a médias e representam a carga de fundo atual do rio neste trecho.

Nos canais secundários do sistema anastomosado (rio Baía/canal Corutuba) não são encontradas formas de leito em movimentação, e somente materiais em suspensão estão em transporte. Estes canais apresentam baixa a alta sinuosidade (1,2 a 2,1) com baixa atividade, restrita a deposição de materiais finos nos lagos e durante os eventos extremos, deposição nas bacias de inundação. Estão presentes muitas lagoas e brejos, associados ao trecho anastomosado do sistema, que evoluíram a partir de paleocanais abandonados pelo regime atual, e constituem em importantes ambientes dos ecossistemas locais.

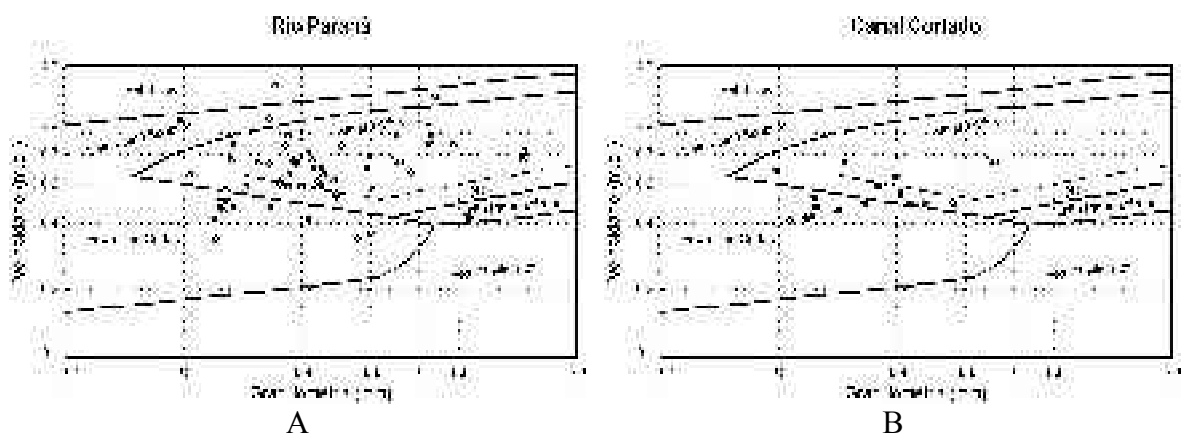


Figura 3. Dinâmica sedimentológica do leito na calha atual do rio Paraná. A – canal principal único (seção Porto São José). B – canal secundário do sistema multicanal (seção canal Cortado). Adaptado de Harms *et al.* (1982).

Sítios erosivos e deposicionais são ativos nos canais principais e são controlados pela direção do talvegue e as formas de leito migram durante o ciclo hidrodinâmico e são por sua vez controlados pela intensidade da cheia. Além disso, em pequenos trechos do rio os canais podem exibir características hidrodinâmicas próprias. Isso faz com que hajam diferenças relevantes entre trechos do rio, no que diz respeito à sua morfologia e formas de leito, assim como nos processos erosivos e deposicionais. Na figura 4 podem ser observadas zonas com predominância de formas de leito laterais (canal direito) e com predominância de barras centrais de canal (margem esquerda), indicando diferenças na hidrodinâmica.

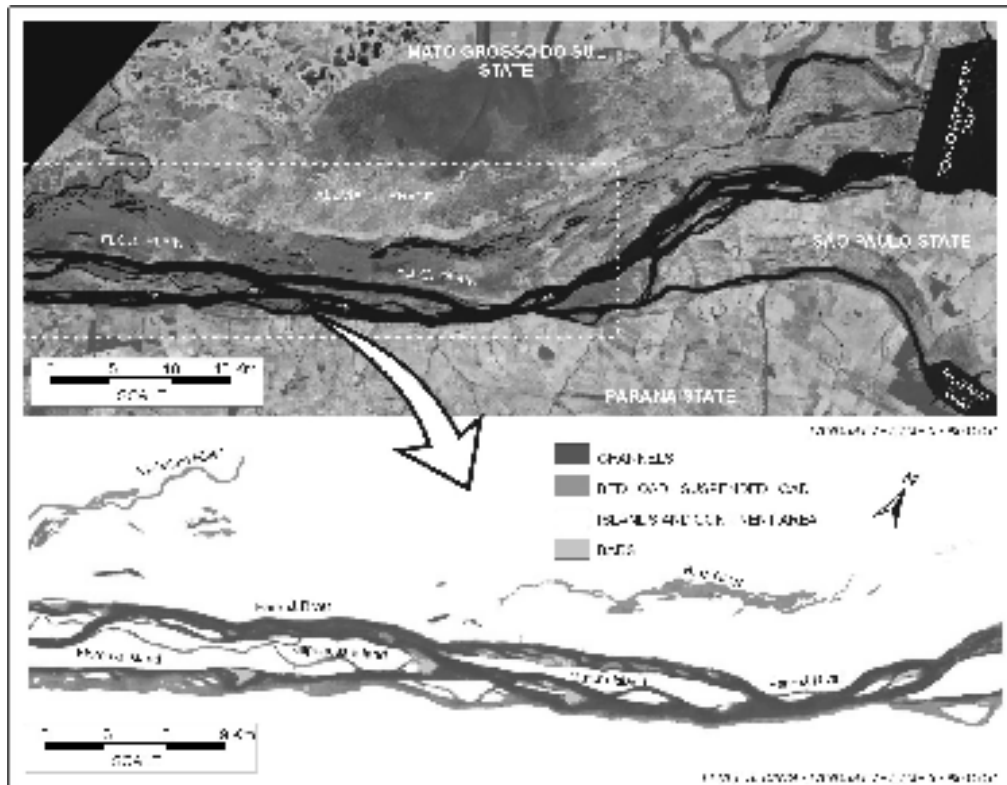


Figura 4. Variações morfológicas nas formas de leito atuais (emersas e submersas): função da hidrodinâmica local.

A literatura cita modelos exponenciais e logarítmicos para a relação entre a elevação e a extensão do perfil do rio. A mais familiar maneira de expressar tal relação seria que a elevação varia conforme o logaritmo da distância (extensão) (Leopold et al., 1964). Testando-se tal afirmação para o perfil longitudinal do Alto Rio Paraná, observou-se um melhor ajuste do rio no trecho de montante. No trecho de jusante parece haver pouco ajuste à condição de equilíbrio no perfil do rio.

A figura 5 mostra um trecho do perfil longitudinal do rio Paraná baseadas no logaritmo da distância, desde a confluência dos rios Grande e Paranaíba, 44 km a montante de Ilha Solteira (Alto Rio Paraná), até Porto Mendes, já no Médio Rio Paraná, 60 km a jusante das sete quedas de Guaíra, o principal nível de base estrutural que limita a jusante o Alto Rio Paraná. Nesse trecho, observa-se um perfil levemente irregular, com alguns ressaltos do leito (soleira) refletindo no rio um parcial controle litológico/estrutural (figura 5). Na parte de montante, observa-se uma superfície côncava até a primeira soleira (Porto Primavera), indicando um estágio evolutivo de rio equilibrado. Para jusante, uma nova soleira (ilha Maracá) e logo em seguida a soleira do nível de base regional (Sete Quedas, em Guaíra-PR). Neste trecho é observado um estágio menos avançado de ajuste do rio,



onde um sistema multicanais se desenvolve intercalado por pontos nodais, constituindo a área núcleo deste trabalho.

A despeito das considerações teóricas sobre o forma da equação de ajuste entre a distância e a elevação, e de que apesar da ampla discussão na literatura, o perfil de equilíbrio dos rios está longe de apresentar uma equação universal, cabe aqui apenas uma comparação com relação à concavidade do perfil para os dois trechos definidos. Assim, o trecho de montante, apresenta uma perfil mais ajustado, ou mais evoluído, do ponto de vista do equilíbrio, de que o trecho a jusante. Sendo assim, é possível que dentro deste nível de base, a parte de montante evoluiu mais rapidamente que a parte de jusante, como resposta, possivelmente, à fatores estruturais e tectônicos diferenciados. Porém tais fatos ainda devem ser testados. Contudo, no trecho de jusante as soleiras afetam grandemente no processo de ajuste do rio.

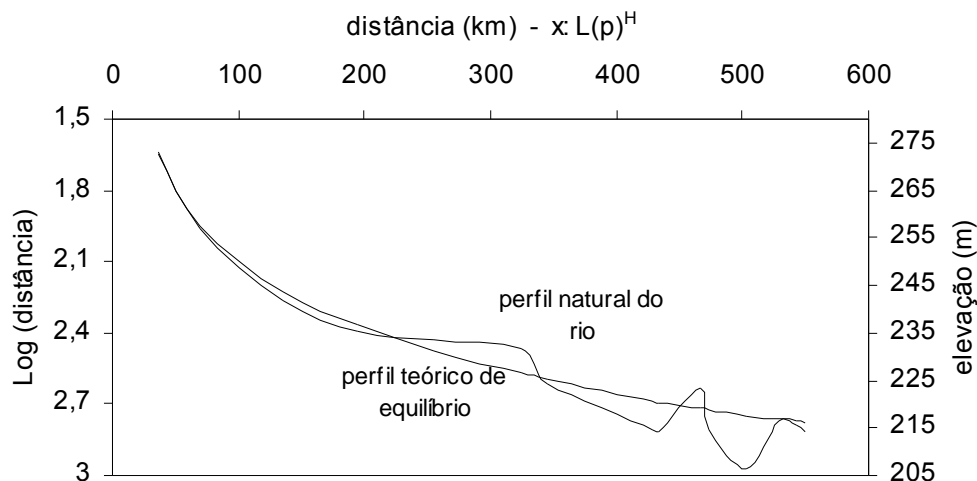


Figura 5. Perfil longitudinal do Alto Rio Paraná (substrato) e curvas de equilíbrio aproximadas. Curva de equilíbrio baseada na relação das distâncias pelo seu respectivo valor logarítmo (conforme Leopold et al., 1964). x : distância horizontal do trecho; L : comprimento total; p : $L/(1+L)$; H : é a altura acima do ponto onde $x=L$.

Com relação ao importante papel do regime hidrológico sobre os aspectos morfogenéticos do rio nesse trecho, nem todas as cheias causam inundações (Fernandez & Souza Filho, 1995). O fato de o rio estar ligeiramente encaixado, permite que a superfície da planície fluvial e das ilhas se coloque entre 3 a 4 metros acima do nível médio do rio. Frequentemente a superfície do vale (canal e planície) é empregada como referência para definir o nível de margens plenas natural. Na estação fluviométrica de Porto São José-PR (aprox. 140 km a montante da estação de Guaíra-PR) essa descarga é de 22.220 m³/s (cota



de 7,0 m na régua linimétrica da estação de Porto São José-PR) e possui intervalo de recorrência de 5,6 anos.

Esta alta capacidade do canal sugere a atuação de uma série de condições sedimentológicas, hidrológicas e tectônicas na modificação de processos que envolvem a evolução da planície aluvial e o equilíbrio entre os processos de acreção vertical e lateral (Pickup & Warner, 1976 em Fernandez & Souza Filho, 1995), e suas interações com a evolução do sistema biológico de várzea na planície e no canal tornam-se particulares. Tal variedade espacial e topográfica na planície de inundação e o encaixe atual do rio Paraná permite que, para um mesmo evento de descarga (ou nível da água), hajam diferentes parcelas inundadas (figura 6).

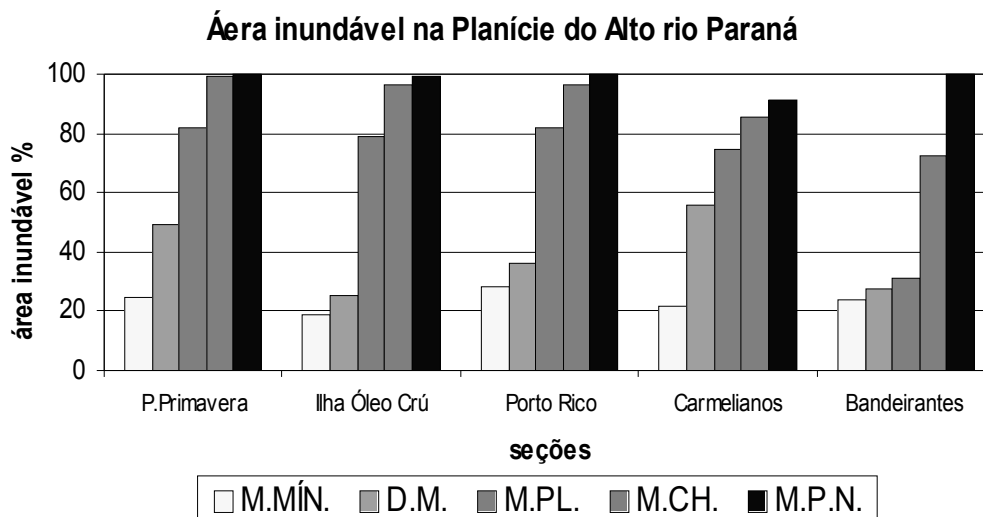


Figura 6. Extensão da área inundável (%) com base no perfil transversal de 5 secções no Alto Rio Paraná. *M.MIN.*(média da mínimas), *D.M.* (descargas médias), *M.PL.* (margens plenas), *M.CH.* (média das cheias), *M.P.N.* (margens plenas naturais) = classes de débitos, conforme Rocha, 1997).

A interpretação dos processos e das feições no sistema fluvial podem também ser muito úteis no entendimento do estado de equilíbrio de um rio. Com relação aos padrões de canal, uma extensa discussão paira sobre a morfologia atual do rio Paraná e a concepção de padrões de canal existente na literatura, considerando que se trata de um grande rio tropical. Diversos pesquisadores tem concordado em atribuir às formas pré-atuais a origem em um padrão anastomosado, que fora parcialmente reativado pela drenagem atual (Souza Filho, 1994; Stevaux et al., 1997; Santos et al., 2001).

A presença de ilhas vegetadas e canais secundários estreitos de menor competência cortando as ilhas, com diques marginais típicos dão semelhança a modelos de rios anastomosados, que predominam na planície fluvial, parcialmente reativado.



A ocorrência de fácies de areias fina a média estratificadas e com teores variáveis de matéria orgânica (Sp, St, Sr e So), associadas a fácies siltosas e argilosas (Fm e Fi) se dá tanto na planície fluvial como nas ilhas da calha atual. Datações em depósitos orgânicos mais antigos deste sistema dão idades em torno de 4.500 ano AP. Associação de fácies de canal com fácies de planície e a sucessão de fácies de abandono em paleocanais no topo do pacote sedimentar sugere que o topo do pacote sedimentar foi elaborado por um sistema anastomosado a partir do Holoceno, mas que perdurou até recentemente (Santos et al., 2001).

O padrão *anastomosado* se refere a rios com múltiplos canais sinuosos, porém estáveis, com margens coesas, separados por grandes ilhas vegetadas. Segundo Schumm (1968), os canais anastomosados se caracterizam pela alta estabilidade das margens, alta sinuosidade, margens coesivas, canais múltiplos separados por ilhas largas estáveis e vegetadas. Este modelo, no conceito de Miall (1985), é representado por barras arenosas relativas aos canais e depósitos de transbordamento com raras barras laterais e mais freqüente depósito de rompimento de diques.

Já para o sistema atual, a forma em planta sugere um padrão entrelaçado, no entanto algumas formas que exibem este mosaico são herdadas de processos e produtos de um ou mais padrões relictos. Rios *entrelaçados* apresentam dois ou mais canais com barras entre os canais, instáveis, e apresentam alta relação largura/profundidade, alta declividade e, geralmente baixa sinuosidade (Miall, 1977) (tabela 1). A figura 7 mostra os 4 tipos principais de padrão de canal. Contudo, como já discutido anteriormente e resumido na tabela 1, há evidências de que o rio Paraná tem um caráter destrutivo, quando comparado com os demais padrões aluviais e sua dinâmica erosiva e deposicional.



Tabela 1. Classificação dos tipos de canais fluviais e suas principais características.

<i>Tipo</i>	<i>Morfologia</i>	<i>Sinuo- Sidade</i>	<i>Tipo de carga</i>	<i>Carga de fundo (%)</i>	<i>L/P</i>	<i>Padrão erosivo</i>	<i>Padrão deposic.</i>
Meandrante	Canal único	> 1,3	Suspensa ou mista	< 11	<40	Incisão no canal; migração lateral	Formação de barras em pontal
Entrelaçado	Dois ou mais, com barras e peq. ilhas	< 1,3	Carga de fundo	> 11	>40	Migração lateral	Agrada- ção. do canal; formação de barras
Retilíneo	Canal único com <i>riffles</i> e <i>pools</i> ; talvegue meandrante	< 1,5	Suspensa mista ou de fundo	< 11	<40	Menor migração do canal e incisão	Formação de barras laterais de canal
Anastomosado	Dois ou mais canais, com ilhas largas e estáveis	> 2,0	Carga suspensa	< 3	<10	Lenta migração de meandro s	Lenta acrecção das margens
Rio Paraná	Canal múltiplo com ilhas vegetadas e barras	1,14	mista	10 ?!	> 100 para a calha atual	Incisão do canal, erosão depósitos (ilhas e margens)	Barras de canal, lateral e de soldament o

Baseado em Miall (1977).

Diferentes padrões de canal são parte de um **contínuum**, determinado pelas condições de energia em relação com a construção local da forma do canal (figura 8). Schumm & Khan, (1972) em estudos de laboratório, perceberam que o contínuum da forma do canal foi caracterizado pela relativamente forte transição, marcada por um limiar no relacionamento carga sedimentar/declividade. Tal relacionamento mostra que rios entrelaçados tendem a ocorrer mais onde existam maiores descargas de margens plenas e/ou declividades no canal e/ou carga sedimentar do que rios meandrantés, e que canais



retilíneos poderão meandrar a partir de um certo limiar de declividade para uma determinada descarga. Utilizando-se o relacionamento de tais variáveis, percebe-se que o atual rio Paraná tem semelhanças com um rio entrelaçado (A) e meandrante (B), a despeito de que tais subjeções da literatura sejam na maioria oriundas de pequenos canais e de laboratório.

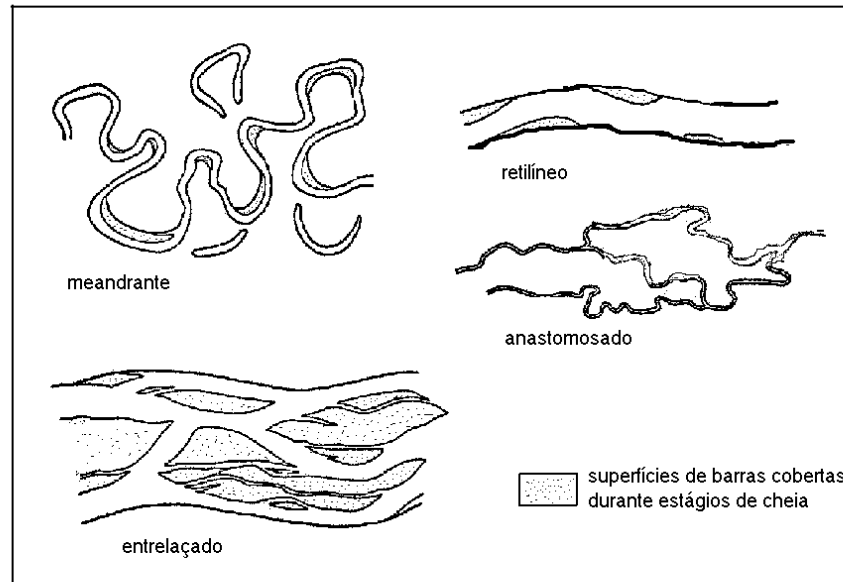


Figura 7. Padrões de canal - forma em planta, conforme Miall (1977).

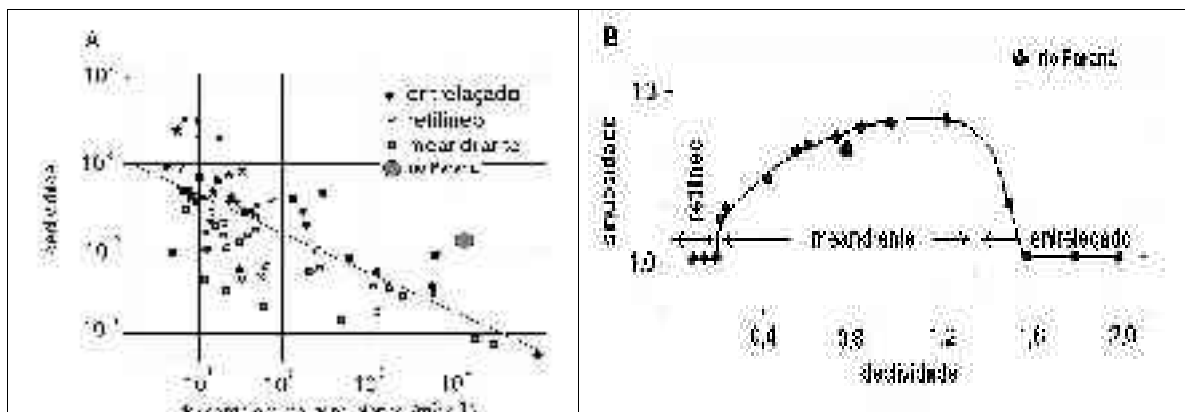


Figura 8. Variações no padrão de canal conforme a declividade, descarga, sinuosidade.

A: Adaptado de Leopold & Wolman (1957); B: Schumm & Khan (1973) em Petts & Foster (1990).

A migração lateral do canal do rio envolve a erosão de depósitos existentes e a deposição de novos materiais, levando à manutenção das características da planície de inundação adjacente ao canal de acordo com as propriedades hidro-sedimentológicas do



rio. A planície de inundação é composta de segmentos de diferentes idades, as quais refletem o padrão de avulsão e migração do canal histórica e recente. Também não é tão plana e nem uniforme em composição; a superfície da planície de inundação tem uma associação com os canais, ligando o rio principal com lagos de canais abandonados (oxbow lakes), alagados semi-permanentes (brejos) e outras depressões.

A planície de inundação surge, pois, composta por variados depósitos de canal e de transbordamento, e nem todos podem ser identificados em muitas planícies de inundação. Em primeira instância, a morfologia da planície de inundação pode depender dos depósitos de canal (barras), mas subsequentemente, a sedimentação superficial confinando o canal pode ser de considerável significância (Bridge & Jarvis, 1976 em Petts & Foster, 1990).

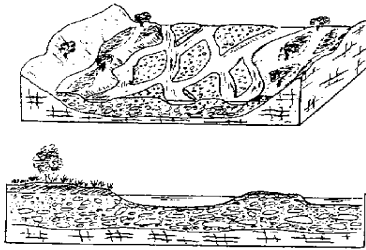
Nesta região, a planície de inundação do rio atual (aqui já referenciada como planície fluvial) não está geneticamente ligada ao sistema atual, se constituindo em uma planície herdada de um ou mais sistemas anteriores, a qual se comporta como planície de inundação apenas em eventos de recorrência bem superior a 1,58 anos (entre 1 a 3 anos) de recorrência. Ela se encaixa no conceito de planície em desequilíbrio passivo persistente de Fergusson (1981 em Nanson & Croke, 1992).

Com base nos parâmetros de energia total e energia específica, foi feita a tentativa de classificação do sistema atual do Alto Rio Paraná de acordo com a terminologia proposta por Nanson & Croke (1992), com base no *calibre médio dos sedimentos*, relativos às formas atuais (depósitos), e na *energia específica* do canal (figura 9).

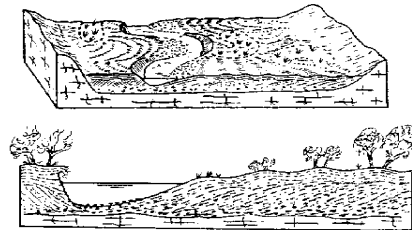
Avaliando-se o perfil do rio onde se apresenta o sistema multicanal e a planície fluvial é bem desenvolvida, e com base nos dados hidrológicos da estação de Porto São José-PR, associados às características de largura/profundidade, sinuosidade, declividade, diâmetro médio das partículas e formas de leito em transporte apresentadas anteriormente, observam-se semelhanças ao padrão entrelaçado, e é possível que a fase atual do rio se enquadre numa das sub-ordens da classe B, numa provável trajetória de crescimento de energia, a partir de um sistema de baixa energia (anastomosado - figura 9-C), onde o ajuste de equilíbrio do sistema seja encontrado sob condições de um sistema entrelaçado (média energia - figura 9-B), culminando com a erosão completa das ilhas da calha e total abandono da planície fluvial relictada do sistema anastomosado anterior.



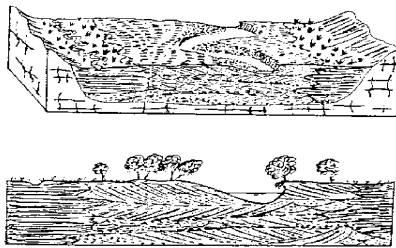
i) Planície de Inundação de Rios Entrelaçados
 $\omega = 50 - 300 \text{ Wm}^{-2}$



ii) Migração Lateral – Meandranes
Planície de Inundação Sinuosa
 $\omega = 10 - 60 \text{ Wm}^{-2}$



iii) Migração Lateral / – Meandranes
Planície de Inundação Pantanosa
 $\omega = 10 - << 60 \text{ Wm}^{-2}$

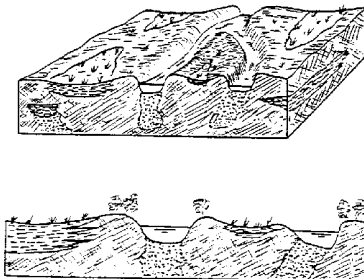


iv) Migração Lateral – Meandranes
Planície de Inundação Contrapontal
 $\omega = 10 - << 60 \text{ Wm}^{-2}$

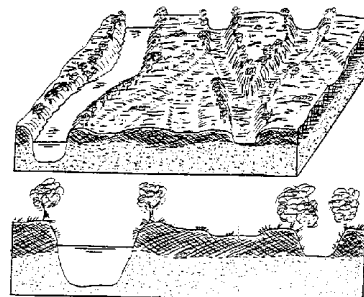


modelo B

i) Planície de Inundação de Rio Anastomosado
Rica em Material Orgânico
 $\omega = < 10 \text{ Wm}^{-2}$



ii) Planície de Inundação de Rio Anastomosado
Inorgânica
 $\omega = < 10 \text{ Wm}^{-2}$



modelo C

Figura 9. Modelos esquemáticos de *planícies de inundação*. Modelos: B) não-coesivas de média energia; C) coesivas de baixa energia, conforme Nanson & Croke (1992).

No entanto, a falta de estudos sobre grandes rios e suas planícies de inundação deixam uma lacuna nas definições para os padrões de canal, assim como da gênese e processos de formação das planícies de inundação e energia correlata aos padrões de canal. A tabela 2 mostra os parâmetros de energia utilizados e os valores obtidos para os canais que compõem o sistema estudado. De fato, conforme os resultados, a energia específica obtida enquadra o rio Paraná entre a classe B, considerando o perfil como um todo e o trecho de montante, de média energia (entre 10 e 300 W/m^2), e a classe C, considerando o trecho de jusante, de baixa energia ($<$ que 10 W/m^2). Os canais secundários são todos enquadrados na classe C, conforme proposto pelos autores citados.



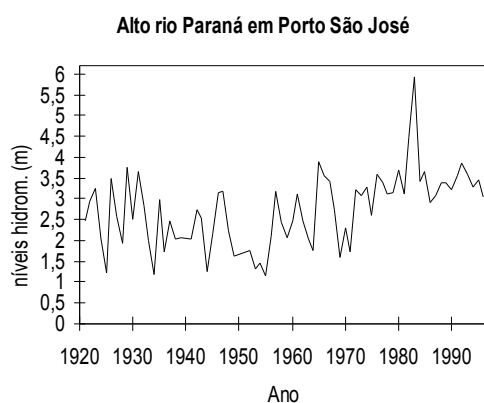
Tabela 2. Parâmetros de Energia nos Canais do Sistema.

- Ambiente	$Q_{1,58}$	$S (x 10^{-5})$	Ω	ω
Rio Paraná	12.300 m ³ /s	11,16	13.728 W/m	12,48 W/m ²
Rio Ivinheima	600 m ³ /s	2,06	121 W/m	0,58 W/m ²
Baía/Corutuba	100 m ³ /s	4,02	39 W/m	0,65 W/m ²
Canal Cortado	170 m ³ /s	4,76	79 W/m	1,58 W/m ²

Obs: Foi considerado regime de margens plenas no rio Paraná o débito no qual as barras de canal são encobertas (altura de 4,6 m na régua de P.S.José). W: Watts; m: metros; s: segundos. (rio Paraná na região de P.S.José-PR); $\Omega = \gamma QS$; $\omega = \Omega/L$; γ : 9792,3812 kg/(m² s²); S: m/m; L: m; Q: m³/s.

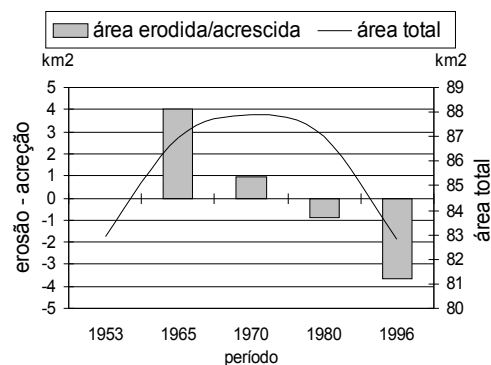
Em pequena escala de tempo, mudanças na morfologia do canal causam um ajuste de variáveis para a manutenção do equilíbrio entre as condições de fluxo e carga sedimentar, e mudam as características do regime de fluxo e/ou da carga sedimentar, com um ajustamento da morfologia do canal para o novo estado de equilíbrio (Petts & Foster, 1990).

Nesta área, o nível médio do rio foi elevado (assim como os débitos) após a década de 1970, parcialmente relacionada com a ocupação das vertentes e regulação do fluxo pela implantação das grandes barragens (Rocha *et al.*, 1998; 2001)(figura 10-A). Estes autores observaram um a nítido aumento das descargas médias e uma maior frequência de tempo em níveis hidrológicos mais altos no período atual, além da intensificação na variação diária dos níveis fluviométricos. A deposição de parte da carga suspensa e de fundo nos reservatórios e uma grande elevação dos baixos fluxos nas últimas 4 décadas, acompanhada com aumento dos débitos médios anuais representam maior energia no sistema e maior poder destrutivo do rio. A partir destes fatos, após a década de 1970 uma nova fase geomórfica foi iniciada e as ilhas tem sido atacadas por processos erosivos mais intensos e vem apresentando alta redução na sua área (figure 10-B).



A

Erosão e Deposição no Conjunto Mutum-Floresta



B



Figura 10. Regime de fluxo do rio Paraná em Porto São José (antes de 1963: estimado) (A), e variação na área do conjunto Mutum-Floresta (km²) (períodos de erosão lateral ou deposição): ilhas do sistema multicanal (B).

Considerações Finais

A influência de knicpoints, atuando em conjunto com as últimas mudanças climáticas ocorridas no Quaternário, afetaram e devem ainda afetar o ajuste entre variáveis como a carga do rio atual, as formas pretéritas no leito (ilhas) e planície (diques, canais e depósitos de inundação), os processos erosivos e deposicionais e a energia do fluxo (débitos e declividade). O entendimento dos processos assim como da morfologia atual e a direção do ajuste de tais condicionantes durante o tempo de relaxamento e a trajetória de readaptação, deve levar em conta tal situação. Contudo, as relações entre os processos geomórficos atuais e o débito do rio e sua hidrodinâmica se apresentam também como uma ferramenta importante na interpretação do estágio atual do rio e as relações com a planície fluvial.

Na calha principal, o sistema atual descreve uma trajetória erosiva, tanto lateral quanto de incisão de canal desde o início da fase atual. Tal situação tem sido intensificada nas últimas décadas devido ao aumento das descargas do rio e à menor carga sedimentar em transporte, devido à deposição nos reservatórios a montante.

Os processos na planície fluvial se resumem aos depósitos de acreção vertical nos diques marginais e de rompimento de diques (crevasse), efetuados pelo rio Paraná, que são pontuais. Entretanto, estes eventos apenas ocorrem durante as cheias intensas ou com transbordamento, e estas últimas tem intervalo de recorrência de 5,6 anos. Os canais anastomosados reativados tem alta estabilidade marginal, e os processos se resumem ao transporte em suspensão. Isto indica uma baixa taxa de agradação da planície.

Tais considerações sugerem que tal trajetória gradativamente leve ao abandono da planície fluvial da margem direita pelo rio Paraná.

Em contra-partida, o caráter erosivo do rio tende a levar à destruição das ilhas na sua calha principal. Segundo Souza Filho et al. (2001), se consideradas as condições erosivas atuais, em pouco mais de mil anos o atual sistema entrelaçado poderia atingir seu equilíbrio, por meio da remoção completa dos conjuntos insulares, com a instalação de um sistema entrelaçado arenoso, com grandes barras de areia fina a média deslocando-se em uma calha mais ampla e rasa que a atual, como sugere a aplicação do modelo sugerido por Nanson & Croke (1992).



No entanto, os grandes barramentos segurando a carga material do leito devem influenciar sobremaneira tal expectativa, já que a mobilização da carga de fundo em trânsito neste trecho e a indisponibilidade de mais materiais em trânsito devem dar ao rio uma dose extra de energia, para apressar a erosão dos depósitos relictos (ilhas e planície adjacente), e sem a chegada da carga arenosa de montante, continuar remobilizando os depósitos pelíticos adjacentes. Ao mesmo tempo, o aprofundamento do talvegue pode também mobilizar o material do substrato mais grosseiro (conglomerado), dando novas formas ao sistema.

Desse modo, pode-se confirmar a hipótese inicial. O rio Paraná neste trecho atualmente está em desequilíbrio hidro-geomorfológico e, apesar da configuração multicanal, o sistema vem desenvolvendo uma fase adaptativa às novas condições hidrológicas e neotectônicas neste trecho, e o estágio de desequilíbrio impede uma classificação dentro dos padrões de canal conhecidos na literatura.

Referências

- FERNANDEZ, O.V.Q. & SOUZA FILHO, E.E. (1995) – Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná. *Bol. Paranaense de Geociências*, 43. Pp 161-171.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G., 1982. *Structures and Sequences in clastic Rocks*. Lecture Notes for SEPM Short Course n. 9. Calgary.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P., 1964. Fluvial processes in geomorphology. Freedman, San Francisco, 319 p.
- MIALL, A.D., 1977. A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, 13. 1-62 pp.
- MIALL, A.D., 1985. Architectural Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, 22. 261-308.
- NANSON, G.C. & CROKE, J.C. (1992) – A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, pp 459-486.
- PETTS, G. (1990) – Regulation of large rivers: problems and possibilities for environmental-sound river development in South America. *Interciencia*, 15 – 6, pp 388-395.
- PETTS, G. & FOSTER, I. (1990) - Rivers and Landscape. *The Athenaeum Press*, 3 ed., New Castle, Great Britain.



- ROCHA, P.C., SOUZA FILHO, E.E & FERNANDEZ, O.V.Q. (1998) - Aspectos do controle de descargas efetuado por barramentos no alto rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências* 46. Curitiba-Pr-Brasil, pp 117-122.
- ROCHA, P.C., SANTOS, M.L. & COMUNELLO, E., 2001-B. The Disequilibrium Stage of Upper Parana River Flood System, Southern-Central Brazil. *V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal*. Jul/2001. 137 – 140 p.
- ROCHA, P.C., SANTOS, M.L. & SOUZA FILHO, E.E (2001) – Alterações no regime hidrológico do alto rio Paraná como resposta ao controle de descargas efetuado por grandes barramentos a montante. *VIII Encuentro de Geógr. de América Latina*, Santiago-Chile, pp 28-39.
- SANTOS, M.L., 1997. Estratigrafia e Evolução do Sistema Siliciclástico do Rio Paraná no seu Curso Superior: Ênfase à Arquitetura dos Depósitos, Variação Longitudinal das Fácies e Processos Sedimentares. Porto Alegre-RS. Tese de Doutorado. Inédito.
- SANTOS, M.L. & STEVAUX, J.C. (2000) – Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river. *Quaternary International*, 72, pp87-94.
- SANTOS, M.L., ROCHA, P.C. & COMUNELLO, E., 2001. Sistema Fluvial do Rio Paraná (Brasil) em seu Curso Superior: Um Exemplo de Planície Aluvial em Desequilíbrio. *V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal*. Jul/2001. 145 – 148 p.
- SCHUMM, S. A. & KHAN, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 83. 1755-70 pp.
- SOUZA FILHO, E.E., 1993. Aspectos da Geologia e Estratigrafia dos Depósitos Sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP. São Paulo-SP. Inédito.
- SOUZA FILHO, E.E., 1994. Feições do sistema anastomosado pré atual do rio Paraná. XXXVIII Congresso Brasileiro da ABEQUA, Curitiba, Res. Exp. 265-269.
- SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J.C. (1997-a) - Geologia e Geomorfologia do Complexo Rio Baía, Curitiba, Ivinheima. In Vazzoler, A.E.A.M., Agostinho, A. A., Hahn, N.S. (eds), *A planície de inundação do alto rio paraná*: Maringá-PR, Eduem: NUPELIA, pp 03-46.
- SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J.C. (1997-b) – As barras fluviais da parte média do alto rio Paraná. *VI Congresso brasileiro da ABEQUA*, Curitiba-PR, pp 265-269.
- SOUZA FILHO, E.E., ROCHA, P.C., CORREA, G.T. & COMUNELLO, E., 2001. O Ajuste Fluvial e a Erosão das Margens do Rio Paraná em Porto Rico (Brasil). *V REQUI/ I CQPLI, Lisboa, Portugal*. Jul/2001. 37 – 40 p.



STEVAUX, J.C., 1993. O Rio Paraná: Geomorfogênese, Sedimentação e Evolução Quaternária do seu Curso Superior (região de Porto Rico-PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/ USP. São Paulo-SP. Inédito.

STEVAUX, J.C., SOUZA FILHO, E.E. & JABUR, I.C. (1997) – A história quaternária do rio Paraná em seu alto curso. In Vazzoler, A.E.A.M., Agostinho, A. A., Hahn, N.S. (eds), *A planície de inundação do alto rio paraná*: Maringá-PR, Eduem: NUPELIA. Pp 47-72.

STEVAUX, J.C. & SANTOS, M.L. (1998) – Paleohydrological changes in the upper Parana river, Brazil, during the late Quaternary: A facies approach. In: Benito, G., Baker, V.R. & Gregory, K.J. (eds). *Paleohydrology and environmental changes*. London. Pp 273-285.