

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

ÉDIPO HENRIQUE CREMON

**LEQUES ALUVIAIS NA CALHA DO RIO PARANÁ: MORFOMETRIA
E RELAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS**

Maringá

2009

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

ÉDIPO HENRIQUE CREMON

**LEQUES ALUVIAIS NA CALHA DO RIO PARANÁ: MORFOMETRIA
E RELAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS**

Monografia apresentada à disciplina de Trabalho de Conclusão de Curso, como requisito básico para a obtenção do título de bacharel em Geografia, sob orientação do Professor Doutor Edvard Elias de Souza Filho

Maringá

2009

Agradecimentos

Um momento meloso... mas é preciso registrar algumas considerações:

Ao Professor Doutor **Edvard Elias de Souza Filho**, por ter me escolhido como seu aluno bolsista de iniciação científica por três anos, pelos ensinamentos, a confiança, amizade e longas discussões que muito me enriqueceram. As inúmeras conversas na hora do café valeram a pena.

Ao **CNPq** (Conselho Nacional de Pesquisa e Tecnologia), proc. 121615/2009-0, pela concessão da bolsa de iniciação científica.

Ao Professor Doutor **José Cândido Stevaux** pelas ricas discussões e conhecimento transmitidos sobre geomorfologia fluvial e oportunidades de trabalho de campo.

Aos Professores Doutores do GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente), **Manoel Luís dos Santos**, **Nelson Vicente Lovatto Gasparetto** e **Marta Luzia de Souza** que sempre estiveram dispostos a ajudar nos momentos que precisei.

Aos meus professores de graduação que contribuíram na minha formação, em especial: **Maria Teresa de Nóbrega**, **Paulo Nakashima**, **Edison Fortes**, **Margarida Peres Facchini**, **Messias Modesto dos Passos**, **Deise Regina de Queiroz**, **Hélio Silveira**, **Fernando Santil** e **Angela Endlich**, além dos outros anteriormente citados.

Ao Professor Doutor **Márcio de Morisson Valeriano** (DSR/INPE) pela atenção e ajuda prestada via e-mail para o tratamento dos dados SRTM e também ao colega **Hiran Zani** que também foi de grande ajuda nesse sentido.

Ao Professor Doutor **Edgardo Manuel Latrubesse** (University of Autin, Texas) pela oportunidade de realizar, pelo professor Stevaux, o curso de “Fluvial Geomorphology with emphasis on Large Alluvial System” em Santa Fé (Argentina), além das dicas junto aos dados levantados nesse trabalho.

Aos colegas **Ericson Hayakawa**, **Eduardo Souza de Moraes** e **Ismar Renan Alves de Andrade** que me passaram os primeiros ensinamentos sobre geoprocessamento.

Ao **Otávio Cristiano Montanher**, meu “truta” de discussões científicas e besteiras que muito me ajudou na discussão sobre os dados levantados.

A **Fabiana Cristina Meira** pela atenção, preocupação e inúmeras discussões sobre geomorfologia que tivemos.

Aos colegas do GEMA de hoje e de antes que diretamente, indiretamente ou de nenhuma forma contribuíram para o meu conhecimento, sendo eles: **Ericson Hayakawa**, **Marcos Juliano (Negão)**, **Hiran Zani**, **Ismar Renan Alves de Andrade**, **José Antonio Arenas Ibarra (Pepe)**, **Diego Garcia Paiva**, **Eduardo Souza de Moraes**, **Fabiana Cristina Meira**, **Vladimir de Souza**, **Rafaela Harumi Fujita**, **Edimara Rupollo**, **Edinédia Grizio**, **Otávio Cristiano Montanher**, **Miriam Francisca**, **Carina Petsch**, **Diego Turulo**, **Éverton**, **Marcos Vinícius (Cisso)**, **Pedro França Júnior (BRS)**, **Bruno Rigon**, **Ordilei Melo**, **Maria Estela Casale Dalla Vila**, **Isabel Terezinha Leli**.

Aos meus atrapalhados colegas de república que me aturaram (apesar de eu ter aturado eles também): **Luís**, **Denis**, **Enila (Baiana)**, **Pedro**, **Rafael (Fofucho)**, **Fábio Rossetti (Dilon)**, **Alex Pires Boava (Di)** e **Marcel Hideyuki Fumya (o Japoneis, o Malandro)**.

Aos colegas de classe: **Tio Chico**, **Salvação**, **Rafael Evaristo**, **Indiã**, **Pedro Carnevalli**, **Mansão**, **Karine**, **Juliana**, **Vanessa**, **Daisy**, **Lili**, **Feitosa**, **Bolaxa**, **Pardal**, etc.

Por fim, e não menos importante, aos meus pais, **Valdir Cremon** e **Simone Dias Corrêa Cremon**, que sempre foram o meu porto seguro dando apoio moral e financeiro quando eu precisei.

Pra variar, devo ter esquecido alguém, mas mesmo assim deixo o meu “valeu galera” pra todos aí que estiveram presentes nos momentos de estudos, de descontração e das cervejas.

*“- Eu sou o maior - proclama o filhote quando mata
a sua primeira preza, porém pequeno é o filhote, imensa é a selva.
Deixe que cresça e que ela lhe dê esperteza”*
Rudyard Kipling

“Um bom geógrafo tem os pés sujos de terra e a cabeça limpa”
Messias Modesto dos Passos

RESUMO

A calha do curso do rio Paraná em seu trecho superior é marcada por um conjunto de leques aluviais que se desenvolveram entre seus terraços colúvio-aluviais e a planície aluvial por drenagens tributárias. Os leques aluviais constituem num importante objeto de estudo na análise geomorfológica e quaternária. Suas formas atuais e sua bacia hidrográfica de captação podem fornecer bons parâmetros dos condicionantes necessários sobre suas respectivas origens. Nem todos os tributários que atravessam os terraços formam leques. Com isso, variáveis morfométricas podem auxiliar na quantificação dessas formas e posterior interpretação das mesmas. Este trabalho visa abordar alguns desses leques aluviais, suas bacias de captação e também algumas bacias dos cursos tributários que não formam leques, no intuito de verificar as relações entre as bacias de captação e os leques e a existência de algum padrão morfológico dessa interação, colaborando assim no entendimento dos processos morfogenéticos dos mesmos. Para isso, foram utilizados dados altimétricos SRTM, interpolados para 30 m de resolução espacial por krigagem, e imagens multiespectrais ASTER e mosaico GeoCover LANDSAT na obtenção das variáveis morfométricas. Com esses dados foram feitas correlações estatísticas. Pelos dados obtidos, os cursos fluviais sem leques são aqueles que possuem maior descarga fluvial, o que permitiu a escavação do leito e a eliminação do desnível entre os patamares geomorfológicos. Os cursos fluviais menores, com baixa energia, mantiveram os desníveis e foram mais propícios para a formação dos leques. Estes possuem alta correlação entre a área e a circularidade da bacia de captação com a área e a circularidade dos leques. O índice *cgb* - *complex geomorphic basin* - (elaborado nesse trabalho) apresentou uma correlação proporcional com r^2 de 0,9967 com o volume dos leques. Pode-se concluir que os leques aluviais são produtos da morfologia das suas bacias de captação.

Palavras-chave: leques aluviais, morfometria, rio Paraná, terraço aluvial

ABSTRACT

The valley of Upper Paraná River shows a set of alluvial fans that had developed between its terraces. The alluvial fans are in an important object of study in the geomorphological and quaternary analysis. Its forms and basin of captation can supply parameters of the necessary conditions on respective origins. It has tributaries that they cross the terraces that do not develops fans. Then, morphometrics variables can assist in the quantification of these forms and subsequent interpretation of them. This work aims also approach some these alluvial fan, basins of captation and some basins of the courses tributaries that do not developers fans, in intention to verify the relations between the basins of captation and the fans and the existence of some morphologic standard of this interaction, collaborating to understand the morphogenetic processes of these. For this, it had been used SRTM data, interpolated to 30 m of spatial resolution to kriging, multispectral images ASTER and GeoCover Landsat mosaics in the attainment of morphometric variables. With these data, statistical correlations had been made. For the gotten data, the fluvial courses without fans are those that possess greater fluvial discharge, what it allowed to the excavation of the stream bed and the elimination of the unevenness between the geomorphorlogics platforms (terraces). The little fluvial courses, with low energy, had kept the unevennesses and had been more propitious for the formation of the fans. These have great correlation between the area and the circularity index of the basin of captation with the area and the circularity of the fans. The index cgb - complex geomorphic basin - (elaborated in this work) show a correlation with r^2 de 0,9967 between the volume of fans. So can be concluded that the alluvial fans are products of the morphology of its basins of captation.

Key-words: alluvial fans, morphometry, Paraná River, alluvial terrace

Lista de Figuras

Figura 1. Bacia do rio Paraná na grande bacia da Prata (STEVAUX <i>et al</i> , 2009).....	13
Figura 2 Perfil longitudinal e barragens (data de operação) no território brasileiro, com detalhe para o trecho entre a barragem de Porto Primavera e Guaíra, onde o canal fluvial corre livre de barramentos (Adaptado de STEVAUX <i>et al</i> , 2009).....	15
Figura 3. Mapa geomorfológico da região de Porto Rico, baseado em Souza Filho (1993)....	17
Figura 4. Bloco-diagrama da calha do Alto rio Paraná na região de Porto Rico-PR (Baseado em SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1993; SANTOS, 1997; SANTOS & STEVAUX, 2001; FORTES <i>et al</i> , 2005).....	17
Figura 5. Perfil Estrutural esquemático de falhas antitéticas do alto Rio Paraná na região do rio Ivinheima, região de Taquarussu/MS (FORTES <i>et al</i> , 2007).....	18
Figura 6. Perfil longitudinal do rio Paraná (Adaptado de ORFEU & STEVAUX, 2002)	19
Figura 7. O quadrante em amarelo destaca o estreitamento do canal do rio Paraná nas cataratas das Sete Quedas (Imagem LANDSAT 2 – MSS, composição colorida R5G6B4, 21/10/1977).....	19
Figura 8. Estreitamento do canal do rio Paraná com as Sete Quedas em Guaíra (PR). Este ponto constitui no nível de base regional para todo o Alto Paraná	20
Figura 9. Falha tectônica que formava um grande cânion a jusante de Sete Quedas no rio Paraná (MAACK, 1968).....	20
Figura 10. Representação 3D de um dos leques aluviais fluviais do rio Paraná.....	22
Figura 11. Modelo faciológico para os leques aluviais e o Terraço Baixo do Alto rio Paraná (SOUZA FILHO, 1993)	24
Figura 12. Unidades do estudo	26
Figura 13. Substrato geológico, bacias de drenagem e leques estudados.....	26
Figura 14. (a) Imagem do mosaico LANDSAT (Geocover), composição colorida R(4)G(7)B(2) e (b) imagem ASTER, composição colorida R(3N)G(2)B(1). Ambas auxiliaram na digitalização da drenagem	33
Figura 15. Comportamento espacial de variáveis de acordo com a ordem do polinômio (Adaptado de Landim, 2003).....	36
Figura 16. Semivariograma utilizado para a obtenção dos coeficientes geoestatísticos	37
Figura 17. Comparação entre as o MDE SRTM original de 90m (à direita) e o MDE SRTM krigado para 30m (à esquerda)	37

Lista de Tabelas

Tabela 1. Mudanças nas versões SRTM.....	28
Tabela 2. Características do sensor ASTER.....	31
Tabela 3. Características dos satélites da família Landsat (Adaptado de Jensen, 2009).....	32
Tabela 4. Variáveis morfométricos das bacias de captação	37
Tabela 5. Variáveis morfométricas das bacias de captação do ribeirão Baile e do córrego Esperança agrupados	40
Tabela 6. Dados morfométricos dos leques.....	40
Tabela 7. Índice <i>cgb</i> dos leques para cada curso fluvial, onde os valores do ribeirão Baile e do córrego Esperança estão agrupados	46

Lista de Gráficos

Gráfico 1. Relação entre o índice de circularidade com a densidade de drenagem	38
Gráfico 2. Relação entre a área das bacias de captação com a amplitude das bacias.....	39
Gráfico 3. Relação entre o índice de circularidade da bacia pela espessura média dos leques	41
Gráfico 4. Relação da Densidade de drenagem com a espessura média dos leques	42
Gráfico 5. Relação entre a área do leque com a área da bacia em km ²	43
Gráfico 6. Relação entre a área das bacias com o volume dos leques.....	44
Gráfico 7. Relação entre A/Ic das bacias de captação pela A/Ic dos leques	45
Gráfico 8. Relação entre o índice <i>cgb</i> com o volume dos leques em km ³	46

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1 O Sistema Fluvial na abordagem geomorfológica quaternária fluvial	11
1.2 O rio Paraná	12
1.3 Os patamares da calha do Alto rio Paraná	16
1.4 Os leques da calha do rio Paraná	21
2. UNIDADES DO ESTUDO	24
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
3.1 Dados SRTM	27
3.2 Krigagem dos dados SRTM.....	29
3.3 Imagens Multi-espectrais	31
3.4 Morfometria das bacias de captação e dos leques aluviais	33
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
6. REFERÊNCIAS	51

1. INTRODUÇÃO

A calha do curso do rio Paraná em seu trecho superior é marcada por um conjunto de leques aluviais que se desenvolveram entre seus terraços colúvio-aluviais e a planície aluvial por drenagens tributárias. Muitos destes já foram mapeados em alguns trabalhos (SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX; 1993; FORTES; 2003; SANTOS *et al*, 2008), entretanto ainda não foi realizada uma abordagem incisiva sobre estas feições.

Os leques aluviais constituem num importante objeto de estudo na análise geomorfológica e quaternária. Suas formas atuais e sua bacia hidrográfica de captação podem fornecer bons parâmetros dos condicionantes necessários sobre suas respectivas origens. Com isso, variáveis morfométricas podem auxiliar na quantificação dessas formas e posterior interpretação das mesmas.

Este trabalho visa abordar os leques aluviais da calha do rio Paraná, em seu curso livre no território brasileiro, através da análise de parâmetros morfométricos, no intuito de verificar as relações entre as bacias de captação, os leques e a existência de algum padrão morfológico dessa interação, colaborando assim no entendimento dos processos morfogenéticos dos mesmos.

Dentre os diversos estudos geomorfológicos realizados no rio, a análise morfométrica dos leques aluviais e de suas bacias de captação ainda não foi realizada. Vários trabalhos na literatura já foram desenvolvidos com boas correlações estatísticas entre algumas variáveis da bacia de captação com variáveis de leques (e.g. BULL, 1964b; RYDER, 1971; SCALLY & OWENS, 2004; AL-FARRAJ & HARVEY, 2005; ZANI, 2008; entre outros). Sendo assim uma abordagem morfométrica sobre estas feições é de grande valia, pois viabiliza uma melhor compreensão da paisagem a que está submetida a calha do rio. Esta linha de raciocínio é um pressuposto básico da geomorfologia em que primeiramente são analisadas as formas (no caso pela morfometria), para que os processos sejam compreendidos e conseqüentemente a gênese das formas de relevo seja conhecida.

Uma questão que desperta interesse é o fato de nem todos os tributários que atravessam os terraços formam leques. Sendo assim, a busca de relações geomorfológicas pela morfometria é importante para entender se a origem destas formas é oriunda dos mesmos processos morfogenéticos (climático ou neotectônico), se existe algum limite natural (umbral) para que esses leques se desenvolvam e também para verificar uma razão para as bacias e seus respectivos cursos fluviais que não formarem leques.

Parte-se da hipótese de que as condições homogêneas de substrato geológico, clima, tectônica e cobertura vegetal foram decisivas para as bacias que formam os leques tenham parâmetros aproximados e os correlacionem quanto sua gênese.

1.1 O Sistema Fluvial na abordagem geomorfológica quaternária fluvial

A partir da concepção da Teoria de Sistemas, uma nova abordagem foi dada a ciência e com a geomorfologia, e especificamente com a geomorfologia fluvial, não poderia ser diferente, surgindo assim o conceito de Sistema Fluvial.

Piégay & Schumm (2003) o define como sendo uma combinação significativa de fatores que formam um determinado complexo, com conexões, inter-relações e transferência de energia e matéria. Os autores ainda afirmam que o sistema fluvial é um complexo adaptável a sistemas de processo-resposta, vindo a modificar constantemente ao longo do tempo (geológico ou histórico), tendo como resultado processos erosivos e deposicionais em resposta a mudanças climáticas, de nível de base, tectônicas e impactos antrópicos.

Sendo assim, um sistema fluvial responde rapidamente a mudanças ambientais, especialmente a mudanças climáticas, tectônicas, cobertura vegetal e uso da terra (HUGGET, 2007). De forma que, cada mudança numa determina variável do sistema terá escalas tempo-espaciais diferentes dentro da concepção de processo-resposta. Por exemplo, a formação de dunas submersas terá escala de tempo e espacial inferior à formação de barras, que por sua vez terá escala inferior a formação de uma ilha aluvial.

Importante ressaltar que a expressão espacial pode não ser da mesma ordem de grandeza da escala temporal. Ou seja, uma grande forma pode não estar atrelada a um processo de longo prazo. Um exemplo disso é a formação ou a destruição de uma barra de grande porte em um evento de cheia excepcional.

A concepção de sistema fluvial em estudos do Quaternário terá por sua vez, uma escala temporal maior, onde variáveis temporais da dinâmica atual não terão o mesmo peso do que variáveis que perduram no tempo e levam o sistema a se ajustar em longo prazo. Sendo assim, quatro grandes variáveis terão maior peso na abordagem do Quaternário: mudanças climáticas, mudança tectônica, substrato geológico e mudança no nível de base.

A dinâmica hidrológica é sensível a estas variáveis e estudos nessa escala temporal fornecem uma maior compressão dos processos que atuaram na modelagem da paisagem do sistema fluvial.

O Quaternário é o período curto e recente da história da Terra que corresponde aos últimos 1.8 Ma, entretanto é marcado por grandes transformações ambientais. Por se tratar do período mais recente na escala geológica, possui suas formas e dados *proxy* melhor preservados. De acordo com Suguio (2003), suas evidências são suficientemente bem preservadas e mais numerosas, quando confrontadas com as de idades mais antigas.

Ab'Saber (1969) afirma que os estudos sobre o Quaternário facilitam a compreensão objetiva da evolução das formas de relevo recentes, tendo em vista que é nesse período que se dá o acabamento final às feições geomórficas que constituem a paisagem.

No Brasil, dentre seus depósitos quaternários, a maior parte é constituída por depósitos de origem fluvial. A geomorfologia é uma ciência que muito se interessa pelas formas de relevo originárias desses depósitos, entretanto pouco se tem de estudos científicos nesse sentido tendo em vista a extensão de localidades a serem investigadas.

Ao analisar os depósitos de origem fluvial, as formas geomórficas mais marcantes são planícies de inundação, terraços e leques aluviais, além de deltas. Estes consistem num importante ambiente para estudos pretéritos, evolutivos e de dinâmica geomorfológica. Grandes rios aluviais tendem a possuir grandes extensões das formas acima citadas e são campo para um amplo objeto de estudo na abordagem geomorfológica. As variáveis de mudanças climáticas, mudança tectônica, substrato geológico e mudança no nível de base serão as maiores responsáveis pela origem dessas formas, tanto na construção como na destruição das mesmas.

1.2 O rio Paraná

O rio Paraná é um dos maiores rios do mundo, possui a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul e a quarta maior bacia do mundo, com uma área de drenagem de 2.800.000 km² (STEVAUX *et al*, 2004). Sua extensão é de aproximadamente 3.000 km (SOUZA FILHO, 1993) e tem uma descarga anual de 500 milhões de m³ (BONETTO, 1986), sendo o décimo maior do mundo nesse atributo.

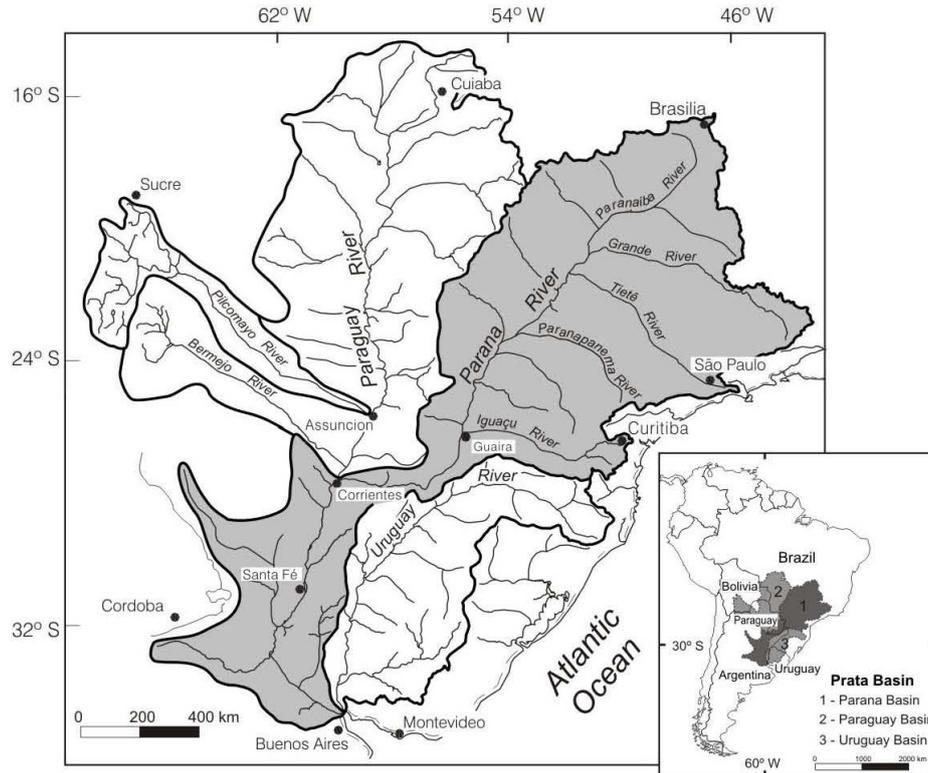


Figura 1. Bacia do rio Paraná na grande bacia da Prata (STEVAUX *et al.*, 2009)

Em seu percurso, com base em estudos faunísticos e hidrológicos, o rio Paraná foi subdividido por Bonetto & Drago (1968) em quatro grandes trechos:

- o Paraná Superior, que se estende desde a confluência dos rios Paranaíba e Grande até as cataratas das Sete Quedas;
- o Alto Paraná, que segue os sobre basaltos numa linha de falha até as proximidades da cidade de Posadas, onde o rio volta a ser aluvial se estendendo até a confluência com o rio Paraguai;
- o Médio Paraná, que corresponde ao trecho do rio Paraguai até as proximidades da cidade de Diamante na Argentina, aqui o rio possui uma ampla planície fluvial, com vale expansivo dividido por uma complexidade de formação de ilhas;
- o Baixo Paraná, por sua vez seguirá até a confluência com o rio Uruguai, formando o rio da Prata.

Maack (1968) inclusive argumenta que essa nomenclatura usada pelos argentinos é ilógica e que geograficamente o termo Alto rio Paraná deve ser utilizada para o trecho a montante de Sete Quedas. Neste trecho, o rio possui extensão de cerca de 1800 km, drenando uma área de mais de 800.000 km² (SOUZA FILHO, 1993).

Nas publicações de autores brasileiros essa nomenclatura dos autores argentinos tem sido pouco utilizada, dando a preferência para a divisão: Alto Paraná, que se estende de seu início até a barragem de Itaipu; Médio Paraná, se estendendo em seguida pouco depois da cidade de Corrientes, na Argentina; Baixo Paraná, indo até pouco depois de Rosário e o Paraná Delta que vai até a confluência com o rio Uruguai, formando o rio da Prata (e.g. STEVAUX, 2000). Sendo assim, este trabalho optará a partir de agora, depois de esclarecido essas definições, utilizar o termo Alto Paraná para o trecho brasileiro do rio.

O Alto rio Paraná a montante de Sete Quedas, localizado em Guaíra-PR. Neste trecho, a montante das cataratas de Sete Quedas, o rio possui extensão de cerca de 1800 km, drenando uma área de mais de 800.000 km² (SOUZA FILHO, 1993).

Com a construção da Usina Hidrelétrica de Itaipu e a destruição parcial de Sete Quedas foi imposto um novo nível de base regional para o sistema fluvial e com isso tem se utilizado a definição de Alto Paraná para todo o trecho a montante da barragem de Itaipu. Essa concepção é de uma abordagem da dinâmica atual do rio, que não é o caso desse trabalho.

Devido à demanda energética do Brasil, boa parte do Alto rio Paraná encontra-se represado. É uma série de barramentos que tem alterado a dinâmica atual, conforme pode ser observado na Figura 2. O único trecho livre do canal fluvial fica entre a usina de Porto Primavera e Guaíra (PR) e é esse setor que há mais de vinte anos vem sendo objeto de estudo da Universidade Estadual de Maringá (UEM), tendo diversas temáticas de pesquisa como: a dinâmica fluvial, processos erosivos e deposicionais, mapeamento geológico/geomorfológico, impacto de barragens e dinâmica de inundações, além de inúmeros trabalhos de ecologia.

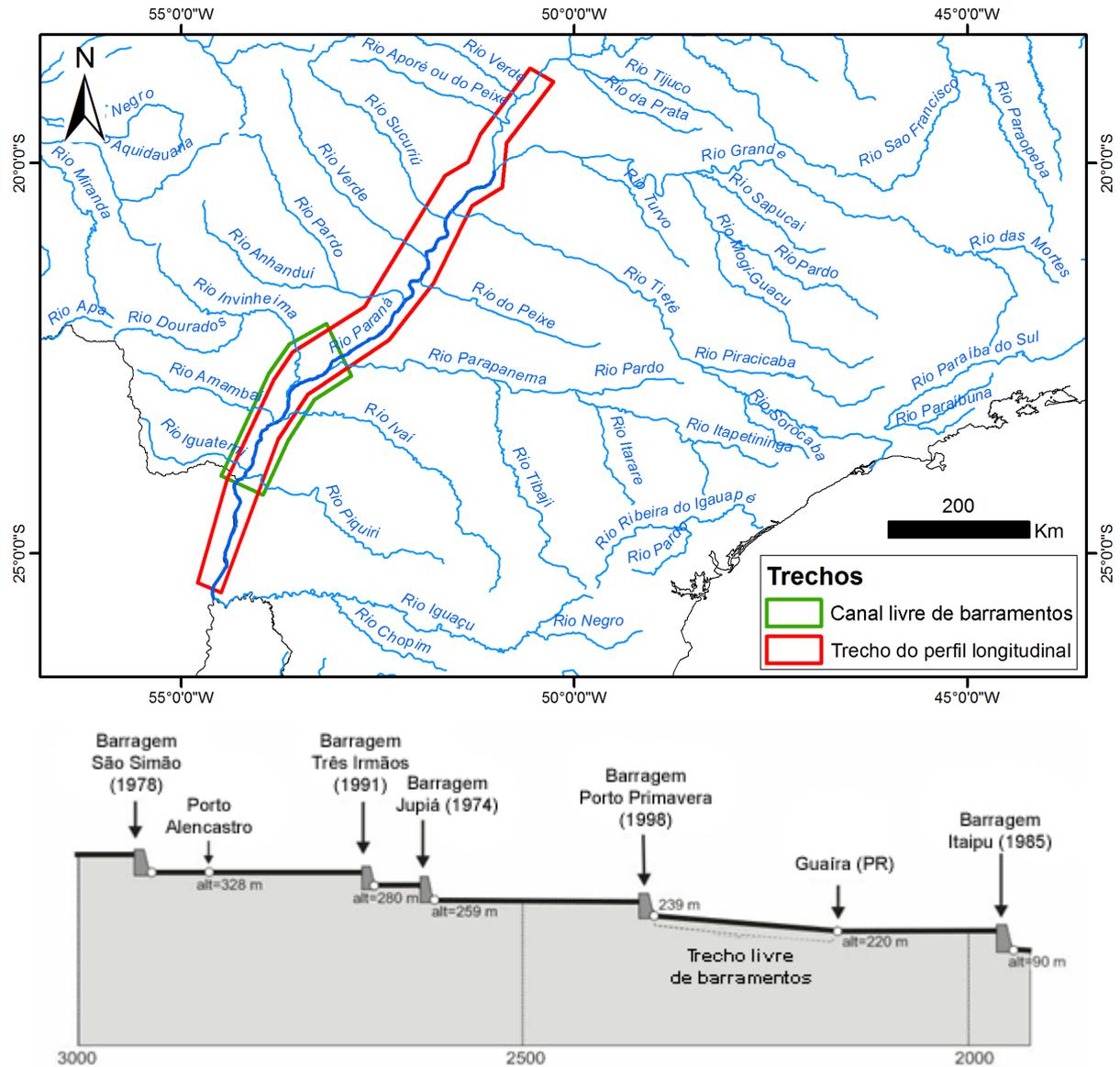


Figura 2. Perfil longitudinal e barragens (data de operação) no território brasileiro, com detalhe para o trecho entre a barragem de Porto Primavera e Guaíra, onde o canal fluvial corre livre de barramentos (Adaptado de STEVAUX *et al*, 2009)

A área de pesquisa que os trabalhos mais tem se concentrado é na região de Porto Rico (PR), que compreende entre a Usina Hidrelétrica de Sérgio Motta (Porto Primavera) e o canal Ipitã, primeira conexão do rio Ivinheima com o Paraná, principalmente em função de logística, uma vez que a UEM mantém uma avançada base de pesquisa com excelente infraestrutura no município de Porto Rico (PR).

De acordo com Souza Filho (1993), no trecho entre Porto Primavera e Guaíra, o rio Paraná apresenta em seu curso uma declividade média de 7,7 cm/km de Porto Primavera até a foz do rio Ivaí. Estudos de Souza Filho (1993) e Santos (1997), mostram que o canal evoluiu de um sistema entrelaçado (*braided*) para um padrão anastomosado (*anastomosed*) e

atualmente, segundo Souza Filho *et al.* (2001), o rio está em desequilíbrio, erodindo os depósitos do paleo-sistema entrelaçado e anastomosado, retornando-os a dinâmica do canal. De acordo com Souza Filho (1993, 1995) e Rocha (2002), o sistema anastomosado relictos nesta área compreende o rio Baía, o canal Corutuba e o baixo curso do rio Ivinheima, associados com o braço direito do rio Paraná, na região de Porto Rico (PR), onde estes canais anastomosados estendem-se por mais de 100 km desde a montante da UHE Porto Primavera em Rosana-SP, até Porto Caiuá-PR, mantendo diversas ligações com o rio Paraná.

Para Rocha (2002), em consequência dessas considerações, o rio atual não se enquadra dentro de qualquer padrão de canal definido na literatura, apesar da configuração multicanal. Entretanto, recentemente, Latrubesse (2008) adota o termo *anabranching* para o padrão de canal deste trecho, com base na morfologia do canal e parâmetros hidrológicos.

1.3 Os patamares da calha do Alto rio Paraná

A calha do Alto rio Paraná foi e continua sendo intensamente alterada por processos fluviais, vindo a modificar constantemente seu relevo regional (SOUZA FILHO & STEVAUX, 2002). Entre Três Lagoas (MS) e Guaíra (PR) foi reconhecida a existência de quatro patamares e que possivelmente estão associados ao rio (SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1993; 1994; SANTOS; 1997).

Souza Filho (op. cit.) caracterizou esses patamares em Terraço Alto, Terraço Médio e Terraço Baixo, além da planície fluvial, enquanto Stevaux (1993) os caracterizou em unidades geomorfológicas, definidas em Unidade Nova Andradina (terraço alto), Unidade Taquaruçú (terraço médio), Unidade Fazenda Boa Vista (terraço baixo), e Unidade Rio Paraná (planície fluvial). Por fim, Pires Neto *et al.* (1994¹, apud BARTORELLI, 2004) denominaram de Terraço Superior, Terraço Intermediário, Baixo Terraço e Planície de Inundação.

Estes patamares se distribuem assimetricamente ao longo do perfil longitudinal do rio e já foram discutidos por diversos autores, inclusive recebendo diversas nomenclaturas. Por opção, neste trabalho será adotada a nomenclatura dada por Souza Filho (1993), as figuras Figura 3 e Figura 4 retratam a distribuição dos diferentes terraços e da planície aluvial na região de Porto Rico (PR).

¹ PIRES NETO, A.G.; BARTORELLI, A.; VARGAS, M.S. A planície do rio Paraná. In: **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 42, p. 217-219, 1994

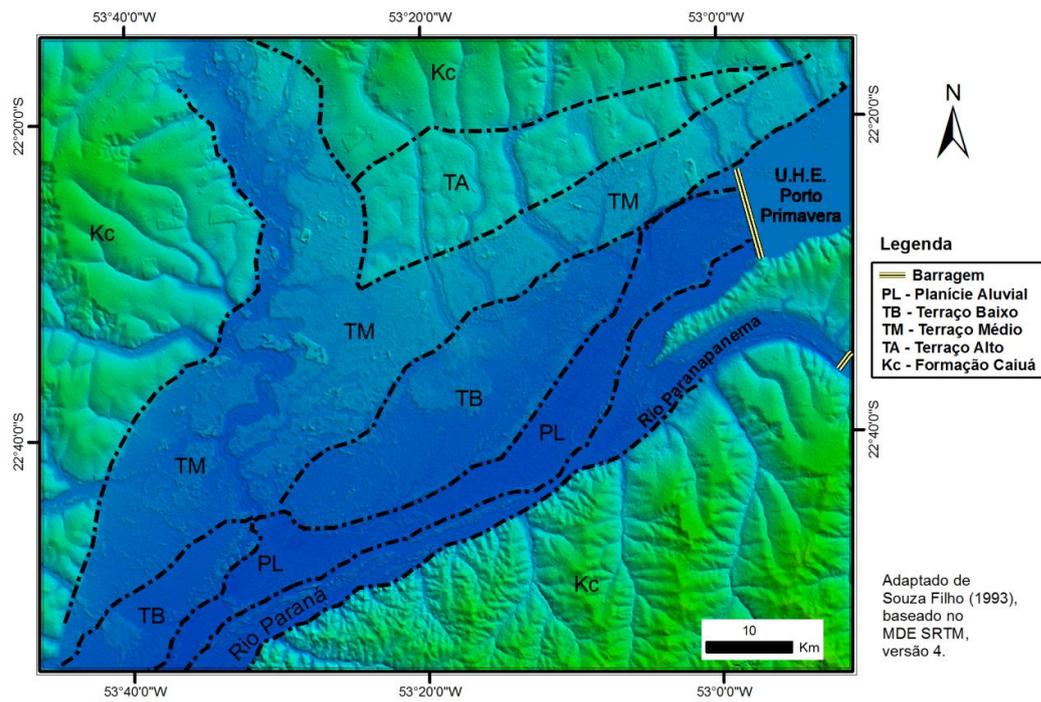


Figura 3. Mapa geomorfológico da região de Porto Rico, baseado em Souza Filho (1993)

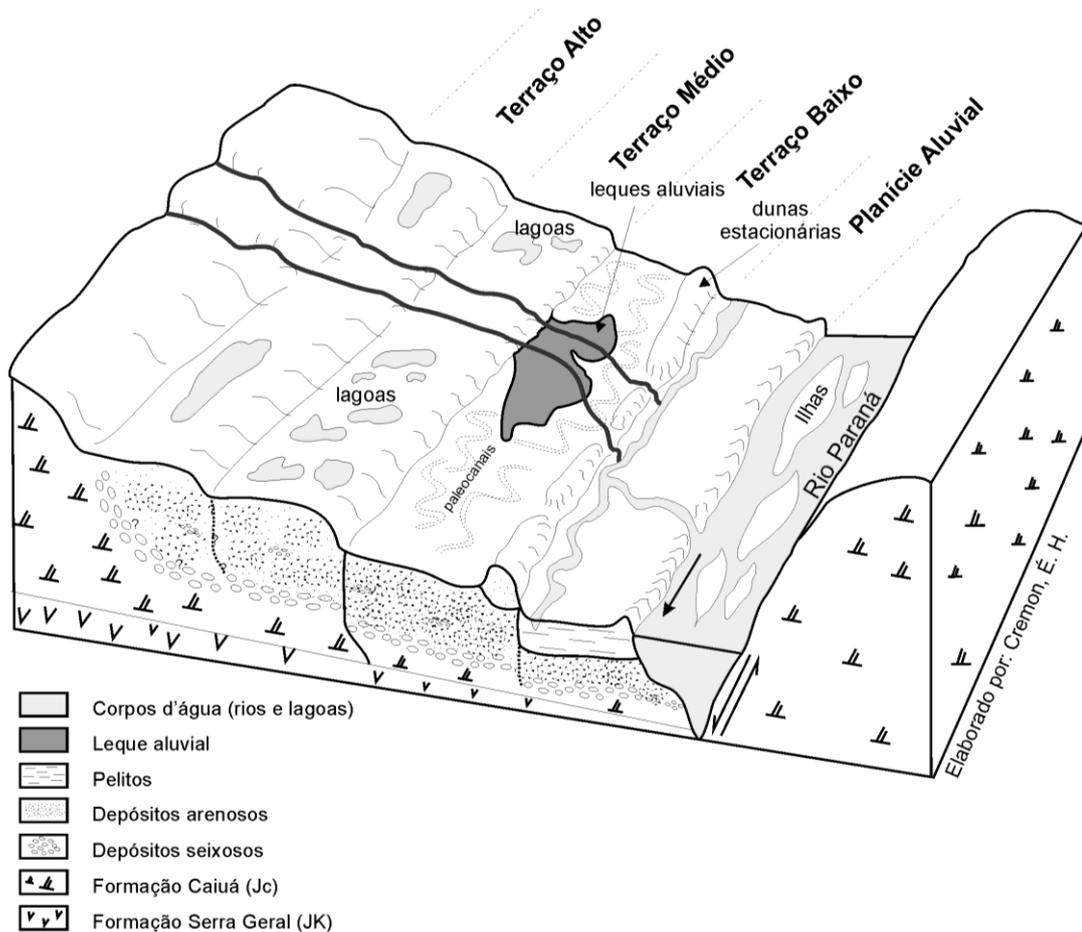


Figura 4. Bloco-diagrama da calha do Alto rio Paraná na região de Porto Rico-PR (Baseado em SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1993; SANTOS, 1997; SANTOS & STEVAUX, 2001; FORTES *et al*, 2005)

Os estudos evolutivos sobre a origem e os processos que originaram os terraços e a planície aluvial já tiveram abordagens diferenciadas. Stevaux (1993), Souza Filho (1993), Pires Neto *et al* (1994 apud BARTORELLI, 2004) e Santos (1997) tenderam para uma abordagem de alterações do clima no Quaternário, que teriam condicionado o modelado do relevo da região. Enquanto Fortes *et al.* (2003, 2007) atribuí em maior parte do conjunto a uma significativa influência da tectônica recente, onde a calha do rio Paraná estaria condicionada a um modelo de falhas antitéticas (Figura 5).

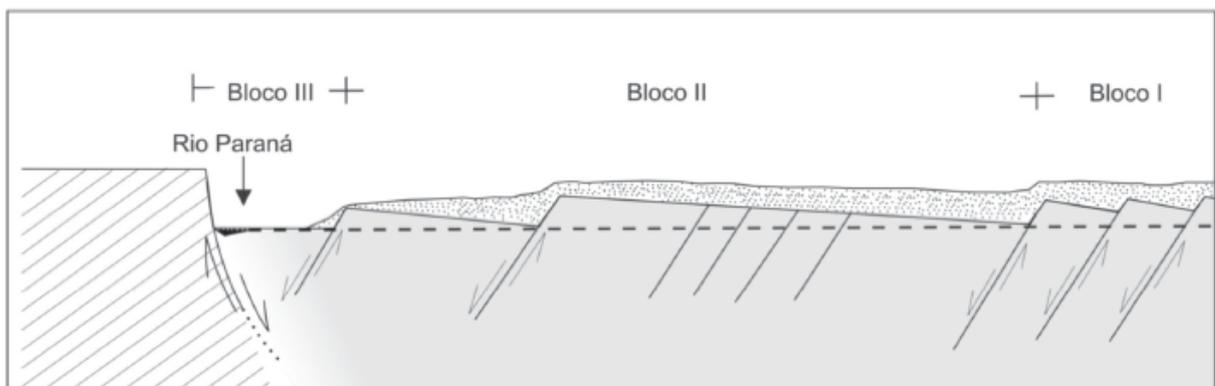


Figura 5. Perfil Estrutural esquemático de falhas antitéticas do alto Rio Paraná na região do rio Ivinheima, região de Taquarussu/MS (FORTES *et al*, 2007)

Uma questão pouco discutida é a possível relação da gênese desses patamares com uma possível mudança de nível de base. Numa abordagem pretérita, as cataratas das Sete Quedas representam o nível de base regional para todo o Alto Paraná (Figura 6). Suas quedas d'águas tinham como maior salto uma altura de apenas 20 m de desnível, onde o rio tinha um estreitamento do seu canal, passando a correr sobre cânion com 60 a 70 m abaixo das cataratas nos basaltos da Formação Serra Geral (MAACK, 1968). Segundo Bartorelli (2004), o rio Paraná chega a estreitar seu canal cerca de 50 vezes depois de Sete Quedas.

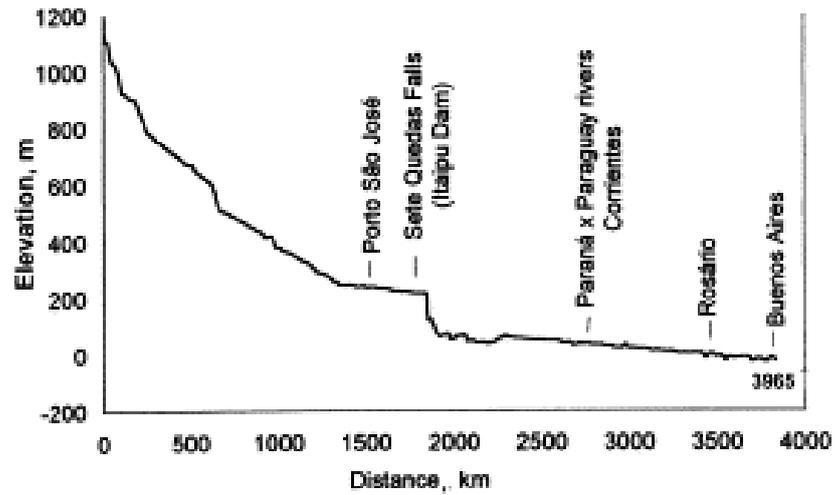


Figura 6. Perfil longitudinal do rio Paraná (Adaptado de ORFEU & STEVAUX, 2002)

O nível de base representa um limite de baixa efetividade para processos erosivos (GOUDIE, 2006). Geralmente o nível de base geral é o nível do mar, entretanto também é utilizado níveis de base regionais e locais para denotar pontos em que há um controle estrutural que serve também de nível de base para o sistema fluvial a montante, desse ponto.

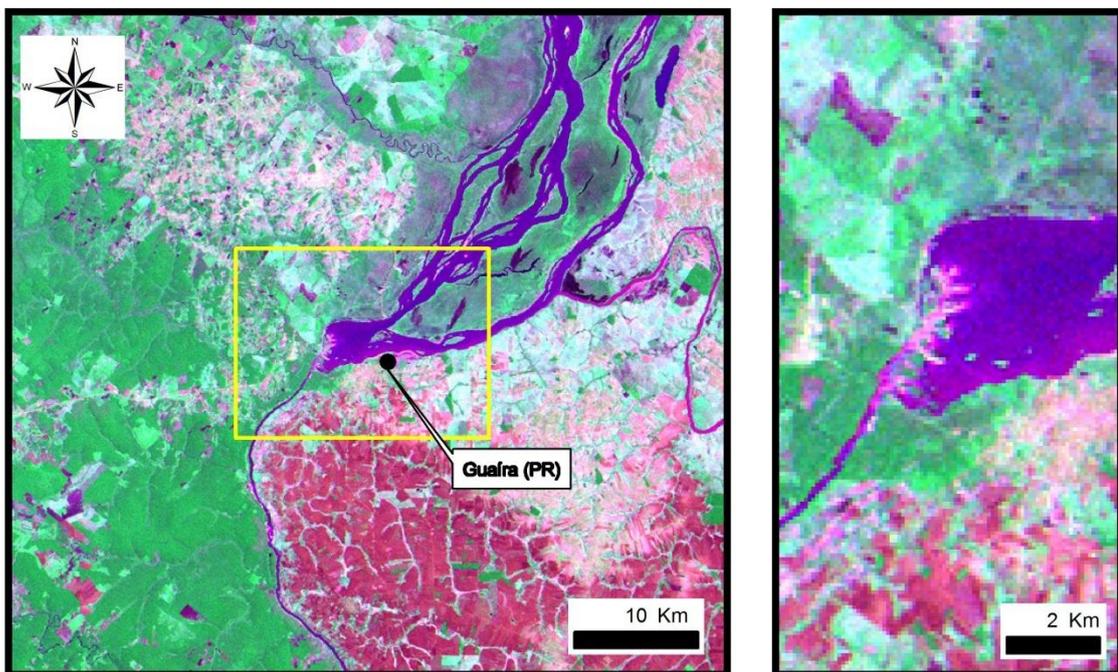


Figura 7. O quadrante em amarelo destaca o estreitamento do canal do rio Paraná nas cataratas das Sete Quedas (Imagem LANDSAT 2 – MSS, composição colorida R5G6B4, 21/10/1977)



Figura 8. Estreitamento do canal do rio Paraná com as Sete Quedas em Guaíra (PR). Este ponto constitui no nível de base regional para todo o Alto Paraná

Durante o Quaternário, mesmo que com as oscilações do nível do mar, que constituem o nível de base geral para todo o rio Paraná, tenham sido grandes, os efeitos disso para o trecho a montante das cataratas das Sete Quedas não eram diretos, já que este constitui no nível de base real para o Alto Paraná.

A partir de Sete Quedas o rio Paraná corre numa grande falha tectônica (Figura 9), formando um grande cânion e para Maack (1968) a origem das cataratas estaria associada a um abaulamento transversal a essa falha durante o Pleistoceno.

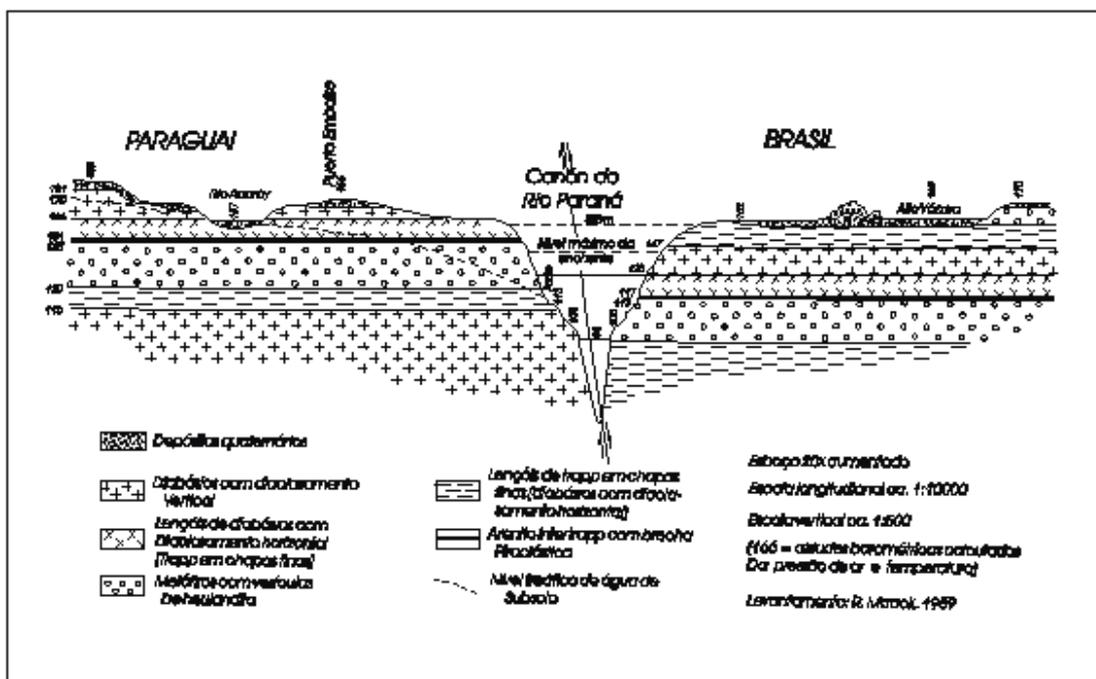


Figura 9. Falha tectônica que formava um grande cânion a jusante de Sete Quedas no rio Paraná (MAACK, 1968)

De acordo com Almeida² (1967, *apud* STEVAUX & LATRUBESSE, 2009), a formação de Sete Quedas como outras cachoeiras na bacia sedimentar do Paraná, as cataratas do Iguaçu, por exemplo, está associada a reativações neotectônicas de antigos lineamentos megaestruturais da Plataforma Brasileira sob a influência de intensa epirogênese (empinamento) desde o Plioceno-Pleistoceno. Para Bartorelli (2004), Sete Quedas e outras cachoeiras da bacia do sedimentar do Paraná têm sua origem seguramente ligada ao Quaternário, desde o Pleistoceno Inferior ou Médio (ca 1,5 Ma).

Infelizmente, não há estudos que relacionem a grande falha que originou Sete Quedas e a resposta fluvio-geomorfológica para todo o sistema fluvial a montante, mas este constitui num importante campo a ser pesquisado numa abordagem estruturalista e fluvial, já que tal evento provavelmente teve alguma influência sobre lineamentos e evidências neotectônicas no rio Paraná e nos patamares que compõe sua paisagem.

A discussão sobre a gênese e os processos que condicionaram este modelado em patamares está longe de ser encerrado. Os diferentes conjuntos faciográficos para os terraços e a planície aluvial identificados por Stevaux (1993), Souza Filho (1993) e Santos (1997) mostram que caso o relevo da região estivesse realmente condicionado por falhas antitéticas, teria que haver uma maior homogeneidade do material que constitui esses diferentes patamares. Entretanto não se pode negar a influência que a neotectônica teve na região, como já foi apontado superficialmente por estes mesmo autores e Souza Filho & Stevaux (2004) e Stevaux *et al* (2004), além das maiores contribuições nesse sentido de Fortes (2003), Fortes *et al* (2003, 2007) e ainda mais recentemente de Cremon *et al* (2008), permanecendo uma lacuna a ser preenchida em relação à gênese e os processos que modelaram esses patamares que compõe o relevo do rio Paraná.

1.4 Os leques da calha do rio Paraná

Outra característica marcante na calha do rio Paraná é que no desnível entre terraços e a planície de inundação, é comum haver leques aluviais, conforme Figura 10. Assine (2008) afirma que os leques vêm sendo considerados evidência suficiente para interpretar tectonismo contemporâneo, porém deve-se sempre buscar outras evidências já que na maioria dos casos é difícil distinguir o papel relativo de movimentações tectônicas e mudanças climáticas na gênese e evolução de leques.

² ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Departamento Nacional da Produção Mineral/DGM Bull. 241, Rio de Janeiro, Brasil, 1967.

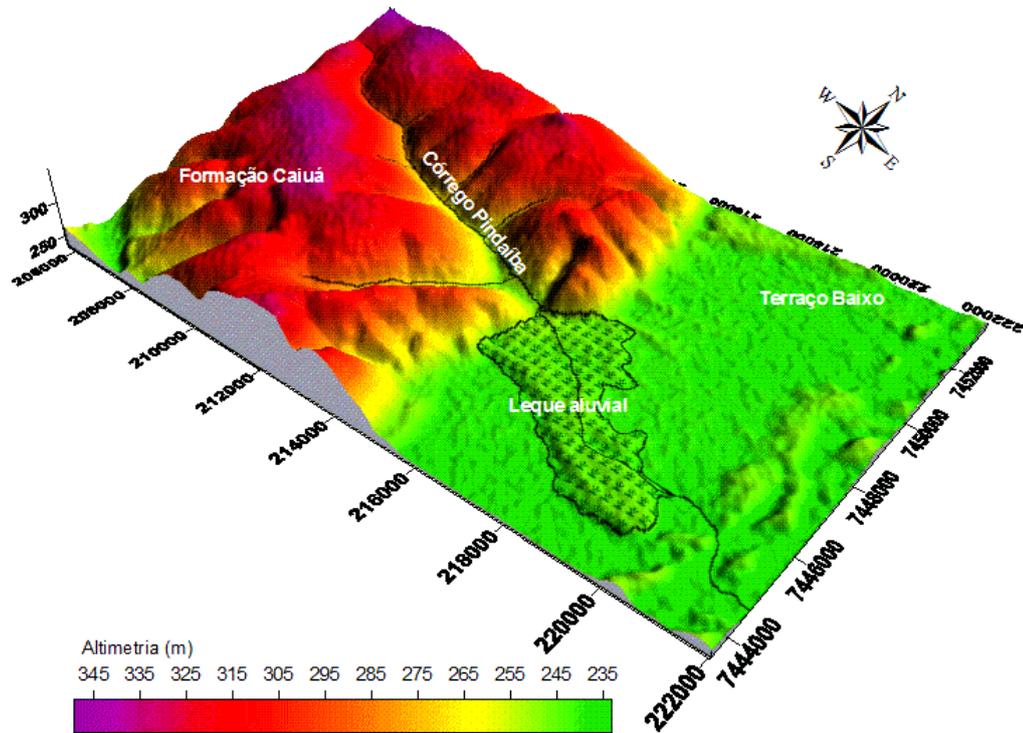


Figura 10. Representação 3D de um dos leques aluviais fluviais do rio Paraná

Fatores como esses reforçam a complexidade em se trabalhar com a geomorfologia fluvial do Quaternário no sentido de como as mudanças climáticas, a neotectônica e a mudança no nível de base condicionaram para o modelado da paisagem. Dosar essas variáveis consiste num desafio para os geomorfólogos que trabalham com grandes sistemas fluviais e no caso do rio Paraná não poderia ser diferente.

Segundo Summerfield (1991), para o desenvolvimento dos leques aluviais deve haver uma abundância relativa de sedimentos da bacia hidrográfica, relevo adequado para o crescimento vertical do leque e uma superfície apropriada para a acumulação de sedimentos (espaço de acomodação).

Os leques aluviais possuem uma dinâmica totalmente diferente do conjunto da bacia que os formam, onde o padrão de drenagem é mais distributário que contributário, em uma morfologia radial ou de segmento de cone com canais fluviais com grande mobilidade lateral (ASSINE, 2008). Por isso é possível distingui-lo dos sistemas fluviais típicos que apresentam padrão de drenagem predominantemente contributário.

Seu desenvolvimento se dá tipicamente em áreas onde ocorre um desnível superficial entre patamares. Na maioria dos casos, segundo Summerfield (1991), estando principalmente condicionados nas bordas de montanhas em contato com planícies. O material depositado que

constituí o leque é resultado do material erodido na zona de produção de sedimentos. Na literatura, como a maioria dos leques estão associados á bordas de montanhas, é comum encontrar descrições de ocorrência de material grosseiro.

Embora os leques da calha do rio Paraná não estejam associados a bordas de montanha, sua morfologia se desenvolve nas bordas dos patamares que compõe a paisagem do seu vale. As feições mais preservadas têm como espaço de acomodação o Terraço Baixo ou a Planície Aluvial que possuem baixa amplitude topográfica.

Souza Filho (1993), Stevaux *et al* (2004) relatam que estes leques não são atuais e que seu desenvolvimento teria ocorrido em um clima mais seco que o atual no passado. Em relação a estudos paleoclimáticos, a região de Porto Rico (PR) no rio Paraná possui um bom número de trabalhos (e.g. STEVAUX, 1993, 1994; SANTOS, 1997, KRAMER & STEVAUX, 1999; THOMAZ, 2000; PAROLIN & STEVAUX, 2006, entre outros).

Stevaux *et al* (2004) sumariza boa parte desses dados e estabelece importantes considerações sobre as mudanças climáticas que atuaram na região, relatando dois períodos secos que atuaram no rio Paraná durante o Quaternário, onde o primeiro evento seco teria ocorrido entre 40.000 anos A.P. (antes do presente) e provavelmente tenha se estendido para além dos 20.000 A.P., porém o limite entre esse período ainda não é bem definido. O outro período árido ocorreu entre 3.500 a 1.500 A.P., tendo em vista a relação de datações com dados polínicos e a presença de dunas sobre o Terraço Baixo (Unidade Fazenda Boa Vista). Essa temporalidade climática tem correlação com trabalhos da região Sul e Sudeste do Brasil e nordeste da Argentina (STEVAUX, 2000).

De acordo com Bull (1964b), os leques aluviais e suas bacias de drenagem, são sistemas abertos devido a mudanças que podem ocorrer na bacia de drenagem (a área fonte), sendo assim, a hipótese que vem sendo trabalhada é que os leques da calha do rio Paraná tenham se desenvolvido neste último período seco (STEVAUX & SANTOS, 1998; STEVAUX *et al*, 2004; CREMON *et al*, 2008).

Hugget (2007) afirma que esse processo é comum em clima árido ou semi-árido e com a atividade fluvial por rápidas cheias (*flash floods*) podem formar leques aluviais. Além disso, tendo em vista que se realmente este último período seco foi suficiente para formar dunas (PAROLIM & STEVAUX, 2006), a formação de leques aluviais também seria possível.

Souza Filho (1993) elabora uma associação faciológica para os leques aluviais, denominado de associação faciológica Tb4, que ocorrem entre Porto Primavera (SP) e Guaíra (PR), Figura 11, onde estes são constituídos principalmente de areia fina branca e branca acinzentada, que para Santos & Stevaux (1998) essa coloração se deve a perda de óxidos de

ferro do manto de alteração da Formação Caiuá, podendo ocorrer camadas de argila maciça e níveis de seixos com distribuição caótica na base.

Para o resto do conjunto do Terraço Baixo, Souza Filho (1993) estabelece as associações faciológicas Tb1, Tb2 e Tb3, com depósitos de cascalho pertencem à base do terraço que Santos & Stevaux (2001) os denominam como sendo poligomíticos (depósitos com diferentes composições de clastos, ou seja, múltiplas fontes) e que estaria associado diretamente ao canal do rio Paraná.

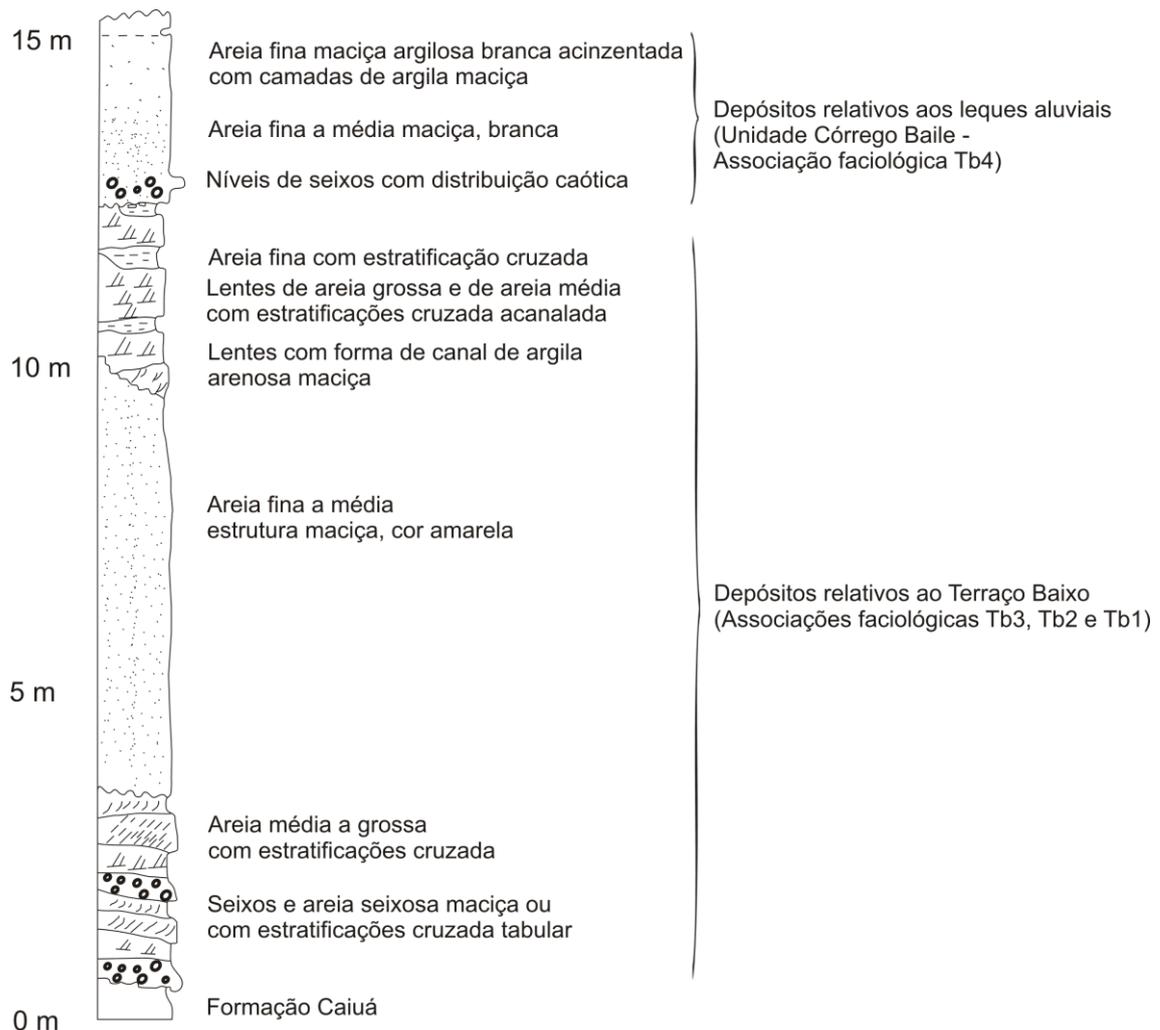


Figura 11. Modelo faciológico para os leques aluviais e o Terraço Baixo do Alto rio Paraná (SOUZA FILHO, 1993)

2. UNIDADES DO ESTUDO

As bacias de captação e os leques aluviais escolhidos estão localizados no trecho em que o canal do rio Paraná não está represado, entre a U.H.E. de Porto Primavera e Guaíra (PR). Foram determinados cinco cursos fluviais que formam leques, sendo eles o córrego

Pindaíba, córrego Nundaí, córrego Fumaça, o córrego Baile e o ribeirão Esperança, onde foram analisados os leques e bacia de captação dos mesmos. Leques menores também ocorrem na área, entretanto são muitos pequenos e não seriam favoráveis para se trabalhar com os dados altimétricos utilizados, bem como as imagens multiespectrais.

Os leques desses cursos fluviais escolhidos se desenvolvem todos no Terraço Baixo, sendo que a bacia de captação dos córregos Pindaíba, Nundaí e Fumaça drenam a Formação Caiuá, antes de formarem leques, enquanto o córrego Baile e o ribeirão Esperança drenam a Formação Caiuá e posteriormente os depósitos do Terraço Alto e Médio, antes de formarem os leques.

Também foram analisados mais três cursos fluviais adjacentes aos acima citados, e que, entretanto não desenvolvem leques, sendo os rios Samambaia, Curupaí e Laranjaí. As bacias de captação desses cursos foram analisadas a montante do limite com o Terraço Baixo, já que é nessa grande unidade geomorfológica onde ocorrem os maiores leques que estão sendo abordados neste trabalho. O mapa de localização das bacias e leques analisados está na Figura 12 e a distribuição do substrato a que estão assentados na Figura 13.

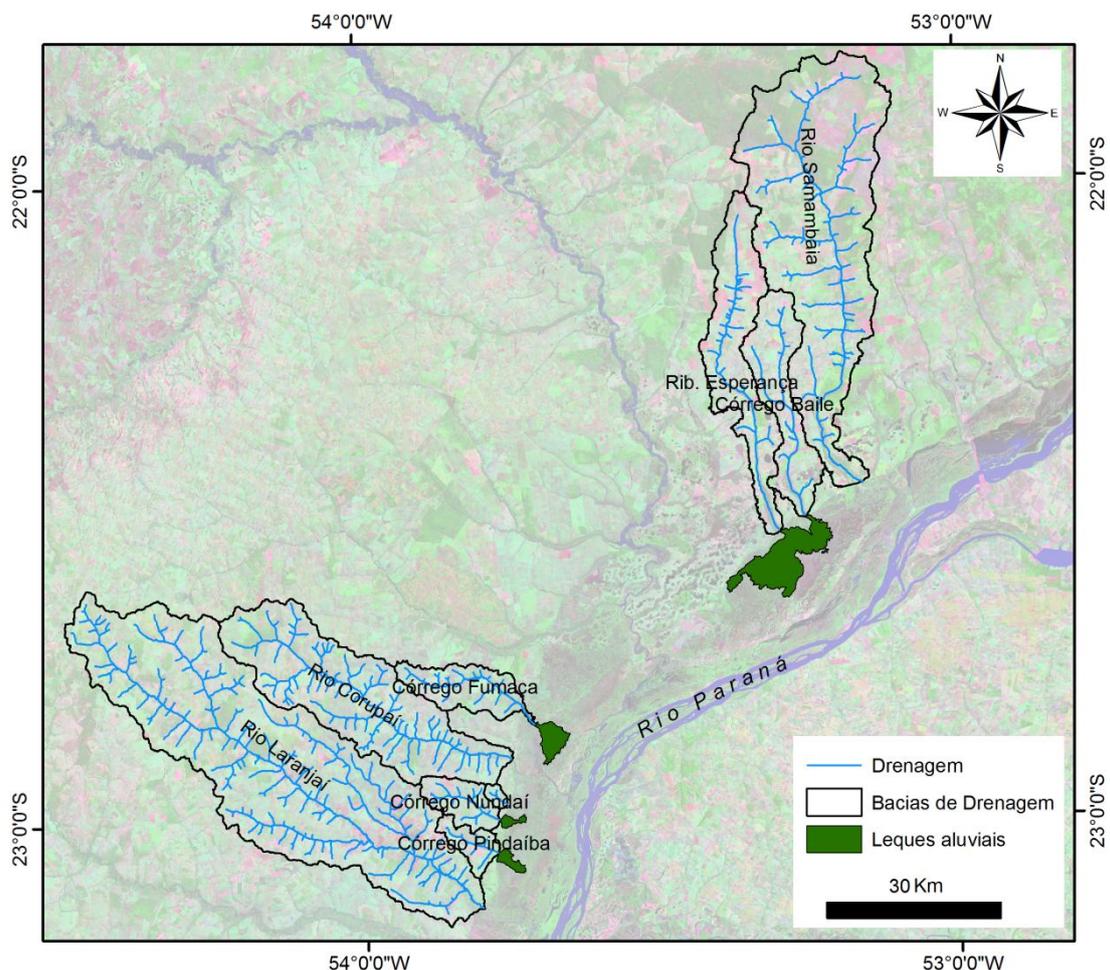


Figura 12. Unidades do estudo

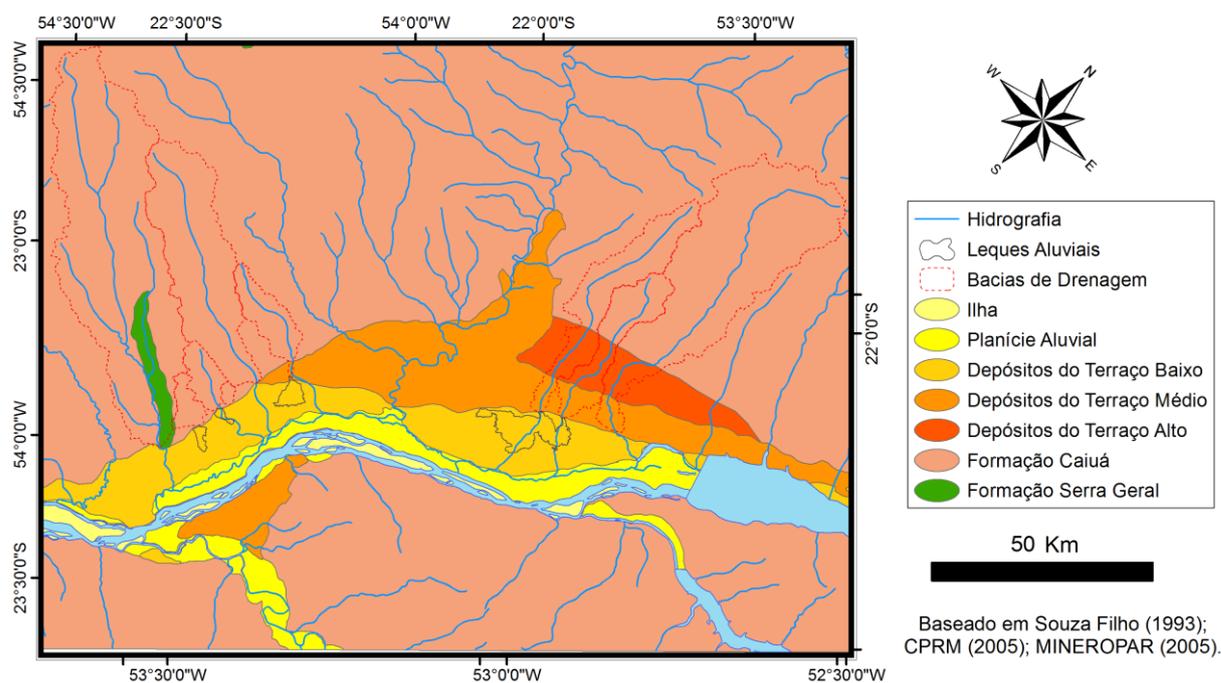


Figura 13. Substrato geológico, bacias de drenagem e leques estudados

Os depósitos do Terraço Alto estão associados a um estágio anterior do rio Paraná e têm depósitos rudáceos oligomíticos em sua base originados por leques aluviais e fluxo detrítico (*debris flow*) com orientação de leste para oeste (SANTOS, 1997), e por depósitos de areia maciça de origem pedimentar relacionada ao desenvolvimento da superfície de aplanamento Pd0, de acordo com Souza Filho (1993). Esses depósitos ocorrem na margem direita do rio Paraná na região de Taquarussú (MS), possui textura variando de fina a média com níveis concrecionários, tendo em sua base camadas de seixos.

O Terraço Médio têm em sua parte basal depósitos seixo-arenosos (Souza Filho, 1993), e com base no trabalho de Santos & Stevaux (2001) seriam correspondentes aos do Terraço Alto, também sendo oligomíticos e de um estágio anterior a presença da calha do rio Paraná.

De acordo com Souza Filho (*op. cit.*), sua parte superior é composta por areia maciça, de cor amarela ou esbranquiçada, às vezes com lentes argilosas e argilo-arenosas, relacionadas ao grande número de lagoas com diâmetro entre dezenas de metros e um quilômetro e, eventualmente, por veredas com dezenas de quilômetros de extensão. Assim como o Terraço Alto, esses depósitos devem representar antigos colúvios, neste caso, formados durante o desenvolvimento do “pedimento P1” (SOUZA FILHO, 1993).

Pela sua morfologia, esta unidade pode ser correlacionável com a Superfície Regional de Aplainamento IV-B (SRAIVB) do mapeamento geomorfológico para o estado de Goiás (2005), sendo caracterizada por um sistema lacustre com níveis concrecionários. Aliás, não só no rio Paraná e em Goiás que se encontra uma superfície aplainada marcada por um sistema lacustre, tal morfologia é encontrada em diversos rios médios e grandes presentes na faixa tropical brasileira.

O Terraço Baixo tem sua zona retrabalhada marcada por depósitos de areia fina com estratificação cruzada, lentes de areia grossa e média com estratificação cruzada acanalada, lentes com forma de canal de argila arenosa maciça e na base no limite com os arenitos da Formação Caiuá ocorrem seixos e areia seixosa maciça com estratificações cruzada tabular.

A Formação Caiuá (K) aflora na margem esquerda do rio e é constituída por arenitos arroxeados, bem selecionados, com granulação bimodal, fina e média, com estratificação cruzada de grande porte de origem eólica. Sua espessura varia ao longo da calha fluvial, a partir de pouco mais de dez metros em Porto Primavera, espessando-se para jusante até superar cem metros nas proximidades do rio Ivaí (SOUZA FILHO, 1993).

O clima da região é tropical-subtropical, com temperaturas médias anuais superiores a 15 °C e precipitações superiores a 1500 mm/ano, onde as chuvas de primavera são superiores a de verão, e no período de outono e inverno a precipitação gira em torno de 400 mm (IBGE, 1990).

A vegetação presente na área consiste num ecótono entre a Floresta Estacional Submontana, marcante no noroeste do estado do Paraná, e a Savana (Cerrado), marcante no leste do estado do Mato Grosso do Sul e sudoeste de São Paulo (SOUZA *et al*, 2004). Atualmente, grande parte já foi devastada pela colonização da região, restando pequenos fragmentos em matas ciliares e reservas legais, predominando pastagens e culturas temporárias como uso do solo.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi pautado principalmente sobre análises morfométricas e para isso foi utilizado dados altimétricos SRTM e imagens multiespectrais ASTER e mosaico GeoCover LANDSAT para vetorização das áreas de interesse.

3.1 Dados SRTM

Como base de dados de informação topográfica, este trabalho utilizou os dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Tendo em vista que a densidade de informações contidas nesses dados são superiores às tradicionais cartas topográficas disponíveis da região, além do fato de ter boa aplicabilidade para áreas de baixa variação topográfica (e.g. VALERIANO & ROSSETTI, 2008).

De acordo com van Zyl (2001), a missão SRTM é um projeto cooperativo entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), a NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*) e o Departamento de Defesas (DOD) dos Estados Unidos, com a Agência Espacial Alemã (DLR - *Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt*) e italiana (ASI – *Agenzia Spaziale Italiana*), para mapear o relevo da porção continental da Terra por interferometria de radar de abertura sintética. Os dados altimétricos SRTM dispostos em forma de modelo digital de elevação (MDE), se referem ao sobrevôo que ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000 (VAN ZYL, 2001; RABUS *et al*, 2003).

Valeriano (2004) afirma que a utilização de MDE, como aqueles fornecidos pela pelos dados SRTM, obtidos por sensores orbitais representa uma alternativa de grande interesse para suprir a carência de mapeamentos, sobretudo na África, Oceania e América do Sul. Além disso, esses dados constituem as melhores informações topográficas gratuitas e de fácil acesso para muitas regiões desses continentes.

Desde que começaram a serem distribuídos em 2003, os dados SRTM já passaram por quatro versões que visam melhorar possíveis defeitos intrínsecos. A primeira versão dos dados está disponível em quadrículas de 1 arco-grau e podem ser adquiridas via internet no servidor FTP da USGS (Serviço Geológico Americano): <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/>. Esta primeira versão foi processada pela NASA e USGS. Para os Estados Unidos, os dados são distribuídos com resolução espacial de 1 arco por segundo (aproximadamente 30 m), enquanto para o resto do mundo o produto é de 3 arco por segundo (aproximadamente 90 metros). A Tabela 1 sintetiza as principais modificações nas versões SRTM.

Tabela 1. Mudanças nas versões SRTM

Versão 1 para a versão 2	<ul style="list-style-type: none"> • Versão 2 incluí dados MDE para Austrália e pequenas ilhas nos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico; • Limites de orlas marítimas são recortadas; • Versão não tem nenhum “penhasco” nas quadrículas dos MDEs distribuídos, causado pela insuficiente sobreposição na interpolação na versão 1.
Versão 2 para a versão 3	<ul style="list-style-type: none"> • Incluí grade finalizada dos dados SRTM; • Usa MDEs auxiliares para preencher os <i>voids</i> (áreas sem informações,

	geralmente corpos d'água ou encostas de montanhas muito íngremes)
Versão 3 para a versão 4	<ul style="list-style-type: none"> • Usa diferentes técnicas de interpolação para extrapolar valores nas áreas de “voids”, descrito por Jarvis <i>et al</i> (2007); • Usa MDEs extras para auxiliar no preenchimento de voids e dados SRTM30 para grandes voids.

Adaptado: CGIAR-CSI (In: <http://srtm.csi.cgiar.org/>)

Na versão 4, os MDEs apresentam projeção cartográfica geográfica (Lat/Long), com datum horizontal e vertical WGS84 e assim como nas versões anteriores apresentam resolução espacial de 3” (arco-segundos) ou 0,000833° (arco-graus), cerca de 90 metros para a América do Sul (RABUS et al, 2003).

Apesar de ser um grande avanço de informação topográfica, esses dados são bastante generalizados, sendo passíveis de serem trabalhados para escalas menores como 1:250.000 ou ainda 1:100.000, com PEC cartográfico A (SOUZA & LOCK, 2008). Um refinamento desses dados por reamostragem (interpolação) pode melhorar a qualidade desses dados para se trabalhar em escalas maiores.

Valeriano & Rossetti (2008a) apontam a utilidade de se trabalhar com os dados SRTM para áreas de baixa topografia. Trabalhando na ilha de Marajó, no nordeste brasileiro, os autores refinaram os dados originais por krigagem e obtiveram variáveis geomorfométricas que ajudaram no entendimento geomorfológico da área e fazendo considerações a respeito de objetos não-topográficos que foram captados pela SRTM, tais como dossel de árvores.

3.2 Krigagem dos dados SRTM

Para poder utilizar esses dados, foi realizado o pré-processamento proposto por Valeriano (2004), onde através do método geoestatístico da krigagem (ou krigeagem), são interpolados os dados de 3” (~90m) de resolução espacial para um novo MDE com 1” (~30m), com isso é possível que se aumente a escala espacial de abordagem de uma área. Valeriano & Abdon (2007) relatam que, por tal método a resolução dos dados é consideravelmente melhorada e reduz objetos superficiais indesejados. Atualmente, o método vem sendo aprimorado na busca dos coeficientes geoestatísticos, necessários a esse processo de interpolação (e.g. GROHMANN & STEINER, 2007).

Para o processo da krigagem, deve-se escolher uma amostra representativa da distribuição espacial dos dados que nesse caso está condicionada às características geomorfológicas. Devido às características geomorfológicas da área analisada nesse trabalho,

a amostra escolhida fica entre a planície fluvial e o terraço baixo. O MDE SRTM para a amostragem foi definido em projeção Geográfica (Lat, Long), datum horizontal e vertical em WGS84 e com unidades de medidas em arcos por segundos. A amostra definida por um quadrante de 30x30 pixels, com 900 pontos de amostra, foi exportada em formato tabular ASCII no software *ENVI 4.0*.

Com isso, foi feita a análise variográfica para obter os coeficientes compatíveis para a realização da krigagem. A análise variográfica se dá com o ajuste de um modelo teórico e a coeficientes numéricos de efeito pepita, escala e alcance a distribuição espacial dos dados em um semivariograma. Este último, para Valeriano & Rossetti (2008b), representa “a estrutura de variabilidade espacial descrita pela variância estimada (eixo y) em função da distância (eixo x) entre pontos observados”.

No software *Surfer 8*, com os dados tabelados em três colunas representativas das coordenadas X,Y e Z, foram processados por regressão polinomial de primeiro grau, onde os dados são ajustados a um plano, pela equação:

$$\mathbf{Z} = \mathbf{a} + \mathbf{bX} + \mathbf{cY} \quad (\text{equação 1})$$

onde: \mathbf{Z} corresponde aos dados altimétricos a serem obtidos nas coordenadas \mathbf{X} e \mathbf{Y} , que são variáveis independentes

Pela subtração dessa superfície plana obtida com os dados originais são obtidos os resíduos, que corresponde às anomalias positivas e negativas no universo amostral. São essas anomalias que dão os valores ideais para a análise variográfica. A vantagem em se trabalhar com os resíduos da regressão polinomial, de acordo com Valeriano & Rossetti (2008b), é que com isso se elimina possíveis tendências dos dados, o que é uma premissa da geoestatística de estacionaridade, favorecendo a obtenção de semivariogramas experimentais bem ajustados a modelos teóricos clássicos.

Com o ajuste de um bom semivariograma se tem os coeficientes geoestatísticos necessários à krigagem. De acordo Valeriano & Rossetti (2008b), “uma vez definido o modelo teórico de variabilidade espacial, com os respectivos coeficientes geoestatísticos, estes são fornecidos no momento da krigagem, compondo, juntamente com o conjunto total de amostras (x,y,z), as entradas para este cálculo. Os dados geoestatísticos são computados nas equações que transformam o modelo teórico adotado em uma função que relaciona o peso da amostra à distância em relação ao ponto estimado”.

Atualmente, com a difusão das geotecnologias, diversas pessoas têm utilizado a krigagem como técnica de interpolação, entretanto não conhecem os pressupostos mínimos

que envolvem o método. Contornos suaves de um produto interpolado por krigagem e mesmo por outro método pode em diversos casos mascarar dados ou mesmo superestimá-los. Sendo assim, todo processo de interpolação demanda de um prévio conhecimento da natureza das amostras utilizadas e sua distribuição espacial, para que não se obtenha produtos muito falseados. A krigagem sem realizar uma análise variográfica é um grande risco para isso.

3.3 Imagens Multi-espectrais

Para a determinação da rede de drenagem foram utilizadas imagens multi-espectrais e dos sensores Terra/ASTER e LANDSAT TM-5.

O ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) é um instrumento sensor que está a bordo do satélite Terra, lançado pela NASA em Dezembro de 1999 (ABRAMS & HOOK, 2001). O satélite Terra faz parte do Sistema de Observação da Terra (*Earth Observing System - EOS*) e transporta, também, outros quatro sensores, MODIS, MOPIT, MISR e CERES (ABRAMS & HOOK, 2001).

O trabalho entre cientistas japoneses e americanos levou ao desenvolvimento dos instrumentos, calibração e validação dos dados do sensor ASTER, que pode obter imagens em 14 bandas espectrais, desde o espectro visível ao infravermelho termal. É considerado um sensor de alta resolução espacial, espectral e radiométrica. Possuindo ainda o recurso de visada inclinada na mesma órbita, que permite obter imagens estereoscópicas (estereo-par) na banda 3, situada na região do infravermelho próximo (ABRAMS & HOOK, 2001), em *along-track*.

O sensor possui três subsistemas que possibilitam a variação da resolução espacial conforme a faixa de comprimento de onda: VNIR, resolução espacial de 15 metros em 3 bandas do espectro visível e infravermelho próximo; SWIR, 30 metros em 6 bandas do infravermelho de ondas curtas; TIR, 90 metros em 5 bandas do infravermelho termal, conforme tabela 2. Cada cena cobre uma área de 60 por 60 km no terreno (ABRAMS & HOOK, 2001; TOUTIN & CHENG, 2001).

Tabela 2. Características do sensor ASTER

Subsistema	Banda	Intervalo Espectral (μm)	Resolução Espacial	Níveis de Quantização
	1	0,52 – 0,60		
	2	0,63 – 0,69		

VNIR	3N	0,78 – 0,86	15 m	8 bits
	3B	0,78 – 0,86		
SWIR	4	1.600 – 1.700	30 m	8 bits
	5	2.145 – 2.185		
	6	2.185 – 2.225		
	7	2.235 – 2.285		
	8	2.295 – 2.365		
	9	2.360 – 2.430		
TIR	10	8.125 – 8.475	90 m	12 bits
	11	8.475 – 8.825		
	12	8.925 – 9.275		
	13	10.25 – 10.95		
	14	10.95 – 11.65		
Razão Base/Altura em estéreo			0,6 (along-track)	
Largura de faixa			60 km	

Fonte: Abrams & Hook (2001)

Por sua vez, a série de satélites LANDSAT foi um dos programas mais importantes na história do sensoriamento remoto, desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. O primeiro satélite da série começou a operar em 1972 e o último em 1999 com o lançamento do LANDSAT-7 (JENSEN, 2009), tendo imageamentos constantes até os dias atuais (novembro de 2009).

Nesse período foram desenvolvidas três gerações de sensores MSS (*Multispectral Scanner*), TM (*Thematic Mapper*), ETM (*Enhanced Thematic Mapper*) e ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), tendo inovações e melhoramentos de uma geração para a outra.

Uma síntese das principais características das gerações de sensores LANDSAT, está na Tabela 3:

Tabela 3. Características dos satélites da família Landsat (Adaptado de Jensen, 2009)

Satélite	LANDSAT 1	LANDSAT 2	LANDSAT 3	LANDSAT 4	LANDSAT 5	LANDSAT 6	LANDSAT 7
Lançamento	27/07/1972	22/01/1975	05/03/1978	16/07/1984	01/03/1984	05/10/1993	15/04/1999
Situação atual	Inativo (06/01/1978)	Inativo (27/07/1982)	Inativo (07/09/1983)	Inativo (1993)	Ativo	Falha no lançamento	Inativo (2003)
Órbita	Pólar	Pólar	Pólar	Pólar	Pólar	X	Pólar
Altitude	919 km	919 km	919 km	705 km	705 km	X	705 km
Inclinação	99°	99°	99°	98,20°	98,20°	X	98,30°
Tempo de duração da órbita	103,20 min	103,20 min	103,20 min	98,20 min	98,20 min	X	98,9 min

Período de revisita	18 dias	18 dias	18 dias	16 dias	16 dias	X	16 dias
Instrumento sensores	RBV e MSS	RBV e MSS	RBV e MSS	MSS e TM	MSS e TM	ETM	ETM+
Níveis de quantização	6 bits	6 bits	6 bits	8 bits	8 bits	8 bits	8 bits

Com base no LANDSAT 7 ETM+, a NASA ortorretificou imagens para grande parte do mundo, elaborando assim o chamado mosaico GeoCover LANDSAT. Nesses dados foram utilizados as bandas 7, 4 e 2, sendo reamostradas por convolução cúbica para 14, 25 m de resolução espacial em imagens capturadas em torno do ano 2000 +/- 3 (EARTH SATELLITE CORPORATION, 2004).

E foi através do mosaico GeoCover LANDSAT que colaborou como um dos produtos para a delimitação dos canais fluviais das bacias analisadas neste trabalho. A Figura 14 mostra um quadrante de imagem do mosaico e de uma imagem ASTER que também auxiliou na delimitação dos canais:

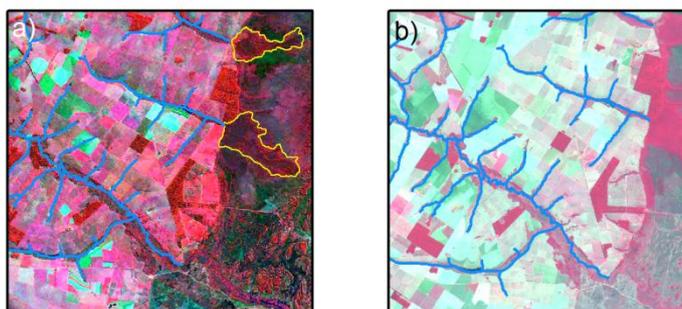


Figura 14. (a) Imagem do mosaico LANDSAT (Geocover), composição colorida R(4)G(7)B(2) e (b) imagem ASTER, composição colorida R(3N)G(2)B(1). Ambas auxiliaram na digitalização da drenagem

3.4 Morfometria das bacias de captação e dos leques aluviais

Para a análise morfométrica das bacias de captação e dos leques analisados, algumas variáveis foram utilizadas de modo a representar algumas das características desse complexo. Nas bacias, foram verificados a área (km²), perímetro (Km), comprimento dos canais (Km), densidade de drenagem (Km/km²), circularidade da bacia (adimensional), amplitude altimétrica da bacia (m), desnível entre patamares (m), declividade média da bacia (%) e o índice de rugosidade.

A delimitação da bacia de drenagem foi feita no software ArcGIS 9.x com a ferramenta *ArcHidro* com base nos dados SRTM, considerando apenas a bacia de captação de drenagem da cabeceira de cada leque. Já para a delimitação dos canais fluviais e dos leques

aluviais foi utilizada a ferramenta *Editor*, onde estas feições foram verificadas por interpretação visual. Para o cálculo de área em km², perímetro (Km) e comprimento dos canais (Km), foi utilizada a ferramenta *Xtools*. A maioria das demais variáveis é oriunda desses primários.

A densidade de drenagem é definida pelo comprimento dos canais de uma bacia dividido pela área dessa mesma bacia. Essa variável reflete o balanço entre forças erosivas e a resistência do material superficial (HUGGET, 2007), sendo resposta dos controles exercidos pelo clima, vegetação, litologia e solos (CHRISTOFOLETTI, 1981), influenciando diretamente no escoamento e o transporte na bacia de drenagem (SCHUMM, 2005).

A amplitude altimétrica da bacia corresponde a altitude mais baixa da desembocadura, no caso foi utilizado da cabeceira do leque, e a altitude mais alta localizada no divisor de águas da bacia (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Derivado dos índices de amplitude altimétrica da bacia e da densidade de drenagem é possível obter o índice de rugosidade. Este índice combina as qualidades de declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Um fator importante considerado na produção de sedimentos está relacionado com a forma da bacia. Para isso foi utilizado o índice de circularidade da bacia, proposto por Miller (1953)³, que é estabelecido pela relação da área da bacia dividido pela área de um círculo de mesmo perímetro. Uma equação simplificada dessa relação é expressa por:

$$Ic = 12,57 * A / P^2$$

sendo:

Ic = índice de circularidade (< 1)

A = área da bacia

P = perímetro da bacia

Segundo Christofolletti (1980), o valor máximo que pode ser obtido pela equação é 1, e quanto maior for o valor, mais circular é a bacia. Em bacias mais alongadas, os canais fluviais tendem a responder mais rapidamente a produção de sedimento das vertentes, enquanto em bacias mais circulares o processo de resposta pode ser mais demorado.

Já com os leques foram analisados dados de área (km²), perímetro (Km), circularidade dos leques (adimensional) e pendente.

Além desses tipos de variáveis que refletem os leques apenas em sua morfologia analisada em planta, na planimetria, neste trabalho optou-se por buscar uma variável que

³ MILLER, V.C. A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain area, *Technical Report*, Dept. Geology, Columbia University, 1953

expressasse a morfologia do leque em três dimensões (3 D), tendo em vista os processos de acreção vertical e lateral que dominam este sistema. É comum em trabalhos morfométricos envolvendo leques, analisar estas feições apenas em duas dimensões (e.g. SCALLY & OWENS, 2004), por isso neste trabalho buscou-se utilizar o valor do volume desses leques, por se entender que seria uma variável de grande representatividade.

Como neste trabalho se está faz uso dos dados SRTM, uma maneira simples de se obter o volume é a subtração de dois MDEs, onde se tem uma superfície digital de base e outra de topo para tal procedimento.

Para a superfície de topo, foi recortado o MDE SRTM (krigado), em projeção UTM (métrica), o polígono correspondente de cada leque. Para a superfície de base, uma alternativa encontrada foi a obtenção de amostras altimétricas circundantes a cada leque, que em formato tabular (X,Y,Z) foram interpoladas para gerar uma superfície hipotética onde os teria ocorrido a deposição. Quando duas matrizes, especificadas como alta e baixa superfície, com os mesmo limites XY e com o mesmo tamanho é possível calcular o volume subtraindo essas superfícies. Os dados utilizados para isso foram convertidos em unidades métricas para obter o valor em m³. A equação para a obtenção do volume é:

$$\text{Volume} \approx \frac{\Delta y}{2} [A_1 + 2A_2 + 2A_3 + \dots + 2A_{nCol1} + A_{nCol}]$$

onde:

Δx é o espaçamento vertical da matriz

Δy é o espaçamento horizontal das colunas

G_{ij} is the grid node value in row i and column j

Com a vetorização das amostras altimétricas circundantes aos leques, estes foram exportados em formato tabular ASCII (XYZ) através do software *Global Mapper*, que em seguida foram enviados para o software *Surfer 8* para interpolação.

O método utilizado para a interpolação das amostras foi da Análise de Superfície de Tendência por regressão polinomial. A regressão polinomial dos dados se dá de acordo com a ordem do polinômio almejado para a análise (LANDIM & CORSI, 2001). Para o cálculo de primeiro grau, os dados são ajustados a uma superfície linear (plana), para o segundo grau o ajuste é para um parabolóide, assim por diante de modo que quanto maior o grau da superfície, mais ela tende a se ajustar a uma superfície de maior complexidade aos dados amostrados (Figura 15). Vale ressaltar que a possibilidade de calcular superfícies de

tendências de alto grau demanda além de uma maior complexidade, um grande tempo de processamento e de espaço virtual.

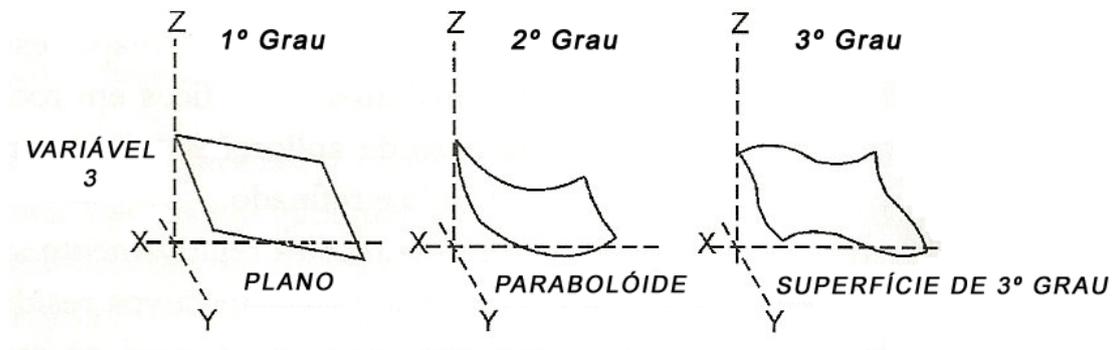


Figura 15. Comportamento espacial de variáveis de acordo com a ordem do polinômio (Adaptado de Landim, 2003)

No trabalho foi feita regressão polinomial de terceiro grau, onde os dados amostrados se ajustam a uma superfície de maior complexidade no intuito de se obter uma superfície hipotética da base dos leques. A equação com polinômio de terceiro grau utilizada para isso foi a seguinte:

$$z(x,y) = A + Bx + Cy + Dx^2 + Exy + Fy^2 + Gx^3 + Hx^2y + Ixy^2 + Jy^3$$

onde: Z corresponde aos dados, no caso, altimétricos que são estimados espacialmente. X e Y nas coordenadas X_i e Y_i (variáveis independentes)

Com base nos dados de volume e área é possível (dividindo o primeiro pelo segundo) obter o valor de espessura. Por se tratar de um valor normalizado, foi utilizado o valor de espessura média dos leques.

As análises estatísticas dos valores obtidos foram feitas pelo software *Statistica 7*.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Pela variabilidade espacial dos resíduos topográficos da amostra selecionada para a análise variográfica, foi possível obter o seguinte semivariograma:

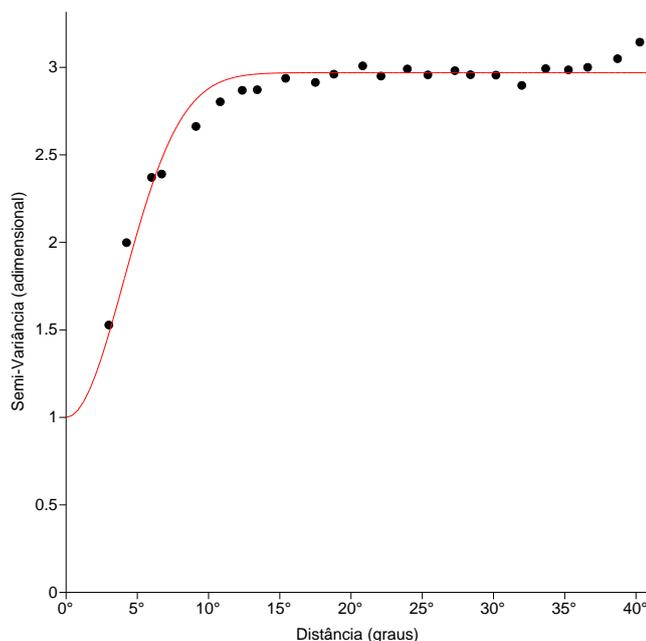


Figura 16. Semivariograma utilizado para a obtenção dos coeficientes geoestatísticos

Para o ajuste do semivariograma e a obtenção dos coeficientes geoestatísticos, o modelo teórico de ajuste foi o gaussiano, escala $1,97 \text{ m}^2/\text{m}^2$, alcance $5,7^\circ$ e efeito pepita de 1,0. Com esses pesos, representativos para a área do estudo, foi determinado para a equação no processo da krigagem, desenvolvido no software *Surfer 8*. O resultado da interpolação pode ser visto na Figura 17.

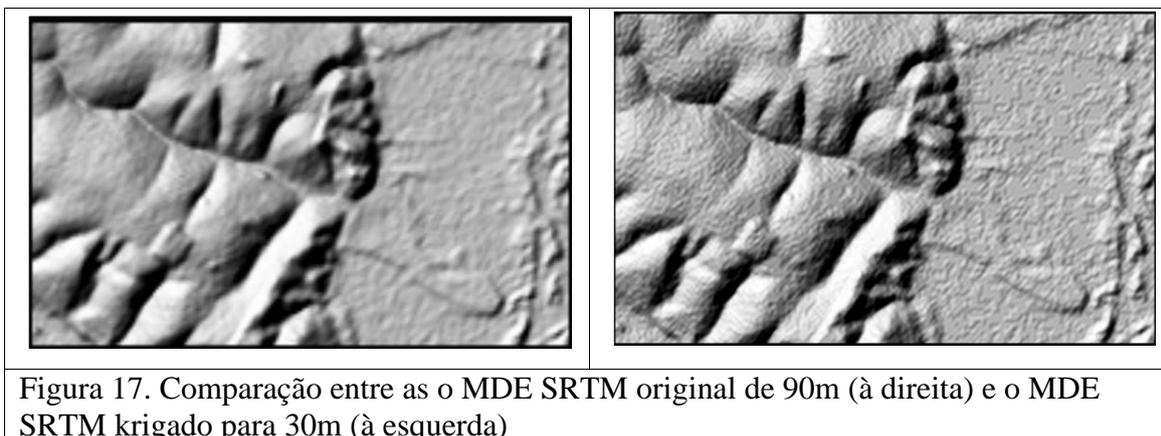


Figura 17. Comparação entre as o MDE SRTM original de 90m (à direita) e o MDE SRTM krigado para 30m (à esquerda)

Com o MDE SRTM refinado por krigagem para 30 metros, as variáveis morfométricas anteriormente descritas foram calculadas para cada bacia de captação analisada, sendo assim foi possível obter:

Tabela 4. Variáveis morfométricas das bacias de captação

	Área (km ²)	Dd	Ic	Amp	Dm	IR
Córrego	55,245309	0,406510279	0,23050432	113	10,01	45,9356615

Pindaíba						
Córrego Nundaí	85,34389	0,435776445	0,29982948	143	13,35	62,3160316
Córrego Fumaça	140,416311	0,451521661	0,22498896	148	8,86	66,8252058
Córrego Baile	244,198291	0,286023152	0,15996052	186	9,31	53,2003063
Ribeirão Esperança	369,753746	0,279605213	0,10930184	191	8,93	53,4045957
Rio Curupaí	661,934769	0,453318972	0,2141801	206	9,07	93,3837082
Rio Samambaia	1142,761044	0,245536476	0,17371824	221	12,66	54,2635612
Rio Laranjaí	1531,493295	0,395967696	0,19047038	258	11,59	102,159665

(Dd = densidade de drenagem; Ic = índice de circularidade; Amp = amplitude da bacia; Dm = declividade média da bacia; e IR = índice de rugosidade)

Avaliando apenas as variáveis de densidade de drenagem e o índice de circularidade (Gráfico 1), é possível notar que os córregos Pindaíba, Nundaí e Fumaça juntamente com os rios Curupaí e Laranjaí possuem valores aproximados, enquanto o ribeirão Baile, o córrego Esperança e o rio Samambaia se enquadram num outro conjunto de valores próximos. Isso se deve ao substrato que compõem cada bacia. O primeiro conjunto tem sua drenagem da bacia de captação analisada percorrendo sobre a Formação Caiuá, enquanto o segundo conjunto tem a Formação Caiuá nas partes altas de cada bacia e transacionam para os depósitos do Terraço Alto e do Terraço Médio, que são mais arenosos (SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1993).

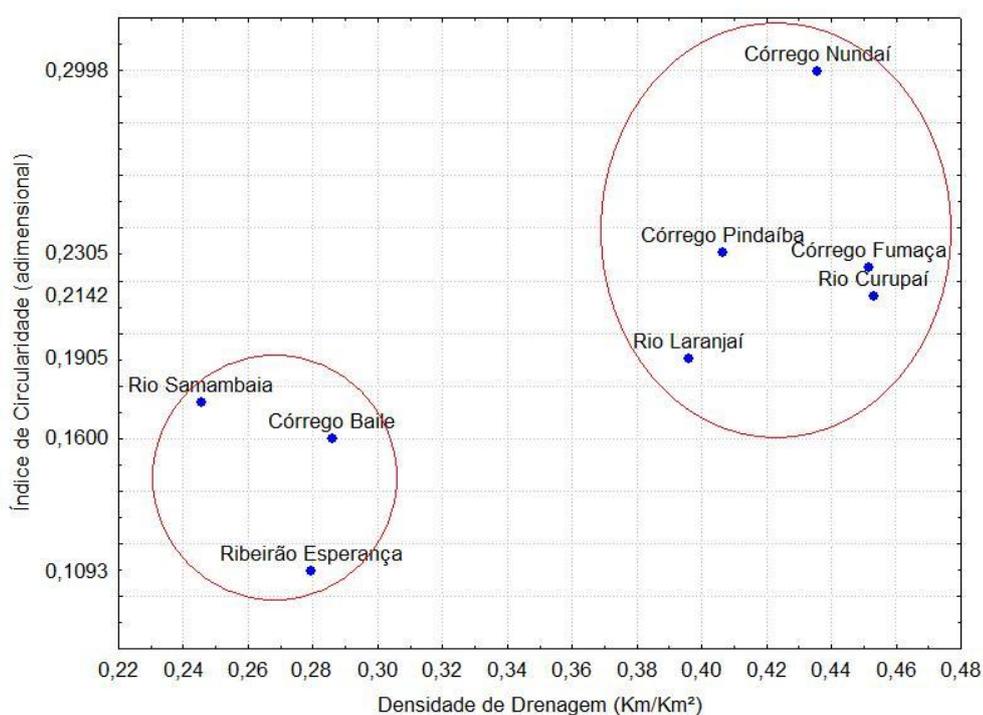


Gráfico 1. Relação entre o índice de circularidade com a densidade de drenagem

Estabelecer a relação entre o índice de circularidade e a densidade de drenagem é importante para destacar a morfologia e os condicionantes físicos da bacia, não levando em consideração o tamanho da bacia. Por exemplo, pelo Gráfico 1 o córrego Fumaça e o rio Curupaí possuem valores próximos já que estão assentadas sobre o mesmo substrato, entretanto proporcionalmente são sistemas fluviais distintos na ordem de grandeza se avaliar a área de cada bacia e amplitude altimétrica das mesmas.

A análise comparativa dos cursos fluviais que formam leques com os demais que não formam, mostra que estes últimos apresentam bacias de captação e amplitude altimétrica bem maiores aos que possuem leques. Bacias de drenagem maiores numa mesma região climática possuem conseqüentemente mais água no sistema, possuindo maior capacidade de erosão. Com isso, no desnível entre os patamares formados pelo terraço médio ou da Formação Caiuá com o terraço baixo, os canais desses cursos maiores apresentam maior entalhamento, apresentando baixo gradiente topográfico, não possuindo uma ruptura de declive acentuada, que é um fator básico à formação de leques.

Avaliando a área da bacia com a sua amplitude altimétrica numa correlação proporcional em ajuste por regressão polinomial de segundo grau (Gráfico 2) e se tem um ajuste onde quanto maior a área da bacia, maior se tem a amplitude.

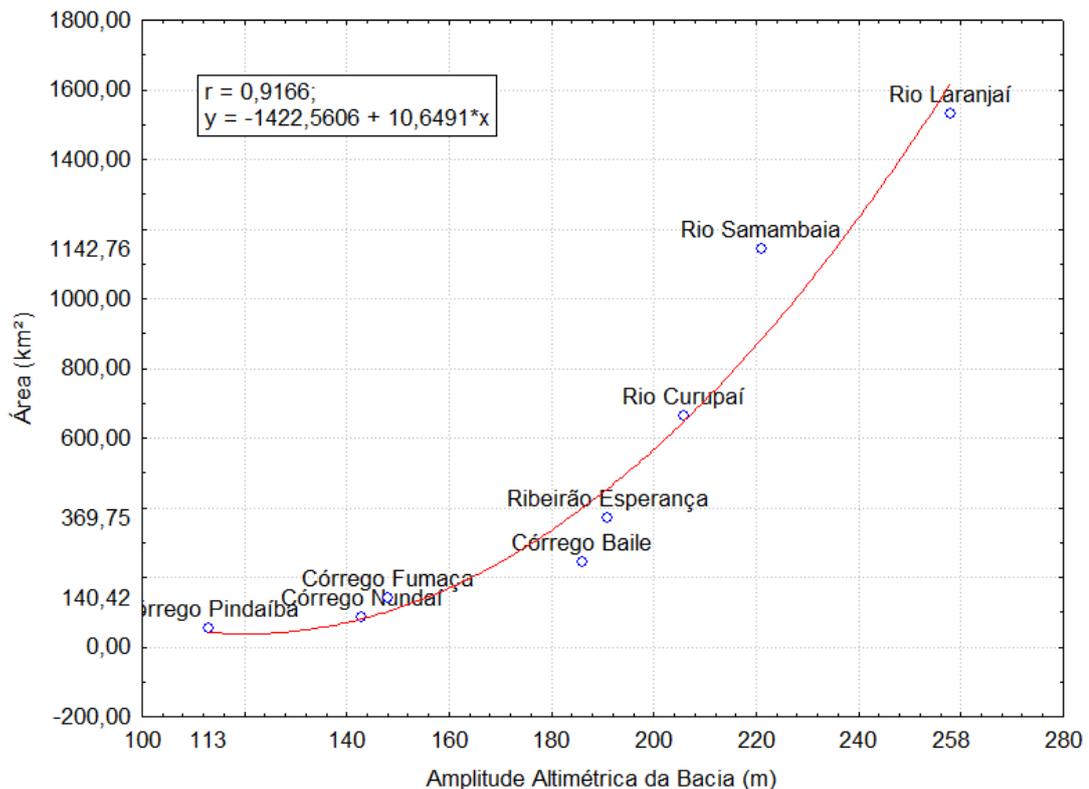


Gráfico 2. Relação entre a área das bacias de captação com a amplitude das bacias

Para analisar os dois leques formados pelas bacias do ribeirão Baile e do córrego Esperança, foi levado em consideração que eles são coalescentes e uma distinção das duas formas deposicionais seria inviável. Sendo assim, toda a análise que se queira fazer sobre esses dois leques deve levar em consideração ambos como um mesmo conjunto. O mesmo é verdadeiro para suas bacias de captação, ou seja, as relações entre esses leques devem ter suas respectivas bacias consideradas também agrupadas. Com isso, as variáveis morfométricas dessas bacias foram agrupadas para proceder a uma comparação nesse sentido, para o denominado conjunto “Baile-Esperança”. Nesse caso, os valores de densidade de drenagem, índice de circularidade, amplitude e rugosidade foram ponderados percentualmente de acordo com área proporcional de cada bacia, obtendo os seguintes dados:

Tabela 5. Variáveis morfométricas das bacias de captação do ribeirão Baile e do córrego Esperança agrupados

Bacias	Área (km ²)	Dd	Ic	Amp	Dm	IR
Baile-Esperança	613,952037	0,28281418	0,13463118	188,5	9,12	53,3024510

Já para os leques, os resultados obtidos estão resumidos na Tabela 6. Dados morfométricos dos leques:

Tabela 6. Dados morfométricos dos leques

	Área (km ²)	Perímetro (Km)	Ic	Declividade (%)	Volume (km ³)	Espessura média (m)
Córrego Pindaíba	9,56533	17,291417	0,40213703	1,618101264	50,54174072	5,283847052
Córrego Nundaí	5,835576	14,255531	0,36095429	1,781853544	31,7629129	5,442978191
Córrego Fumaça	23,148292	26,650145	0,40968973	1,521662993	120,2711613	5,195681879
Baile-Esperança	98,338723	86,203382	0,16634557	1,490573416	631,1708642	6,418334965

Com esses dados algumas correlações foram verificadas no intuito de ver se há relação entre algumas variáveis das bacias de captação com os leques e se essas são proporcionais ou inversas. Para isso alguns cuidados devem ser tomados. Ao comparar os dados deve-se levar em conta a proporcionalidade e o tipo de medida que estes representam, para não fazer comparações equivocadas. Por exemplo, dados como o índice de circularidade, a densidade de drenagem e a espessura média dos leques estão implícitos de uma normalização,

independentes da escala espacial, como a área e a amplitude, sendo assim a comparação entre si são favoráveis. Já os dados como área, perímetro, amplitude e volume representam a idéia de proporção numa escala espacial, o que inviabiliza uma comparação com dados normalizados, mas que são ideais para uma comparação entre si.

Analisando o índice de circularidade e a densidade de drenagem, verifica-se que estas duas primeiras possuem relação inversa com a espessura média dos leques, conforme Gráfico 3 e Gráfico 4.

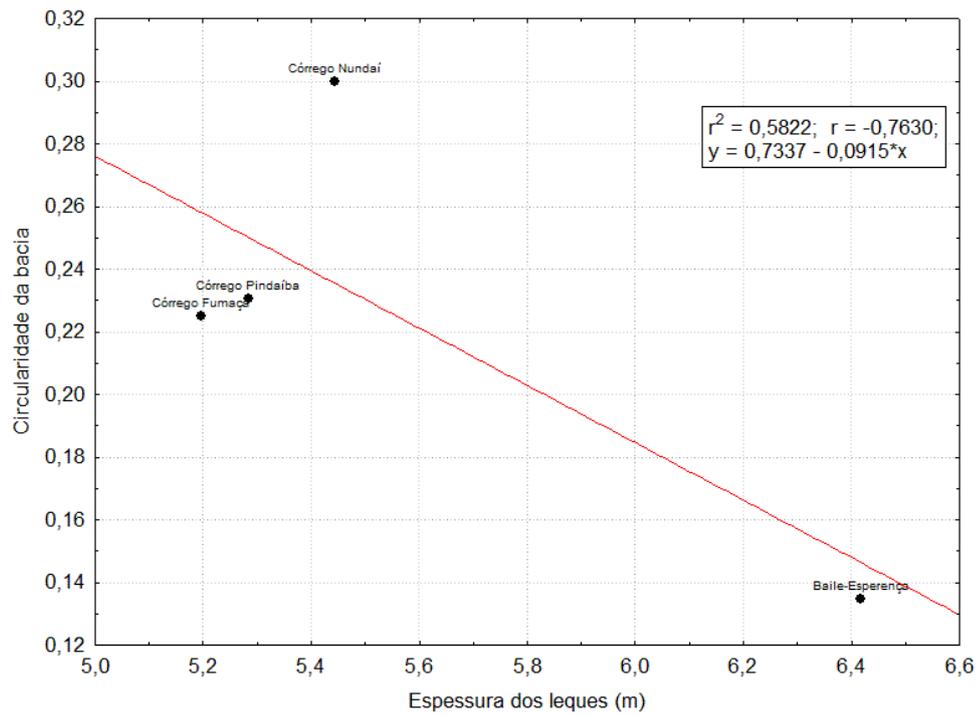


Gráfico 3. Relação entre o índice de circularidade da bacia pela espessura média dos leques

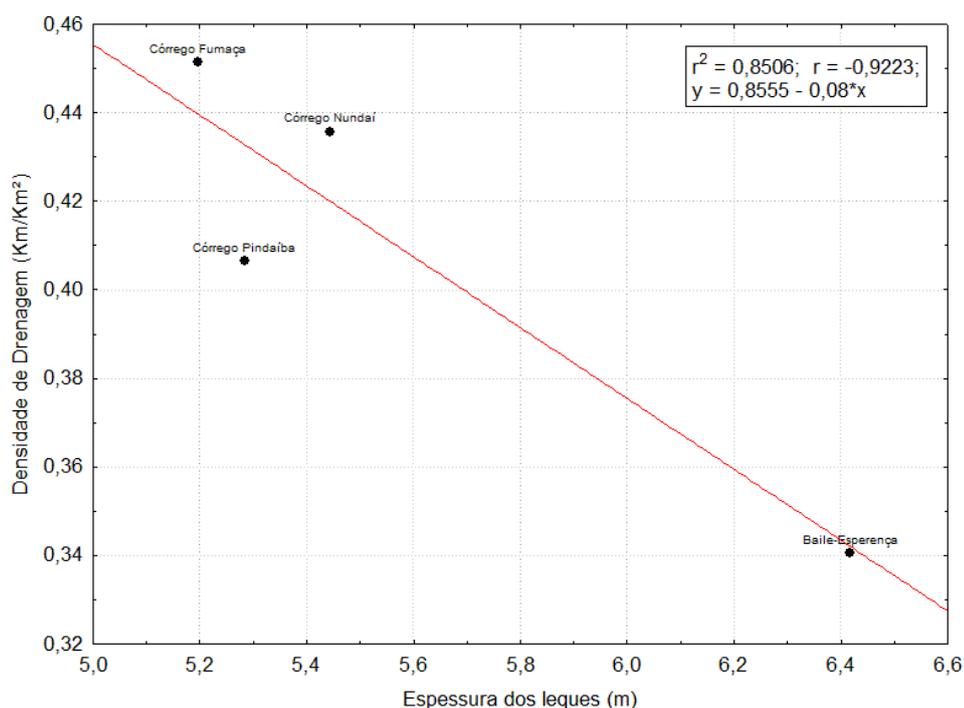


Gráfico 4. Relação da Densidade de drenagem com a espessura média dos leques

No caso da circularidade, embora a correlação tenha sido média com um r^2 de 0,5822 e r de -0,7630, a relação inversa faz sentido, pois as bacias mais alongadas possuem uma resposta fluvial mais rápida de eventos de precipitação e conseqüentemente na produção de sedimentos. A água que cai na vertente caminha mais rápido até o canal fluvial. Como os leques estudados provavelmente se desenvolveram num clima mais seco que o atual, é de se supor que em eventos de precipitação torrenciais, o rápido escoamento da água das vertentes com o transporte de sedimentos, devido a morfologia alongada da bacia, fazia com que os canais transportassem grande volume sedimentar e se entulhassem no desnível de um patamar pro outro construindo assim os leques.

Já entre a densidade de drenagem e a espessura média dos leques, os dados tiveram uma boa correlação com um r^2 de 0,8506 e r de -0,9223. Na literatura, como Schumm (2005), é comum encontrar relatos onde a densidade de drenagem possui uma relação proporcional com a produção de sedimentos, diferentemente em parte do que foi obtido aqui. A explicação para isso é simples: os substratos mais porosos dos depósitos do Terraço Alto e Médio, presente nas bacias do córrego Baile e ribeirão Esperança favorecem a uma menor densidade de drenagem, em contrapartida, essas mesmas coberturas propiciam a uma maior erodibilidade, que acarreta numa maior produção de sedimentos e conseqüentemente na espessura média dos leques.

Também foi comparada a área do leque com a área da bacia, que já é uma análise clássica em morfometria de leques aluviais, e foi obtida uma boa correlação linear proporcional dessas variáveis, conforme Gráfico 5:

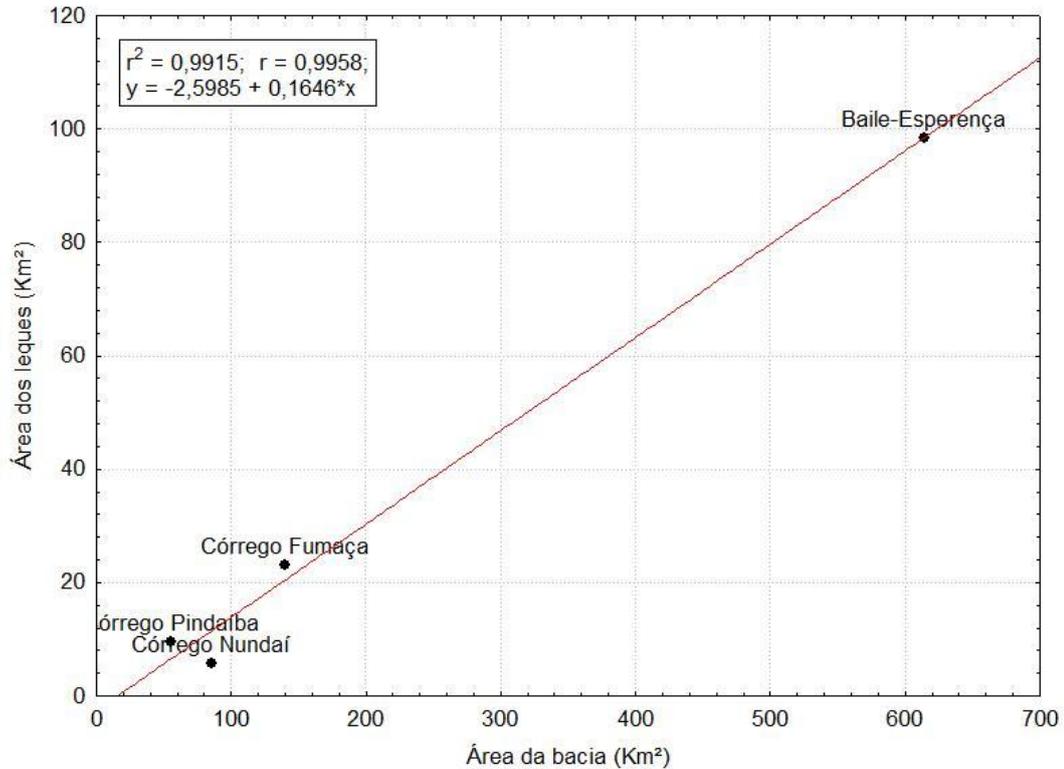


Gráfico 5. Relação entre a área do leque com a área da bacia em km²

Se analisada a relação da área das bacias com o volume dos leques, a correlação dessas variáveis é ainda maior, conforme Gráfico 6:

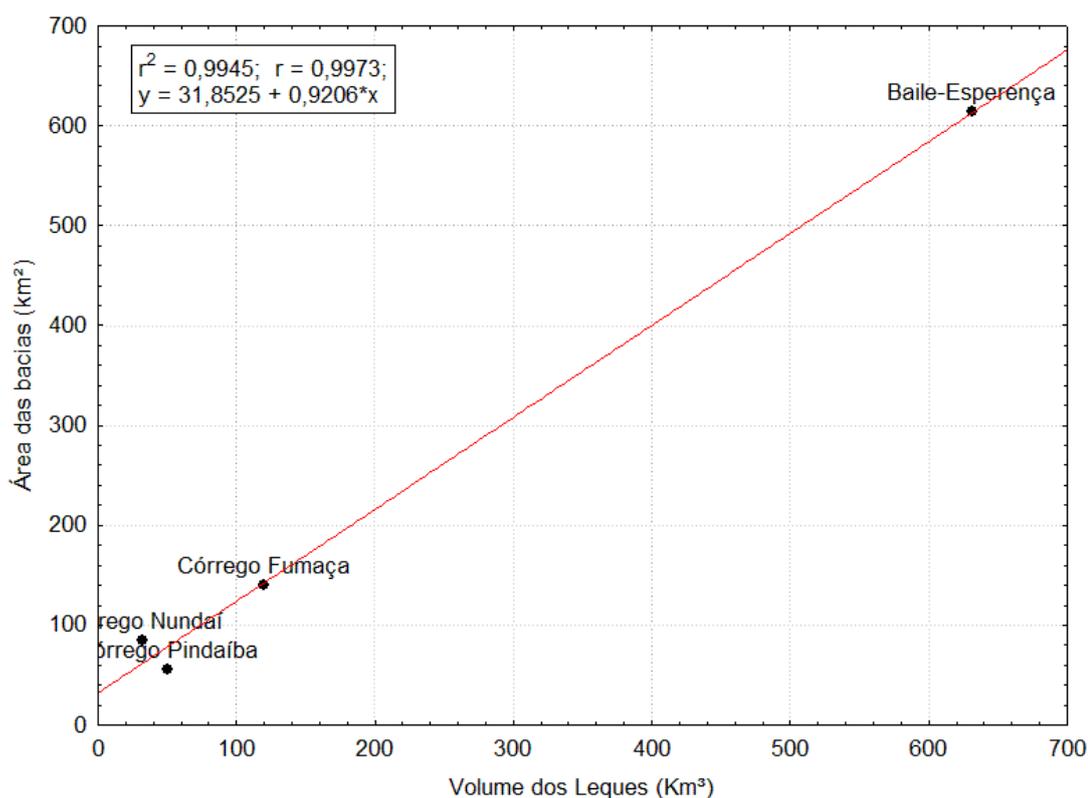


Gráfico 6. Relação entre a área das bacias com o volume dos leques

Na relação utilizando as variáveis de índice de rugosidade e declividade média da bacia e do leque com outra variável nenhuma correlação significativa foi possível de se estabelecer.

Outro enfoque de análise desses leques se refere a geometria das bacias de captação com a geometria dos leques com seus respectivos tamanhos. Para isso foi utilizado como variável, a área (variável proporcional) dividido pelo índice de circularidade (inversamente proporcional), tanto da bacia como do leque. Esta variável visa denotar a proporcionalidade da área e sua forma e foi a relação que apresentou a melhor correlação linear dos dados aqui analisados e mostram que a forma e o tamanho da bacia de captação condicionará proporcionalmente a forma e o tamanho do leque, onde foi obtido um r^2 de 0,9990 e r de 0,9995, expresso no Gráfico 7.

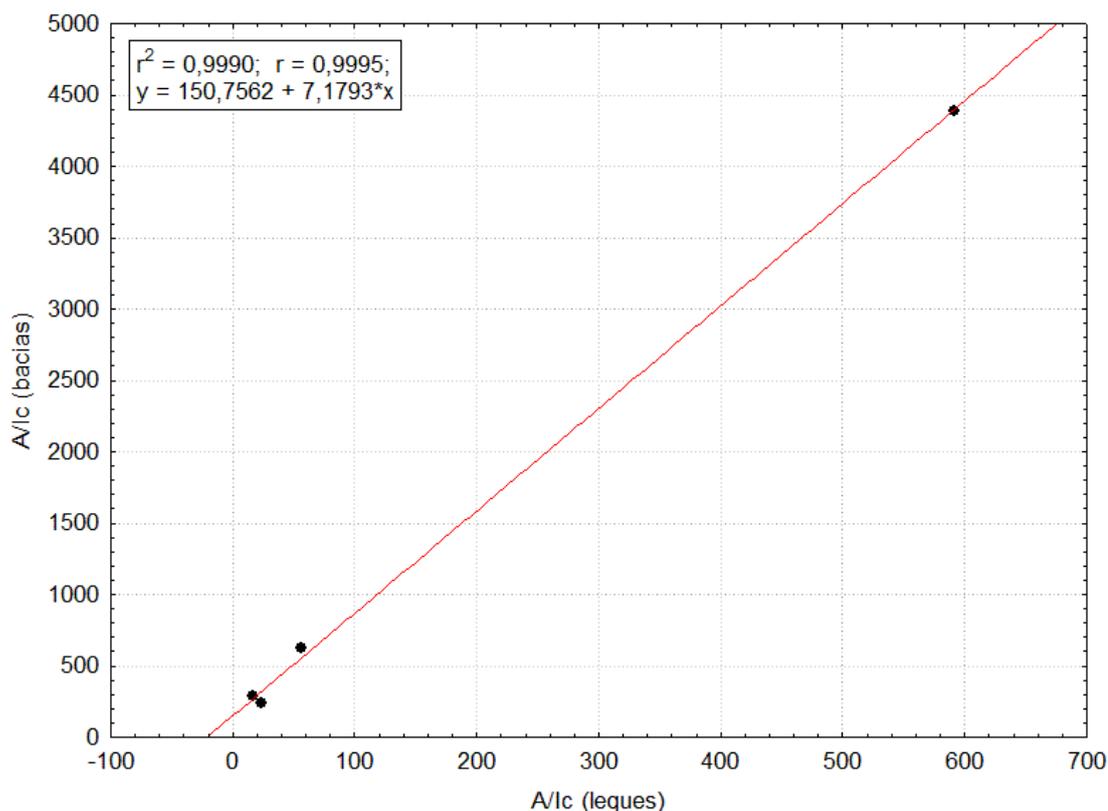


Gráfico 7. Relação entre A/Ic das bacias de captação pela A/Ic dos leques

Esse tipo de comparação é relevante, pois na literatura consultada nenhum trabalho havia estabelecido tal análise. O gráfico apresenta que, pelo menos para esses leques na calha do rio Paraná, a relação entre o tamanho da bacia e sua forma influenciam diretamente no tamanho e na forma dos leques.

No intuito de se estabelecer um índice que abrangesse as principais características físicas da bacia e que tivesse relação com os leques, uma equação empírica foi elaborada, levando em consideração as variáveis de área da bacia (A), amplitude altimétrica da bacia (Amp), densidade de drenagem (Dd) e o índice de circularidade (Ic). Este índice foi denominado de *cgb* (*complexy geophormic of basin*):

$$cgb = \left[\frac{(A \cdot Amp)}{(Dd \cdot Ic)} \right]^{0,5}$$

Na constituição da fórmula, foi levado em consideração que a área da bacia está relativamente proporcional ao volume do leque, ou seja, quanto maior a bacia, maior será o volume do leque. O mesmo ocorre para a amplitude da bacia que tem relação proporcional com o volume. Já a densidade de drenagem possui correlação inversamente proporcional, pelos dados obtidos, ou seja, os menores valores possuíam os maiores volumes de leques. Por

fim, o índice de circularidade também é inversamente proporcional, onde quanto menor o índice, maior será a produção de sedimentos transportada pelo canal fluvial contribuindo assim para o suprimento sedimentar dos leques. Com base nisso, que se optou multiplicar a área da bacia de captação pela amplitude altimétrica da bacia, esse valor é dividido pela multiplicação da densidade de drenagem pelo índice de circularidade, o resultado dessa divisão é elevado a potência de 0,5 para uma normalização dos resultados e ainda se mantenham ajustados a uma reta.

O índice “cgb” de cada bacia de captação que forma leque aluvial está expresso na Tabela 7 e sua relação com o volume dos leques no Gráfico 8.

Tabela 7. Índice *cgb* dos leques para cada curso fluvial, onde os valores do ribeirão Baile e do córrego Esperança estão agrupados

	<i>cgb</i>
Córrego Pindaíba	258,114038
Córrego Nundaí	305,622405
Córrego Fumaça	452,292866
Baile-Esperança	1743,40977

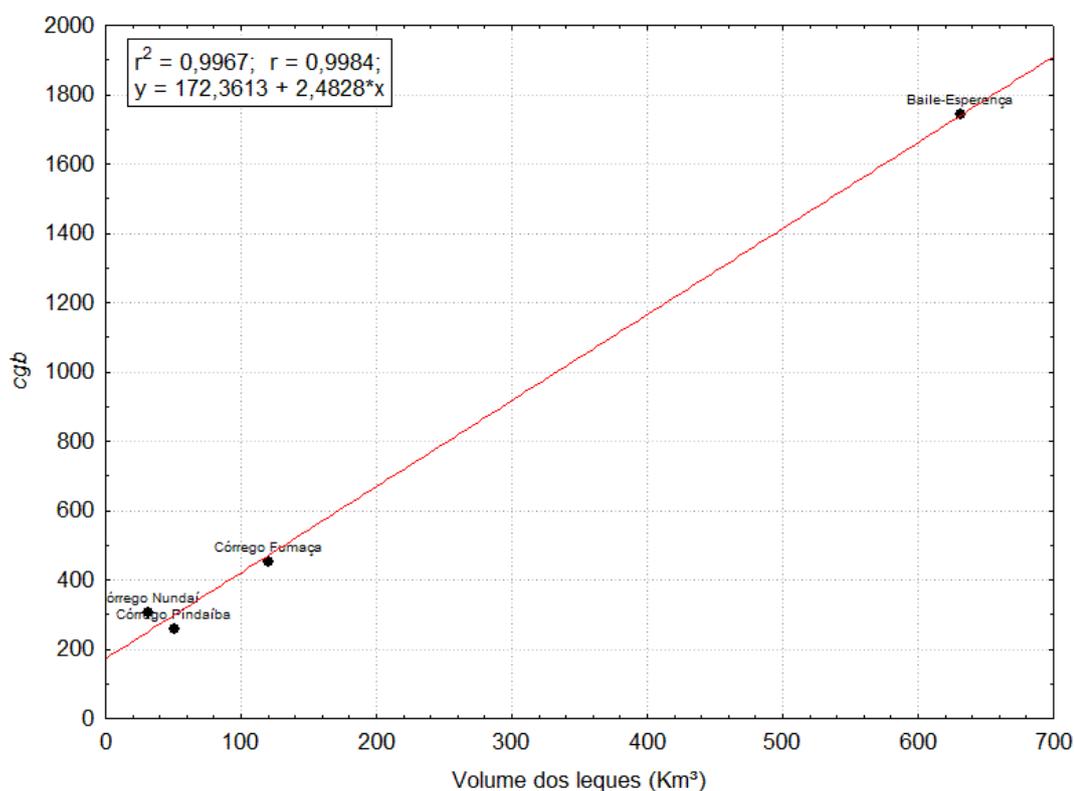


Gráfico 8. Relação entre o índice *cgb* com o volume dos leques em km^3

A relação acima também apresentou forte correlação, provavelmente pelo incremento de novas variáveis que compõe o índice *cgb*, comparado com o Gráfico 6. Tendo em vista que o valor do volume dos leques é estimado, um maior refinamento desse dado poderia levar a um maior incremento na correlação dos dados.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como as bacias de captação são providas de material arenoso, seja da Formação Caiuá ou mesmo dos Terraços Alto, Médio e Baixo, esse material por ser possivelmente friável e mais desnudo na época seca pela escassez de vegetação de porte arbóreo, fazia com que em chuvas torrenciais entulhassem o canal fluvial dos tributários do rio Paraná e no desnível entre os patamares formassem os leques aluviais. Já que uma das condições básicas para o desenvolvimento de leques é que o suprimento sedimentar exceda a capacidade de transporte do canal fluvial.

Nem todos os cursos fluviais que atravessam os patamares da calha do rio Paraná formam leques aluviais. Estes só puderam ser analisados através de variáveis referentes às bacias de captação, em que foi possível observar que estes correspondem às maiores bacias analisadas nesse trabalho. Sendo assim, podse-se inferir que os cursos fluviais sem leques são aquele que possuem maior descarga fluvial, o que permitiu a escavação do leito e a eliminação do desnível entre os patamares geomorfológicos. Os cursos fluviais menores, com baixa energia, mantiveram os desníveis e foram mais propícios para a formação dos leques.

O índice *cgb* analisado por correlação linear com as outras variáveis que o compõem (A, Amp, Dd e Ic) denota sua coerência de proporção. Uma vez que as propriedades geomórficas e litológicas de uma bacia de drenagem afetam diretamente o tipo, textura e a taxa de deposição dos depósitos dos leques aluviais (BULL, 1964a) e o índice *cgb* busca representar este aspecto é de considerar que tal variável possa vir constituir num índice representativo relacionado com o volume dos leques como também a sua área.

Pelo pouco número de amostras utilizadas, bem como a ausência de dados mais representativos de campo é de se considerar que tal modelo está sujeito a erro. Um número maior de amostras, mesmo de outras regiões, e a inclusão de novas variáveis a equação do índice *cgb* para se estimar volume de leques pode ser incrementada.

Além disso, o volume dos leques aqui utilizado trata-se de um valor estimado, já que foi utilizada uma superfície de base hipotética para o cálculo e de um possível erro implícito aos dados altimétricos utilizados.

Uma variável importante, por exemplo, não levado em consideração na equação é o desnível de patamares que existe entre o curso fluvial e a cabeceira de cada leque. Isto não foi levado em consideração pela natureza dos dados SRTM que mesmo com a krigagem, ofereciam uma baixa qualidade para essa escala de detalhamento.

Os leques possuem as suas respectivas bacias de drenagem em substratos distintos o que conseqüentemente gerou leques com volumes e espessuras médias diferentes. Nas bacias que em parte estão assentadas sobre os depósitos do Terraço Alto e Médio e mais a Formação Caiuá (ribeirão Baile e córrego Esperança), os leques originados terão um maior volume e espessura média de sedimentos, provavelmente relacionada a uma maior erodibilidade da área fonte. Enquanto os leques oriundos de bacias de captação assentados apenas sobre a Formação Caiuá (córregos Nundaí, Curupaí e Fumaça), estes terão menor volume de sedimentos e também de espessura, já que o aporte sedimentar é oriundo do manto de alteração da Formação Caiuá que é provavelmente menos friável em relação aos depósitos dos terraços Alto e Médio.

É possível concluir que os leques aluviais presentes na calha do Alto rio Paraná são produtos da geometria e do relevo das suas bacias de captação. A área da bacia pela sua forma (A/Ic) têm uma alta correlação com a área pela forma dos leques analisados. Esta relação teve um excelente ajuste estatístico e os valores de r^2 foram maiores do que o encontrado por os autores consultados em análises morfométricas.

Leques de outras partes do mundo corroborariam para um melhor entendimento da relação entre a área pelo índice de circularidade (A/Ic) da bacia com o leque, inclusive para megaleques (*megafans*), porém deve ter especial atenção para leques coalescentes para evitar mensurações redundantes.

É um tipo de dado viável de se trabalhar com outros leques já que a tentativa de obter o índice cgb de muitas áreas seria inviável.

Como sugestão de trabalhos futuros, outras abordagens devem ser feitas para contribuir com o conhecimento dos leques, tais como:

- em determinar a erodibilidade dos solos que compõe as bacias de captação, para se ter uma idéia em valores quantitativos da natureza dos materiais na produção de sedimentos.
- mensurar o desnível dos patamares onde se formam os leques, porém os dados altimétricos aqui utilizados não ofereciam uma escala adequada para tal detalhe. Tal tipo de dado seria ideal com trabalho de campo, mas ainda existe a expectativa que um novo MDE global, como o SRTM, seja feito em breve e com uma resolução espacial melhor desses possíveis dados. O que seria muito bem vindo para obter esse tipo de medida, já que o acesso para essas áreas não é fácil.

- A datação desses leques também seria de grande contribuição geomorfológica para o conhecimento de quando estes se originaram e o período de atividade, além de perfurações que permitissem uma fonte de dados para um maior refinamento na estimativa dos volumes dos leques e da espessura média.
- A verificação se a pedogênese vem atuando nos depósitos e que solos vem sendo desenvolvidos, além do tipo de vegetação que vem colonizando essas áreas também seriam de grande valia para um maior escopo de conhecimento que cerca essas feições.

6. REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. In: **Geomorfologia**, n. 18, 1969.
- ABRAMS, M. & HOOK, S. **ASTER user handbook**. Version 2. Pasadena, California, CA: Jet Propulsion Laboratory/EROS Data Center, 2001.
- AL-FARRAJ, A. & HARVEY, A. M. Morphometry and depositional style of Late Pleistocene alluvial fans: Wadi Al-Bin, northern UAE and Oman In: HARVEY, A. M. *et al*, **Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics**. Geological Society, London, Special Publications, 251p., 2005.
- ASSINE, M. L. Ambientes de leques aluviais. In: PEDREIRA, A.J.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.. (Org.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, 2008, v. 1, p. 52-71.
- BONETTO, A. A. The Paraná River system. In: Davies, B. R. & WALKER, K. F (ed). **The Ecology of Rivers Systems**, Ed. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1986.
- BONETTO, A. A. & DRAGO, E. C. Consideraciones faunísticas en torno a la delimitación de los tramos superiores del río Paraná. In: **Physis**, v.27, n.75, p.437-444, 1968.
- BULL, W. B. Alluvial Fans and Near-Surface Subsidence in Western Fresno County, California, U.S, In: **Geological Survey Prof. Paper**, 437-A, 1-71, 1964a.
- BULL, W. B. Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California, U.S. In: **Geological Survey Prof. Paper**, 352-E, 89-129, 1964b.
- BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do planalto basáltico da Bacia do Paraná: Evolução quaternária e geomorfologia. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Carneiro CDR, Brito-Neves BB (eds) **Geologia do Continente Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Becca Produções Culturais, São Paulo, Brasil, p. 95–111, 2004.
- CREMON, É. H.; SOUZA FILHO, E.E.; ANDRADE, I.R.A.; & ARENAS-IBARRA, J.A. (2008) Evidência de tectonismo na região de Taquaruçú (MS) analisada por geoestatística (terraço baixo do rio Paraná). In: **Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, UGB, Belo Horizonte, 8 p., 2008.
- CHIRSTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª edição, São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1980.
- CHIRSTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem In: **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, 21 (42): p. 3-22, dez. 1981.

EARTH SATELLITE CORPORATION. **GeoCover™ Product Description Sheet: Orthorectified Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) Compressed Mosaics**, julho 2004.

FORTES, E. **Geomorfologia do baixo curso do rio Ivinhema, MS: uma abordagem morfogenética e morfoestrutural**. 2003, 199p. Tese de doutorado - Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. 2003.

FORTES, E., STEVAUX, J. C. e VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. In: **Geomorphology**, v. 70, p. 325-338, 2005.

FORTES, E.; VOLKMER, S.; STEVAUX, J. C. e MARQUES, A. J. Anomalias de Drenagem e Controles Morfotectônicos da Evolução dos Terraços do Baixo Curso do Rio Ivinhema - MS. In: **Geociências** (São Paulo), v. 26, p. 249-261, 2007.

GOIÁS (Estado). **Mapa Geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório Final**. Goiânia: Secretaria de Indústria e Comércio - Superintendência de Geologia e Mineração, Coord. Edgardo Manuel Latrubesse *et al*, 81p., 2005.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. Ed. Taylor & Francis, 2. ed., New York, 2006.

GROHMANN, C. H. & STEINER, S. S. SRTM resample with short distance-low nugget kriging In: **International Journal of Geographical Information Science**, Vol. 000, No. 000, p. 1-12, Month 2007.

HUGGET, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Ed. Taylor & Francis, London and New York, 2007

JARVIS, A.; REUTER, H.I.; NELSON, A.; GUEVARA, E. **Hole-filled SRTM for the globe Version 4**, 2008. Disponível na base de dados CGIAR-CSI SRTM 90m em <<http://srtm.csi.cgiar.org>>.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. Tradução José Carlos Neves Epiphanyo (coord.) *et al*, São José dos Campos, SP: Ed. Parêntese, 2009.

KRAMER, V. M. S. & STEVAUX, J. C. Mudanças climáticas e ambientais durante o Holoceno na região de Taquaruçú (MS). In: **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba PR, v. 49, p. 49-59, 1999.

LANDIM, P.M.B. **Análise estatística de dados geológicos**. Editora UNESP, São Paulo, 2º Ed, 2003

LANDIM, P.M B & CORSI, A. C. **Cálculo de superfície de tendência, por regressão polinomial, pelo SURFER 6**. DGA,IGCE,UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática, Texto

Didático 05, 11 pp. 2001. Disponível em:
<<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acessado em: 9 nov. 2007.

LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: the ultimate end member adjustment of mega rivers. In: **Geomorphology**, v.101, p. 130-145, 2008.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. UFPR/IBPT, Curitiba, 1968.

PAROLIN, M. ; STEVAUX, J.C. Dry climate and eolian dune formation in the Middle Holocene in Mato Grosso do Sul State, Central West Brazil. In: **Zeitschrift für Geomorphologie**. v. 145, p. 177-190, 2006.

PIÉGAY, H. & SCHUMM, S. A. System Approaches in Fluvial Geomorphology. In: KONDOLF, G. M. & PIÉGAY, H. (Eds.) **Tools in Fluvial Geomorphology**. Ed. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, England. 2003.

ORFEO, O & STEVAUX, J.C. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). In: **Geomorphology**, v. 44, p.309–322, 2002.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar In: **Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.

ROCHA, P. C. **Dinâmica dos canais no sistema rio-planície fluvial do Alto rio Paraná, nas proximidades de Porto Rico-PR**. Tese de doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ambientes Aquáticos Continentais, UEM, Maringá: p.0-83, 2002.

RYDER, J. M. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. In: **Canadian Journal of Earth Sciences**, v.8(10), p. 1252–1264, 1971.

SANTOS, M.L. **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**. Tese de doutorado - Inst. Geociências, UFRGS, Porto Alegre: 1997.

SANTOS, M. L. & STEVAUX, J. C. Fácies e associações dos depósitos rudáceos na Bacia do Rio Paraná em seu curso superior: uma tentativa de classificação. In: **Pesquisas em Geociências**. v. 28, n.2, p.171-182, 2001.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e Geomorfologia da Planície Aluvial do Rio Ivaí - PR. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 23-34, 2008.

SCALLY, F. A. & OWENS, A. I. F. Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the southern alps, New Zealand In: **Earth Surf. Process. Landforms**, v.29, p.311–322, 2004.

SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. Ed. Cambridge University Press, New York, ed. 1, 2005

SOUZA, J. M. & LOCH, R. E. N. Análise e melhoria da qualidade altimétrica dos dados da Shuttle Radar Topography Mission, SRTM-3 In: **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 60/02, 2008

SOUZA, M. C.; ROMAGNOLO, M. B. & KITA, K. K. Riparian vegetation: ecotones and plant communities In: THOMAZ, S. M., AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. (org.) **The Upper Parana River and its floodplain: Physical aspects, Ecology and Conservation**. Backhuys publishers, Leiden, The Netherlands, 1 ed.: p.353-365, 2004

SOUZA FILHO, E. E. **Aspectos da Geologia e Estratigrafia dos Depósitos Sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)**, Tese de doutorado - Inst. Geociências, USP, São Paulo: 214 pp, 1993.

SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J.C. Geologia e geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima. In: VAZZOLER, A.E.A. de M.; AGOSTINHO, A.A. & HAHN, N.S. (org) **A Planície de Inundação do Alto Rio Paraná**. Eduem, Maringá, 460 pp, 1997.

SOUZA FILHO, E.E. & STEVAUX, J. C. **A Geomorfologia da Área Ribeirinha ao Rio Paraná no Segmento entre os Rios Paranapanema e Ivinheima (PR e MS)**. Relatório PELD - EDUEM, Maringá, 2002.

SOUZA FILHO, E. E. & STEVAUX, J. C. Geology and Geomorphology of the Baía-Curutuba-Ivinheima Complex. In: THOMAZ, S. M., AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. (org.) **The Upper Parana River and its floodplain: Physical aspects, Ecology and Conservation**. Backhuys publishers, Leiden, The Netherlands, 1 ed.:01-29, 2004.

SOUZA FILHO, E.E., ROCHA, P.C., CORREA, G.T. & COMUNELLO, E. O Ajuste Fluvial e a Erosão das Margens do Rio Paraná em Porto Rico (Brasil). In: **V REQUI/ I CQPLI**, Lisboa, Portugal, p.37 – 40, 2001.

STEVAUX, J.C. **O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação, e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. Tese de doutorado - Inst. Geociências, USP, São Paulo: 242 pp., 1993.

STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil); geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. In: **Quaternary International**, v. 21, p. 143-161, 1994.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil In: **Quaternary International**, v.72, p.73-85, 2000.

STEVAUX, J. C. & LATRUBESSE, E. M. Iguazu Falls: A History of Differential Fluvial Incision In: MIGON, P. (ed.), **Geomorphological Landscapes of the World**, Ed. Springer, 2009

STEVAUX, J.C.; MARTINZ, D. P.; MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil, In: **Geomorphology**, vol. 113, p. 230-238, 2009.

STEVAUX, J.C. & SANTOS, M. L. Paleohydrological changes in the Upper Paraná River during the Late Quaternary. In: Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J. (Eds.), **Paleohydrology and Hydrological Sciences**. Wiley, London, 1998.

STEVAUX, J. C., SOUZA FILHO, E. E., MEDEANIC, S. e YAMSKIKH, G. The Quaternary history of the Upper course of the Parana River. In: THOMAZ, S. M., AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. (org.) **The Upper Parana River and its floodplain: Physical aspects, Ecology and Conservation**. Backhuys publishers, Leiden, The Netherlands, 1 ed.:31-53, 2004

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher, 2003. v. 01. 400 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Harlow: Pearson Education Limited, 1991, p.224.

THOMAZ, S. L. Paleopalinologia e Paleoecologia de Depósitos Holocênicos da Palmície Aluvial do Alto Rio Paraná na Região de Porto Rico, Estado do Paraná, (Brasil). In: **Cadernos de Geografia**, Coimbra, Portugal, n. 19, p. 135-160, 2000.

TOUTIN T. & CHENG, P. DEM generation with ASTER stereo data In: **Earth Observ. Mag.**, v 10, p. 10–13, 2001.

VALERIANO, M. M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos: 72 p. (INPE-10550-RPQ/756), 2004. Disponível na biblioteca digital URLib: <<http://mtcm12.sid.inpe.br/rep-/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57>>. Acesso em: 12 set. 2007.

_____. **TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008.

VALERIANO, M. M. & ABDON, M. M. Aplicação de dados SRTM a estudos do Pantanal. RBC. Revista Brasileira de Cartografia, v. 59, p. 63-71, 2007.

VALERIANO, M. M. & ROSSETTI, D. F. Topographic modeling of Marajó Island with SRTM data. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, p. 53-63, 2008a.

VALERIANO, M. M. & ROSSETTI, D. F. **TOPODATA: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM**. São José dos Campos: INPE, 2008b.

VAN ZYL, J. J. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. In: **Acta Astronautica**, v. 48, n. 0, p. 559-565, 2001.

ZANI, H. **Mudanças morfológicas na evolução do Megaleque do Taquari: uma análise com base em dados orbitais**. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2008.