-

O componente físico da Planície Alagável do Alto Rio Paraná

RESPONSÁVEIS: DR EDVARD E. SOUZA FILHO & DR JOSÉ CÂNDIDO STEVAUX

Resumo

A previsão original de atividades teve de ser modificada em função da impossibilidade de compra de determinados equipamentos, da disponibilidade de recursos para campo, e em virtude da formação do reservatório de Porto Primavera. O fechamento da barragem no final de 1998 estabeleceu um novo cenário na área de estudo, e as modificações impostas pelo empreendimento geraram a necessidade de um acompanhamento das novas condições do sistema fluvial.

A cartografia geológica e geomorfológica na escala mencionada está completa, e a espera da instalação do banco de dados georreferenciado. Os trabalhos geológicos desenvolvidos permitiram a identificação de sete unidades geológicas (Formação Caiuá (Cretáceo), as Unidades Nova Andradina, Taquaruçú, Porto Peroba, Rio Ivinheima, Córrego Baile (Cenozóico), e os depósitos ativos (atual); uma avaliação dos recursos naturais, e da tectônica recente.

Os trabalhos de caráter geomorfológicos foram dirigidos para a avaliação dos efeitos da barragem sobre a erosão marginal, o transporte de sedimentos, e sobre a influência sobre o regime hidrológico e a amplitude das cheias. Estas atividades estão em andamento, mas diversos resultados parciais já estão concluídos, como a evolução das ilhas Mutum e Porto Rico, e dos arquipélago das ilhas Cariocas, e os estudos sobre os fatores que condicionam a erosão marginal. Apesar do redirecionamento das abordagens, os estudos permitiram a definição de cinco unidades geomorfológicas (Nova Andradina, Taquaruçú, Fazenda Boa Vista, Rio Paraná, Fazenda Boa Vista), um maior detalhamento da Unidade Rio Paraná, e um avanço no conhecimento dos paleoclimas.

A cartografia de solos está em seus trabalhos iniciais, com reconhecimento efetuado na margem esquerda, e com estudos mais avançados na planície. Os principais tipos de solos aluviais e suas aptidões já foram identificados em uma área piloto (canal Cortado), e os trabalhos em uma área de maior porte estão em andamento (canal do Curutuba).

Para concluir pode ser afirmado que a caracterização geológica e geomorfológica da área está completa para a escala de estudo,e o monitoramento da erosão marginal, da mobilidade das formas de leito, o monitoramento de vazão, e a caracterização dos solos e de suas aptidões estão em andamento. O ajuste do modelo hidrológico não foi realizado por falta de equipamento, e a avaliação dos recursos naturais está em fase inicial em face de restrição de recursos, e ao redirecionamento das pesquisas para acompanhar os efeitos da formação do reservatório de Porto Primavera.

Introdução

As atividades originalmente previstas para a área física incluíam estudos relativos a geologia, geomorfologia, solos, recursos hídricos, e recursos naturais não renováveis. Os trabalhos geológicos e os geomorfológicos estavam programados para a realização de cartografia na

escala 1:100.000, monitoramento da erosão marginal, e estudo da mobilidade de formas de leito. Os estudos pedológicos previam o mapeamento 1:100 000 e a avaliação da aptidão dos solos. Já os trabalhos relativos a recursos hídricos previam o ajuste do modelo hidrológico disponível, e o monitoramento do débito do rio Ivaí e do rio Ivinheima. Por fim, a avaliação dos recursos naturais não renováveis previa a avaliação do potencial de argila e turfa, avaliação de volume e composição das formas de leito, e monitoramento das atividades de extração de areia.

A previsão original de atividades teve de ser modificada em função da impossibilidade de compra de determinados equipamentos, da disponibilidade de recursos para campo, e da formação do reservatório de Porto Primavera. Em relação aos primeiros, isto decorreu dos cortes realizados no orçamento proposto originalmente. Já o fechamento da barragem no final de 1998 estabeleceu um novo cenário na área de estudo, e as modificações impostas pelo empreendimento geraram a necessidade de um acompanhamento das novas condições do sistema fluvial.

As atividades de pesquisa no período foram direcionadas para o monitoramento das condições de erosão marginal, transporte de sedimentos e avaliação de características fisicas e químicas da água, e as demais atividades foram realizadas com menor ênfase que o previsto.

As pesquisas do período envolveram dois pesquisadores (Edvard Elias de Souza Filho e José Cândido Stevaux), e seus orientandos de iniciação científica, mestrado e doutorado.

Resultados

GEOLOGIA

Geologia regional

O substrato geológico da calha fluvial do alto curso do rio Paraná, é constituído por basaltos da Formação Serra Geral (JK) e por arenitos das formações Santo Anastácio e Caiuá, do Grupo Bauru (K). Os basaltos ocorrem a montante, até a região de Três Lagoas, e a jusante, a partir de Guaíra para o sul. A área de menor taxa de soerguimento é responsável pela preservação dos arenitos do Grupo Bauru, sobre os quais o rio corre por mais de 450 Km, de Três Lagoas até Guaíra

Os diferentes substratos rochosos impõem características distintas a partes diversas do rio. Os basaltos da Formação Serra Geral são dispostos em camadas (derrames) cujo topo constitui zona menos resistente à erosão (zona amigdaloidal ou vesicular); essa disposição favorece os processos de erosão remontante e a formação de corredeiras, cachoeiras ou saltos. O curso do rio Paraná, em função disso, apresenta-se ligeiramente encaixado na parte a montante de Três Lagoas, e com saltos como o de Urubupungá, e a jusante de Guaíra está bastante encaixado a partir do salto de Sete Quedas. É claro que a formação dos reservatórios de Jupiá e de Itaipú encobriu grande parte dessas feições.

Na área de ocorrência dos arenitos do Grupo Bauru o quadro é bastante distinto, pois não há corredeiras, e o vale é bastante aberto, com amplos depósitos aluvionares e de terraços. Essa situação é proporcionada pela relativa homogeneidade dos arenitos, e por suas características de resistência à erosão. Em alguns locais o rio apresenta incremento de gradiente, e suas águas tornam-se mais rápidas, como em Porto Primavera, e na ilha dos Bandeirantes. Essas ocorrências devem ser atribuídas à influência de estruturas geológicas transversais ao rio Paraná, ao longo das quais devem ter ocorrido movimentos tectônicos recentes.

Os depósitos inconsolidados associados ao rio Paraná constituem dois conjuntos principais. Um conjunto mais antigo (Unidade Nova Andradina) está associado a um estágio anterior do rio Paraná, e é constituído por depósitos rudáceos originados por leques aluviais com

fluxo de leste para oeste (NAKASU, 1998, e SANTOS 1998), e por depósitos de areia maciça de origem pedimentar relacionada ao desenvolvimento da superfície de aplanamento Pd0, de acordo com SOUZA FILHO (1993). Tais depósitos ocorrem extensivamente à margem direita do rio Paraná, e encontra-se parcialmente preservado em topos de colinas na margem direita.

O outro conjunto compreende os depósitos associados à calha atual do rio Paraná, e sua distribuição está controlada pelas estruturas tectônicas já mencionadas. Apesar de tais depósitos ocorrerem no trecho entre Três Lagoas e Guaíra, controlados pelas rochas do Grupo Bauru e pelo posicionamento do nível de base proporcionado pelo salto de Sete Quedas, sua disposição ao longo da calha é fruto dos movimentos recentes sofridos pelos blocos compartimentados pelos alinhamentos estruturais. Assim, o Alinhamento de Guapiara, que controla o rio Feio (Aguapei), limita um conjunto a norte, denominado "Compartimento Lagoa São Paulo", que ocorre a norte de Presidente Epitácio. As falhas do Rio Ivaí e do Rio Amambaí separam um conjunto central, ("Compartimento Rio Baia") de um outro colocado a sul ("Compartimento Ilha Grande"), conforme Figura 1.

O "Compartimento Lagoa São Paulo" estende-se de Três Lagoas até Presidente Epitácio e possui depósitos aluviais e coluviais da Unidade Taquaraçú, (SOUZA FILHO, 1993), parcialmente erodidos por canais atualmente inativos (depósitos da Unidade Porto Peroba) e por canais inundáveis (atual planície de inundação). O conjunto possui cerca de 100 Km de extensão, por 9 Km de largura a montante, e 17 Km a jusante. Na parte norte está assentado sobre basaltos da Formação Serra Geral, e a sul sobre arenitos da Formação Santo Anastácio. Dispõe-se em ambas as margens da calha fluvial, com exceção do trecho final, onde ocorre apenas na margem esquerda. Nas proximidades de Tres Lagoas seu topo está situado poucos metros acima do nível médio do rio, onde forma um terraço baixo, e para jusante torna-se gradativamente mais elevado.

O "Compartimento Rio Baía" estende-se por pelo menos 250 Km, de Presidente Epitácio a foz do rio Ivaí, próximo de Icaraíma. Sua largura varia entre 9 Km à montante e 25 à jusante, com estreitamento para 6 Km na região de Anaurilândia e alargamento para até 30 Km na área do rio Ivinheima; dispõe-se sempre na margem direita, exceto no trecho mais a jusante onde ocorre também na margem esquerda. Neste conjunto são bem definidos três grupos de depósitos: os da Unidade Taquaraçú, os da Unidade Porto Peroba e os da Unidade Rio Ivinheima.

A Unidade Taquaraçú é constituída por cascalhos ricos em calcedônia e ágata cobertos por areias maciças. Ocorre em áreas definidas, ao longo do vale do rio Ivinheima (em Taquaraçú, MS), no pontal do Tigre, junto à foz do rio Ivaí, sempre nas partes mais elevadas da calha, sustentando um terraço elevado (Unidade Geomorfológica Taquaruçu, de STEVAUX 1993). Seu substrato é constituído por arenitos da Formação Caiuá.

A Unidade Porto Peroba ocorre ao longo de extensa faixa de até 15 Km de largura, colocada à margem direita do rio. Aparece de forma contínua desde o "Paredão das Araras", em Presidente Epitácio, até a foz do rio Amambaí, sob forma de um terraço baixo (Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista Baixa, de STEVAUX, 1993). A unidade é constituída por depósitos arenosos e argilosos depositados nos canais que retrabalharam a Unidade Taquaraçú. Tais canais podem estar inativos, como na região do rio Ivinheima, ou podem ser ativados nas cheias, como os da área do rio Lambarí, de acordo com a altura do terraço em relação à planície. Os depósitos dessa unidade estão assentados ora sobre sedimentos da Unidade Taquaraçú, ora sobre a Formação Caiuá, conforme o aprofundamento efetuado pelos canais.

A Unidade Rio Ivinheima constitui os

depósitos da planície fluvial (Unidade Geomorfológica Rio Paraná, de STEVAUX, op cit.), e encontra-se distribuída por todo o conjunto, junto ao rio Paraná. Ao norte ocupa estreita faixa na margem direita e em partes de ilhas, mas para sul alarga-se por 10 Km à direita do rio, em Porto Primavera, e mantêm-se com largura equivalente por todo o trecho de ocorrência dos rios Baia, Curutuba, e Ivinheima. Nesta faixa ocorre na margem direita, em conjuntos de ilhas e em partes isoladas da margem esquerda. Em Porto Caiuá, no limite sul do conjunto, encontra-se ausente. A unidade é constituída por depósitos areno-conglomeráticos, cobertos por areias, que por vez estão cobertas por argilas com lentes arenosas. Toda a unidade está assentada sobre a Formação Caiuá.

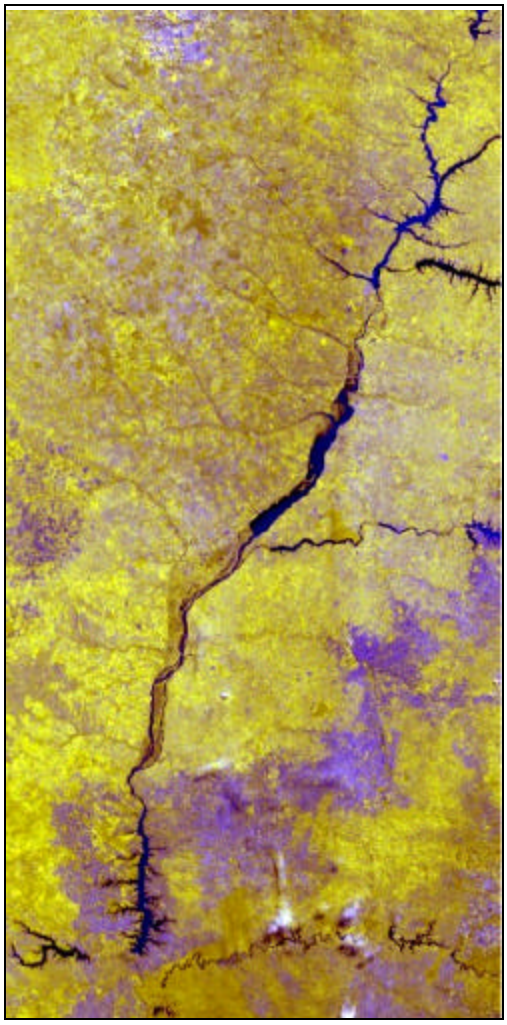

Figura 1. Compartimentação da calha do alto rio Paraná (esquerda) e imagem (CBERS) da região (direita).

O "Compartimento Ilha Grande" situa-se entre a foz do rio Ivaí e o salto de Sete Quedas, trecho que possui 100 Km de extensão. Os depósitos dominantes são da Unidade Rio

Ivinheima, e ocorrem principalmente sob forma de extensas ilhas, entre as quais se destacam a Ilha Grande, com até 10 Km de largura e a Ilha dos Bandeirantes, com até 4 Km. Na maior parte do segmento ocorre ao longo de uma faixa com cerca de 3 Km de largura, colocada na parte esquerda do canal. Junto à foz do rio Iguatemi a unidade ocorre na margem direita do rio e alarga-se por 8 Km. Unidade Porto Peroba ocorre apenas na porção mais a montante, junto ao rio Amambaí. Os sedimentos estão assentados sobre a Formação Caiuá na maior parte do trecho, mas a jusante, estão colocados sobre a Formação Serra Geral.

Uma quarta categoria de depósitos ocorre na região. Estes depósitos são constituídos por areias e areias argilosas depositadas por antigos leques aluviais (unidade Córrego Baile, de SOUZA FILHO, 1993), e quando presentes, estão situados junto à pequenos tributários. No conjunto Lagoa Feia encontram-se ausentes, ou são inexpressivos, mas estão bem desenvolvidos no conjunto Rio Baia. Neste trecho o sedimentos encontram-se sobre as unidades Taquaraçú e Porto Peroba, nos terraços médio e baixo. No conjunto Ilha Grande as formas são pouco desenvolvidas e estão colocadas sobre a planície fluvial (Unidade Rio Ivinheima).

O segmento mais baixo do Alto Paraná, a jusante de Guaíra, também apresenta depósitos de terraço. Estes ocorrem em faixas estreitas nas partes altas do topo do "canyon", conforme pode ser observado em imagens anteriores à formação do reservatório. As águas do lago de Itaipú dificultam estudos mais detalhados, porém, tais depósitos devem ter se originado em época em que a posição de Sete Quedas encontrava-se mais a jusante, e foram abandonados à medida que o "canyon" se desenvolveu a montante.

Geologia da área de trabalho

A área de trabalho está situada na porção média e inferior do “Compartimento Rio Baia”, seu substrato é constituído pelos arenitos da Formação Caiuá, e os depósitos ocorrem principalmente na margem direita do rio Paraná e em ilhas. A figura 2 permite uma visualização geral da área onde os trabalhos de geologia foram concentrados.

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. 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.

As cinco unidades de depósitos inconsolidados existentes ocorrem em quatro faixas distintas por níveis altimétricos diferentes. A Unidade Nova Andradina ocupa a posição mais alta, fora da calha fluvial (terraço alto), a Unidade Taquaruçú ocupa a posição mais alta na calha fluvial (terraço médio), a Unidade Porto Peroba ocupa os níveis médios da calha (terraço baixo), a Unidade Rio Ivinheima ocupa a parte mais baixa (planície fluvial), e a Unidade Córrego Baile ocorre sobre as áreas de ocorrência das unidades Taquaruçu e Porto Peroba. Os depósitos ativos ocupam as áreas de canal e de planície de inundação.

Unidade Nova Andradina

Os depósitos da Unidade Nova Andradina correspondem aos sedimentos descritos por SUGUIO et al. (1984) e NOGUEIRA Jr. (1988) como pertencentes ao terraço colúvio-aluvial, e foram originalmente denominados de Unidade Porto Rico por STEVAUX (1993) e SOUZA FILHO (1993). Ocorrem nos níveis mais elevados, acima de 250 m, e abaixo dos 300 m de altitude, área designada por JUSTUS (1985) como de zona de acumulação torrencial (Pedimento Pd0), e por STEVAUX (1994) como Unidade Geomorfológica Porto Rico

Os depósitos possuem espessura superior a 15 m e encontram-se assentados sobre a Formação Caiuá, em contato marcado por discordância erosiva. São constituídos por duas associações faciológicas: a inferior (Ta 1), onde

ocorrem níveis seixosos e areia, e a superior (Ta 2), com areia maciça.

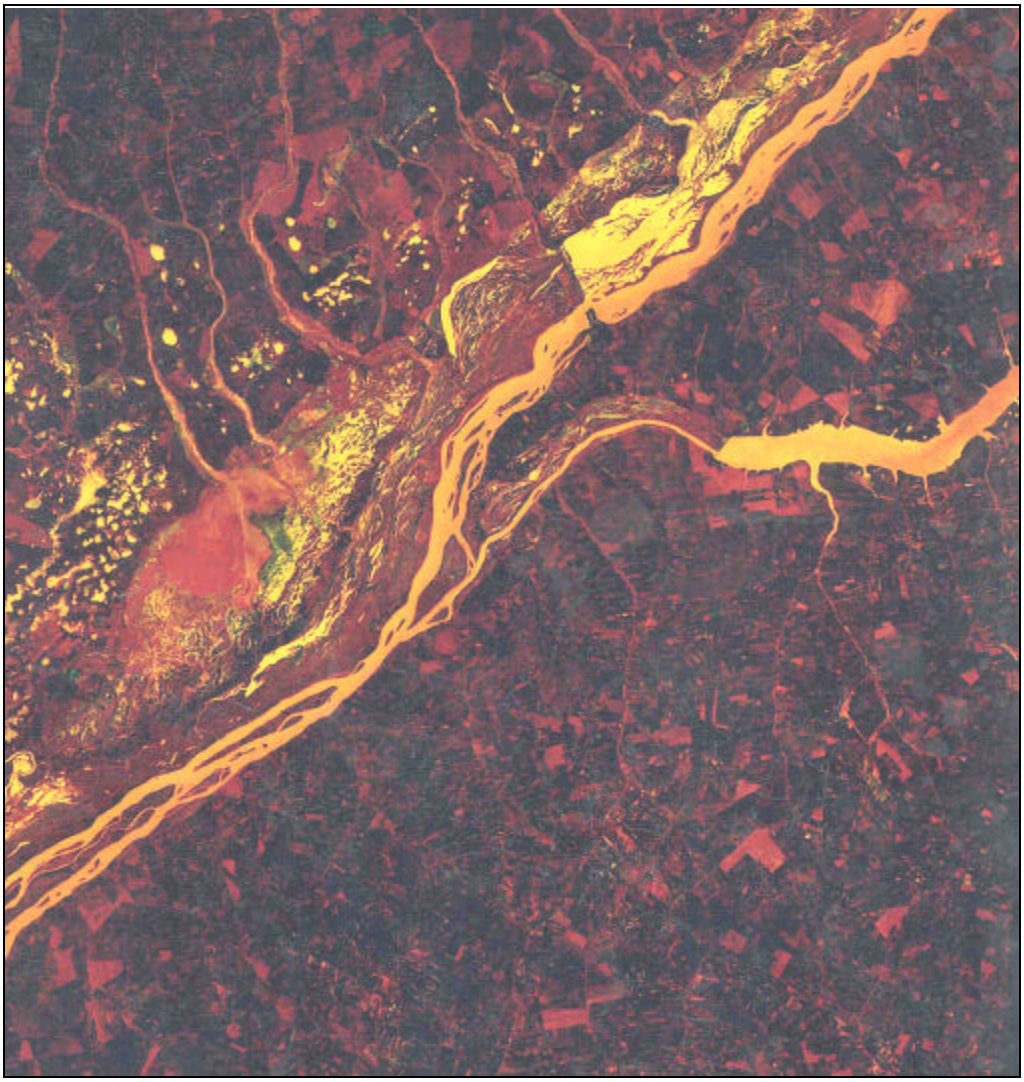

Figura 2. **Composição colorida (TM) da área de trabalho (1989)**

A associação faciológica inferior (Ta 1) é constituída por camadas e lentes de seixos que variam de poucos decímetros a cerca de 1,2 m de espessura, com estrutura maciça, seixos imbricados (fácies Gm), ou estratificação cruzada tabular com gradação normal (Fácies Gp). Em geral os seixos são centimétricos, com 1 a 2 cm em algumas camadas e 2 a 4 cm em outras; na porção superior das camadas os grãos podem chegar a dimensões de grânulos, e em outras podem ocorrer calhaus de até 20 cm em sua base. Entre as camadas de seixos pode ocorrer lentes e camadas de areia média a grossa, localmente média a fina, com

estratificação cruzada acanalada (fácies St).

A composição dos seixos é dominada por quartzito e quartzo, com sílex, arenito silicificado e gnaisse subordinados, e é frequente a presença de cimento ferruginoso. Suas características permitem considerá-la como pertencente à chamada geração quartzítica (GUIDICINI, 1973; FULFARO, 1974).

A associação faciológica descrita é característica de barras longitudinais (Gm), barras transversais seixosas (Gp), e de depósitos de períodos de águas baixas (St). O domínio de fácies Gm indica que as barras longitudinais eram as principais formas à época da deposição, o que permite comparar esses depósitos com os do tipo Scott (MIALL, 1977), o que indicaria a existência de canais fluviais associados a leques aluviais.

A associação superior (Ta 2) é constituída por areia fina a média, às vezes fina, maciça, de cor vermelha, com espessura que pode ultrapassar 10 m. Tais depósitos representam colúvios depositados durante o desenvolvimento da superfície Pd0, conforme mencionado.

Unidade Taquaruçu

Os depósitos da Unidade Taquaruçu correspondem aos sedimentos encontrados no chamado nível rebaixado da zona de acumulação torrencial (JUSTUS, 1985). Ocorrem em níveis situados entre 240 e 260 m nas proximidades do rio Ivinheima, e entre 230 e 240 m na região dos rios Ivaí e Amambai.

O conjunto litológico encontra-se assentado sobre a Formação Caiuá, em discordância erosiva, possui uma espessura máxima próxima a 15 m, e pode ser dividido em três associações faciológicas.

A associação faciológica inferior (Tm 1) é formada por lentes de cascalho interdigitadas a camadas de areia, localmente com argila no topo. Embora sua espessura possa ultrapassar 4 m, mostra variações laterais em distâncias superiores a uma centena de metros, chegando a desaparecer.

As lentes de seixos podem dominar no perfil ou serem subordinadas a camadas de areia. Os seixos são centimétricos e ocorrem em lentes maciças (Gm), ou com estratificação cruzada planar (Gp) e granodecrescência ascendente, com até 0,5 m de espessura; a fração mais grossa pode superar 10 cm e via de regra os calhaus encontram-se imbricados; os termos mais finos são constituídos por areia média a grossa, seixosa, com estratificação cruzada planar (Sp) com "sets" de até 20 cm.

As camadas de areia da associação Tm1 possuem grãos grossos, com estratificação cruzada planar de até 40 cm no "set" e areia média com estratificação cruzada com 20 a 30 cm de espessura. A composição dos seixos é dominada por calcedônia, ágata e quartzitos com menor frequência de quartzo, sílex e estromatólitos silicificados. Esta associação faciológica representa um dos níveis da geração calcedônia (GUIDICINI, 1973; FULFARO, 1974) ou ágata (BOGGIANI et al., 1985).

Aparentemente a paleo-calha dispunha de áreas com domínio de barras transversais seixosas (Gp), e de locais com barras longitudinais arenosas (Sp) e dunas (St). A existência de dois sítios distintos, e os depósitos em granodecrescência ascendente são características similares às apresentadas pelo modelo Donjek para rios entrelaçados (MIALL, 1977).

A associação faciológica média (Tm 2) é a mais representativa dentre as três, porque ocorre em toda a área de exposição e apresenta as maiores espessuras (mais de 10 m). É representada por areia fina a média, maciça, cor amarela, creme ou esbranquiçada, quase sem matriz. Tal como os depósitos similares do terraço alto, estes tambem devem representar antigos colúvios, neste caso, formados durante o desenvolvimento do “pedimento P1”.

A associação faciológica superior (Tm 3) ocorre em depressões circulares com ou sem água, com raio de pouco mais que uma dezena de metros até a algumas centenas de metros. Os sedimentos chegam a cerca de 2 m de espessura e estão situados até a 5 m abaixo do topo dos depósitos da associação Tm2. Os perfis observados mostram a ocorrência de argila arenosa, maciça, cor cinza-claro, intercalada por lentes de até 20 cm de argila orgânica maciça, cinza-escuro, e por níveis centimétricos de turfa. Grande parte dessas depressões ainda persistem na superfície, e a elevada densidade de ocorrência é característica marcante do terraço médio.

Unidade Porto Peroba

A Unidade Porto Peroba compreende os depósitos atribuídos ao terraço aluvial por SUGUIO et al. (1984); e NOGUEIRA Jr. (1988), ou ao terraço fluvial por JUSTUS (1985). Seus depósitos ocorrem em altitudes que variam entre 240 e 245 m, e 230 e 235 m, respectivamente e estão assentados sobre a Unidade Taquaruçú ou sobre a Formação Caiuá, de acordo com a preservação dos depósitos da primeira.

Os sedimentos formam uma única associação faciológica (Tb1) e ocorrem como corpos acanalados individualizados ou amalgamados, com espessura que pode chegar excepcionalmente a 4 m; a litologia mais comum é a areia fina com estratificação cruzada tabular (Sp), à qual se encontram intercaladas lentes de areia grossa a média com estratificação cruzada acanalada (St) e corpos acanalados de argila arenosa maciça com cores cinza, amarelo e vermelha (Fm).

Os depósitos da associação faciológica Tb1 ocupam uma calha larga, com inúmeros paleocanais separados por antigas ilhas de depósitos subjascentes, em geral relitos da Unidade Taquaruçú. embora os dados sejam escassos, a morfologia e a associação de fácies Sp $\rightarrow$ St $\rightarrow$ Fm permitem a comparação com o modelo Platte (MIALL, 1977).

Unidade Rio Ivinheima

A Unidade Rio Ivinheima compreende os depósitos subjascentes à planície fluvial. Ocorre em uma faixa de vários quilômetros de largura disposta principalmente à margem direita do rio Paraná, e sustentando ilhas de diversos tamanhos que dividem o seu canal. Seu topo situa-se em torno de 242 m na parte a montante, e acima de 232 m em Porto Camargo.

Essa unidade é constituídas por cinco associações faciológicas distintas, enumeradas de P1 a P5. A associação faciológica P1 é constituída por areia seixosa com intercalações de camadas e lentes de seixos, lentes de areia fina a média e níveis argilosos configurando sucessivos ciclos de granodecrescência ascendente.

A areia seixosa dispõe-se em bancos de até 0,5 m de espessura, com estratificação cruzada tabular e gradação normal no estrato cruzado (Sp). As camadas e lentes de seixos podem ultrapassar 0,7 m de espessura mas frequentemente possuem apenas 0,2 m; apresentam ora estrutura maciça (Gm), ora estratificação cruzada tabular (Gp), e podem mostrar-se com cimento silicoso e ferruginoso.

As lentes de areia fina a média às vezes superam 2 m de espessura, apresentam estratificação cruzada acanalada (St), cor amarela ou cinza-claro. Os níveis de argila são maciços (Fm), de cor cinza-escuro quando orgânicos e cinza claro quando silto-arenosos, possuem espessura centimétrica a decimétrica e não apresentam persistência lateral.

Os seixos encontrados na associação P1 são em geral silicosos (ágata, calcedônia, sílex) e de quartzito e quartzo, apresentam dimensões centimétricas e algumas camadas podem ter como média seixos de 5 ou 7 cm e possuir calhaus com mais de 10 cm. Esta associação representa um segundo nível da geração

calcedônia, embora tenha sido considerada por NOGUEIRA Jr. (1988) como continuidade dos depósitos de cascalho que ocorrem na base do "terraço aluvial".

Seus depósitos encontram-se assentados sobre a Formação Caiuá e em parte sobre basaltos da Formação Serra Geral em Porto Primavera; nesta localidade atinge cerca de 12 m de espessura na área do canal do rio Paraná e cerca de 2,2 m na planície; em Porto Camargo sua espessura chega a 11,6 m sob o canal e passa para 4,6 m na planície.

A associação faciológica permite interpretar a existência de áreas de domínio de barras longitudinais (fácies Gm e Gt), e de áreas com barras transversais (fácies Sp e St) e depósitos de acresção vertic al (fácies Fm), configurando mais uma vez, um conjunto similar ao do modelo Donjek.

A associação faciológica P2 é constituída por areias finas e médias que ocorrem em lentes com base plana e topo convexo. Próximo à base dos depósitos os sedimentos ocorrem em camadas de areia média, às vezes grossa, com estratificação cruzada tabular (Sp) com distribuição quase que contínua ao longo da planície. Na parte média e superior os sedimentos ocorrem na forma das referidas lentes e compreendem areia fina com estratificação cruzada acanalada (St), com cor cinza-claro na porção abaixo do lençol freático e cor amarela na parte acima dele. Em Porto Camargo ocorrem intercalações de lentes de areia grossa com estratificação cruzada tabular e lentes de argila orgânica.

Na porção a montante os corpos encontram-se em grande parte descobertos, sobressaindo até 3 m acima do nível médio da planície. Para sul, em sentido a jusante, a exposição é menor porque os corpos encontram-se progressivamente cobertos pela associação faciológica P3.

As formas preservadas em superfície mostram a geometria dos corpos de fácies St. São conjuntos fusiformes, amalgamados em formas maiores, com dois a três quilômetros de largura, assentados sobre uma camada composta por fácies Sp. Descrição semelhante foi feita por RUST (1981), em depósitos com a mesma seqüência Sp $\rightarrow$ St $\rightarrow$ FM, considerados como do tipo Platte (MIALL, 1977)

Os depósitos da associação P2 encontram-se assentados quase totalmente sobre a associação P1, embora haja locais em que estejam em contato com a Formação Caiuá. Sua espessura na região a montante está situada entre 0,4 a 1,6 m nas camadas de areia média, e pode chegar a 5,2 m onde ocorrem as lentes de areia fina; nas proximidades de Porto Camargo as porções menos espessas variam de 4 a 8 m, e as mais espessas situam-se próximas a 12 m, podendo chegar a 15 m.

A associação faciológica P3 compreende um conjunto essencialmente argiloso. A fácies aflorante mais comum é a de silte argiloso, maciço, cor ocre, às vezes castanha, manchada de vermelho, marcado por perfurações preenchidas por argila vermelha; essa fácies encontra-se intercalada por bancos e lentes decimétricas de argila arenosa maciça, cor cinza-claro e por camadas de até 20 cm de argila orgânica maciça. Em sondagens observa-se que a argila ocre apresenta ocorrência restrita a áreas secas e que o domínio do conjunto é feito por argilas orgânicas maciças, cor preta ou cinza-escuro, e subsidiariamente ocorrem argilas arenosas de cor cinza.

A área de exposição superficial da associação faciológica P3 compreende áreas de bacia de inundação e sua área de ocorrência mais expressiva é a Ilha Grande, embora ocupe extensões consideráveis na área cortada pelo baixo curso do rio Ivinheima e pelo complexo do rio Baía \ canal de Curutuba. Em Porto Primavera, a sua principal área de ocorrência foi designada por NOGUEIRA Jr. (1988) como planície do rio Baía.

Os depósitos da associação faciológica P3 encontram-se assentados principalmente sobre a

associação faciológica P2. Sua espessura varia entre 1 e 3 m na parte a montante e de 3 a 6 m na região de Porto Camargo.

A associação faciológica P4 compreende um conjunto essencialmente arenoso disposto em corpos alongados, de forma lenticular ou acanalada. Esses corpos apresentam areia média, às vezes grossa, com seixos de argila, com estratificação cruzada acanalada, a qual é recoberta por areia fina ou fina a média com estratificação cruzada acanalada (St).

Os depósitos desta associação encontram-se em canais inativos ou sub-ativos, parcialmente recobertos pela associação P3 ou pela P5, mas podem ocorrer totalmente recobertos pela associação P3, não demonstrando assim expressão superficial. As formas maiores atingem dimensões de vários quilômetros de comprimento com largura de mais de 200 m, e espessura próxima a 0,5 m, podendo chegar a 2 m.

Em geral esses depósitos arenosos estão assentados sobre a associação P3, como frequentemente observado nos afloramentos ao longo do rio; entretanto, em algumas situações eles encontram-se sobre as associações P2 ou P1, ou mesmo sobre a Formação Caiuá, dependendo da espessura dos depósitos inferiores e do grau de entalhamento a que ele está associado.

A associação P5 compreende depósitos arenosos e argilo-arenosos dispostos em corpos lineares com pronunciada feição positiva no relevo da planície fluvial. Seus depósitos estão muito bem representados nas barrancas do rio Paraná, pois em geral constituem a maior parte das exposições, principalmente nas porções situadas a jusante do segmento estudado.

As fácies comuns no conjunto são bancos de até 0,6 m de areia fina maciça argilosa de cor marrom, às vezes castanha, e de areia fina maciça, pouco argilosa, amarelo-acastanhado, com forma tabular em corte longitudinal e lenticular ou em cunha em corte transversal. Outra fácies frequente é a de areia fina com estratificação sigmoidal disposta em corpos contínuos em corte longitudinal, e com acunhamanto em corte transversal; sua base é plana mas seu topo mostra ondulações de comprimento de onda de até 1,5 m e amplitude de 0,5 m, que diminuem no sentido do acunhamento. Outras duas fácies que são observadas mais raramente são lentes de 10 a 30 cm de areia muito fina, micácea, com marcas onduladas cavalgantes e argila arenosa, maciça, micácea, de cor cinza-claro.

A distribuição espacial das tres associações mostra a ocorrência de faixas com canais (P4) e diques marginais (P5) separadas por amplas áreas de bacia de inundação (P3). Em corte observa-se que os depósitos de canal estão sempre ladeados por depósitos de diques, e estes passam lateralmente para os depósitos de bacia de inundação. A antiga drenagem pode ser descrita portanto como um conjunto multicanal, de margens estáveis separados por extensas ilhas. Essa descrição é a mesma dos canais de padrão anastomosado, conforme SMITH (1976; 1983); RUST (1981); e GALLOWAY (1983).

Unidade Córrego Baile

A Unidade Córrego Baile é constituída pela associação faciológica Tb2. Ocorre principalmente no Terraço Baixo, às vezes no Terraço Médio, e só aparece sobre a planície no Compartimento Ilha Grande. Sua ocorrência é generalizada junto à ruptura de declive entre os terraços baixo e médio, principalmente nos locais em que há cursos d'água.

Esta associação apresenta forma lobada, freqüentemente coalescida, forma de cunha em corte transversal, e uma sucessão de superfícies ligeiramente convexas em corte longitudinal. É constituída por até 4 m de areia fina a média, maciça, branca ou amarelada, com níveis de seixos com distribuição caótica, nas partes próximas ao declive que dá início ao terraço médio. Na parte média apresenta até 2 m de areia fina a média ou fina, maciça, branca, e na

parte final, possui até 1 m de areia fina, argilosa, maciça, cor cinza-claro, com intercalações de níveis centimétricos de argila arenosa maciça, cinza-claro.

Em fotografias aéreas há indicações de que exista a superposição de pelo menos três conjuntos de corpos; o inferior corresponde a uma faixa de lobos coalescidos, o médio corresponde a lobos mal definidos e o superior corresponde a formas lobadas bem marcadas; entretanto, não há dados de campo suficientes para comprovar essa interpretação. As formas preservadas em superfície e a associação faciológica demonstram a existência de rampas de colúvio e de leques arenosos, desenvolvidos durante um período em que houve domínio de pedimentação.

Depósitos ativos

Os depósitos ativos compreendem os sedimentos presentes nos canais fluviais, e os depositados na planície pelas cheias, entre os quais distinguem-se os depósitos de planície de inundação e os lacustrinos.

Os depósitos da planície de inundação são pouco expressivos e estão representados principalmente por camadas de argila com restos orgânicos depositados principalmente nas áreas encharcadas da planície. Outros tipos de depósitos são mais raros e estão associados às grandes cheias com elevado período de retorno. Dentre estes os mais freqüentes são os depósitos silto argilosos que ocorrem em todos os sub-ambientes, e apenas localmente ocorrem depósitos arenosos de diques marginais e areno argilosos de leques de rompimento de dique marginal ("crevasse splay deposits").

Os depósitos de canal encontrados nesse segmento são essencialmente arenosos, podendo ser classificados como de lençol, e de barras (STEVAUX, 1993). Os primeiros foram estudados por meio de ecogramas, e coletas de fundo, e as barras foram pesquisadas por meio de levantamento topográfico, trincheira, sondagem vibratória rasa, e adicionalmente, por fotointerpretação.

Os depósitos de lençol são formas extensas, cujas dimensões situam-se por volta de um quilômetro de comprimento, por seiscentos metros de largura, em águas baixas. Sua espessura aumenta na direção do fluxo, até atingir um máximo na terminação a jusante . Eles ocorrem tanto no canal raso quanto no profundo, diferenciando-se apenas quanto a espessura de sedimentos.

Os lençóis de canal profundo possuem amplitude próxima a cinco metros e são constituídos por diversas formas de leito superpostas. As formas principais, de primeira ordem, são as ondas de areia ("sandwaves"). Elas chegam a 6 m de altura, e mais de 1300 m de comprimento em cheias de perímetro úmido máximo (4 m do nível médio, recorrência de 3,3 anos), com topo a 11 m de profundidade. São constituídas principalmente por areia fina a grossa com estratificação cruzada planar, ou seja fácies Sp de grande porte (aqui designada por mSp). Estas formas desenvolvem-se nas cheias, e conforme sua altura podem emergir quando em águas baixas, e sempre possuem sua parte superior composta por dunas subaquosas.

As dunas subaquosas variam entre 1,5 e 7,5 m de altura, e de 50 a 500 m de comprimento. Constituem formas de leito de segunda ordem, e são as mais típicas do rio Paraná. São constituídas por areia fina a grossa com estratificação cruzada festonada (mSt) e por cascalho com estratificação cruzada acanalada (Gt). A ocorrência de cascalho nas dunas indica que provavelmente eles possam ocorrer nas ondas de areia, mas isso ainda não foi esclarecido. Desenvolvem-se em profundidade de 6 a 11 m, e sua parte superior é constituída por mega-ondulações.

As formas de leito de terceira ordem são as mega-ondulações ("megaripples"), cuja altura varia entre 0,3 e 1,5m, com até mais de 30 m de extensão, com forma linguóide, ou luniforme. São feições de grande mobilidade e ocorrem em locais com mais de 3 m de profundidade, sendo

constituídas de areia fina a média, com estratificação cruzada planar (Sp) quando em forma linguóide, e com estratificação cruzada festonada (St) quando em forma de meia lua. Em sua porção superior apresentam o desenvolvimento de ondulações.

As ondulações ("ripples") são formas de pequena amplitude, com até 30 cm de altura máxima, e alguns metros de extensão. Ocorrem em águas rasas, sua estabilidade é baixa, com migração rápida e freqüente troca de forma, embora comumente ocorra com formato linguóide. É constituída por areia fina, às vezes média, com estratificação cruzada planar (pSp), ou festonada (pSt), ou ainda com marcas onduladas (Sr).

Os depósitos em lençol de canal raso possuem menor amplitude que os anteriores, podendo chegar a dois metros. Suas dimensões em planta são equivalentes às formas de águas profundas, e são constituídos por ondas de areia extensas, dunas e ondulações. Sua constituição e altura são idênticas às das mega-ondulações linguóides (Sp), das luniformes (Sp),respectivamente. A diferença de extensão entre as formas de áreas rasas e de áreas profundas deve-se à superfície disponível para seu desenvolvimento.

Os depósitos de barras fluviais podem ser classificados conforme sua posição no canal. Por essa abordagem podem ser distinguidos quatro tipos principais, as barras centrais ao canal, as frontais às ilhas, as laterais às margens, e as de coalescência.

As barras centrais ao canal foram definidas por SANTOS (1991). Sua forma emersa é de tricúspide, com comprimento e largura equivalentes, e dois eixos voltados para jusante. Em seções transversais e longitudinais mostra sempre a face jusante ("foreset") íngreme e as demais com declive suave. Movimenta-se para jusante e lateralmente em períodos de cheia, quando tem sua forma modificada, tornando-se mais alongada ao longo do prolongamento para onde ocorre a migração. A área emersa supera 20 hectares nas formas mais simples, e pode atingir 400 m de largura máxima e 1200m de comprimento nas barras mais alongadas. A espessura dos seus depósitos pode chegar a 18 m, e a parte emersa pode sobressair até 1,5 m do nível médio das águas.

A constituição da parte superior dessas barras foi estudada pelo referido autor. Os três ou quatro metros superiores exibem a seguinte seqüência: fácies Sp com estrutura de porte métrico em areia grossa a média, fácies Sp decimétrica de areia fina a média, fácies St decimétrica de areia grossa a média, fácies Sr de areia fina, fácies Fm centimétrica, e fácies de dunas eólicas de areis fina, decimétrica.

As barras frontais às ilhas foram definidas por SOUZA FILHO (1993), como modificação das barras centrais. Essas barras ocorrem quando uma barra central anexa-se à parte montante de uma ilha e ganha maior estabilidade. Nessa situação um ou ambos os prolongamentos se desenvolvem excepcionalmente, e a área emersa pode chegar a 45 hectares, com comprimento superior a 1500m. Outra modificação é o desenvolvimento de diques marginais, e de depósitos de finos mais conspícuos. A associação faciológica é similar à das barras centrais, exceto pela presença de fácies Ss do dique marginal, e fácies Fm e Sr mais espessas no topo da forma.

As barras laterais às margens (SANTOS, 1991) desenvolvem-se junto às bordas do canal, em área protegida da corrente. Possuem forma alongada, e dispõe-se a 30° em relação ao alinhamento da borda, suas faces mostram sempre declive suave em todas as direções. Quando sob processos deposicionais tende ao desenvolvimento lateral e longitudinal, além de acresção vertical de sua área de remanso. Sob processos erosivos perde seu prolongamento e mantém uma área nuclear paralela à margem, mesmo nesse caso a área protegida mantém a acresção vertical.

As maiores barras laterais superam 30 hectares de área emersa, chegando a 400 m de

largura e 1500 m de comprimento, e podem estar até a 2 m acima do nível da água. A constituição faciológica dessa barras é similar à das centrais, exceto em sua parte superior , onde as fácies Sr são bem desenvolvidas, e em sua área de remanso onde ocorre camadas decimétricas de fácies Fm e Fl, alem de areia fina argilosa rica em matéria orgânica (fácies So).

As barras de coalescência constituem modificações das barras laterais, visto que fazem a ligação de uma ilha com outra, ou com a margem, levando ao fechamento do canal em que estão implantadas. Sua forma depende do local em que está situada, e via de regra são maiores que as demais, podendo cobrir mais de 60 hectares. Sua composição faciológica é a mesma das barras laterais, mas os depósitos de remanso situam-se a jusante, e em seu topo podem aparecer depósitos de cheias, sob forma de pequenas barras em pontal.

As quatro categorias podem ser consideradas como modificações de um único tipo, que talvez pudesse ser denominado por barras cruzadas ao canal ou "cross channel bar" de CANT & WALKER (1978), não fosse a enorme diferença de dimensões. Um tipo distinto desse ocorre junto aos tributários da margem esquerda que possuem alta declividade, e vêm sendo estudadas por STEVAUX (em andamento), são barras de foz de tributários, formadas pela carga deixada por estes. Entretanto face ao seu pequeno porte não serão discutidas aqui.

Pelo exposto, verifica-se que os lençóis e as barras ocorrem tanto nos canais rasos como nos profundos, enquanto que as ondas de areia e as dunas de grande amplitude são exclusivas das partes profundas. Dessa forma pode-se considerar que nos dois subambientes os depósitos de lençol ocorram da forma exposta na Tabela 1:

Tabela 1: **Resumo das características dos depósitos de lençol.**

	FORMA DE LEITO	AMPLITUDE	PROFUNDIDA-DE	FÁCIES.
AREAS PROFUNDAS	ondulações	0,3 m	< 3 m	PSp pSt Sr
	mega ondulações	1,5 m	> 3 m	St Sp
	dunas	5,0 m	>6 m <11 m	m St
	ondas de areia	6,0 m	>11 m	MSp
ÁREAS RASAS	ondulações	0,3 m	<3m	PSp pSt Sr
	mega ond. luniformes	1,5m	>3m	St
	mega ond. linguóides	2,0 m	>3m	Sp

De acordo com a tabela 1, as partes do rio com profundidade superior a seis metros são dominadas por ondas de areia e dunas subaquosas. As dunas são freqüentes no canal profundo porque a lâmina de água é suficiente para seu desenvolvimento. As ondas de areia são pouco móveis porque não há muito locais com profundidade adequada, mesmo em cheias anuais (nível cerca de três metros acima). Dessa forma, as grandes ondas de areia só encontram condições para pleno desenvolvimento nas grandes cheias com retorno de 14 anos.

As características das barras fluviais barras fluviais, podem ser sumarizadas pela tabela 2:

De acordo com a tabela 2, as porções amostradas são similares às partes superiores dos depósitos de lençol. Entretanto, os depósitos de dunas subaquosas encontram-se sub-emersos, e os de mega ondulações chegam a aflorar acima da água. Se as dunas ocorrem entre 6 e 11 m, e

as mega-ondulações abaixo de 3m, os depósitos de barras só podem se formar em cheias cujo nível tenha subido cerca de 6 m, ou seja as grandes cheias de 14 anos.

Tabela 2: **Resumo das características faciológicas das barras centrais (1), frontais (2), laterais (3) e de coalescência (4)**

PROFUNDIDADE	FÁCIES	FORMAS DEPOSICIONAIS
0,5 a 2,0 m acima da água	1-(Fm) 2-Ss/Fm 3e4- Fm/Fl/So	Remanso e dique marginal
0,5 a 1,0 m da água	1-(Sr) 2-Sr/Fm 3e4 -Sr/Fm/So	Ondulações e remanso
1,0 a 0,5 m da água	PSt	Mega ondulações luniformes
1,5 a 0,5 m da água	PSp	Mega ondulações linguóides
2,0 a 0,5 m da água	Sp	Dunas subaquosas

Sendo assim, as ondas de areia são o núcleo central das barras que se ocupam as áreas profundas, e as dunas compreendem o núcleo das barras de áreas rasas. A movimentação das ondas de areia e das dunas nas grandes cheias é responsável pela relocação do talvegue nas áreas profundas e nas rasas.

As barras originam-se portanto a partir da instalação de grandes ondas de areia no canal principal, e de grandes dunas subaquosas nos canais secundários, nas grandes cheias. A superfície ondulada dessas formas é aplanada pela migração de formas de menor ordem até que com a diminuição do nível da água o depósito aflore à superfície, com as formas de leito menores (ondulações preservadas). Durante as cheias seguintes o topo da barra sofre retrabalhamento pela migração de ondulações e ou mega ondulações, e as demais fácies identificadas são depositadas. De acordo com a migração anual do talvegue, as barras vão sendo modificadas lateralmente por processos deposicionais ou erosivos.

Recursos minerais

A área de trabalho apresenta potencial para cascalho, areia, argila e turfa, que ocorrem associados aos sedimentos inconsolidados. As características dos depósitos relacionam-se aos controles do ambiente sedimentar, e eventualmente aos processos de alteração a que ficaram expostos.

O canal fluvial é a principal área potencial para cascalho e areia, e vem sendo alvo prioritário para este tipo de exploração mineral. A fonte mais importante de areia tem sido as formas de leito ativas, e o cascalho é proveniente dos depósitos da parte inferior da Unidade Rio Ivinheima.

Os depósitos seixosos da Unidade Rio Ivinheima ocorrem na base da planície fluvial, e persistem em grande parte do leito do rio Paraná, principalmente em sua porção direita onde é mais raso. Os níveis de cascalho encontram-se cimentados por concreções ferruginosas, que limitam a exploração por draga, mas a ação do rio propicia a liberação de seixos e grânulos que acabam constituindo depósitos residuais. Tais depósitos são formados durante as grandes cheias quando a profundidade e a velocidade de fluxo possibilitam que o rio remova os termos mais arenosos e concentre o cascalho.

As avaliações realizadas pela CESP (NAKASU 1998) estimaram em 6 930 000 m³ o volume de areia e cascalho disponível para exploração no segmento a montante de Porto São José, presentes em três principais depósitos: Ilha Pajaú (2 000 000 de m³ com 30% de cascalho), Ilha Comissão Geográfica (4 800 000

de m³ com 30% de cascalho), e Ilha do Óleo Crú (504 000 m³ com 50% de cascalho). A exploração atual está concentrada nesta última localidade, e não há estimativa da quantidade já retirada.

Os depósitos seixosos das Unidade Nova Andradina e Taquaruçú também oferecem um considerável potencial para exploração de material para cascalhamento de estradas. Tais depósitos via de regra estão concrecionados, o que dificulta o uso de seu material para construção civil, e em função de seu baixo valor unitário a exploração apenas é viável nos locais em que encontra-se aflorante ou sub-aflorante. Ao longo da área há diversos locais que mostram sinais de exploração, e aparentemente estes pontos são utilizados como fonte de material de empréstimo local apenas quando há trabalho de recuperação das estradas.

Os depósitos de cascalho do leito do rio e das demais unidades mencionadas não foram investigados quanto a possibilidade de ocorrência de minerais de placeres tais como diamante, ouro , e outros minerais de minério de elevada densidade e resist6encia à alteração.

Os depósitos de argila ocorrem principalmente na associação P3 da Unidade Rio Ivinheima, que representam o registro da antiga planície de inundação do paleo-sistema anastomosado. Tais depósitos apresentam uma larga faixa de ocorrência (praticamente toda a planície fluvial e ilhas) e espessura variando de seis a doze metros de montante para jusante. Suas características indicam potencial para uso em cerâmica, como aliás vinha sendo feito a montante de Porto Primavera, e vem sendo feito nas proximidades de Guaíra.

As demais possibilidades de ocorrência de argila estão relacionadas aos paleocanais da Unidade Porto Peroba, aos termos distais dos leques da Unidade Córrego Baile, e principalmente às depressões e lagoas da Unidade Taquaruçú. As sondagens realizadas nas lagoas mostraram a existência de material argiloso em espessura superior a 3 metros, com menor quantidade de areia e maior teor de matéria orgânica em direção ao topo. Em algumas lagoas há menção de ocorrência de espículas de esponja, o que pode permitir um uso mais nobre, para a produção de refratário.

As áreas potenciais para turfa são as depressões da planície de inundação (paleo-canais e lagoas), e os demais ambientes favoráveis à ocorrência de argila. As investigações nos paleocanais da planície mostraram a existência de níveis com até 50% de material orgânico, mas de espessura reduzida a menos de meio metro. As lagoas ainda não foram investigadas para este fim, tampouco os paleocanais de maior porte. As lagoas que ocorrem sobre a unidade Nova Andradina exibem um extenso (0.4 km²) e espesso (mais de 1 m) nível de matéria orgânica, mas o teor de argila do conjunto não é conhecido.

O potencial mineral da área ainda carece de uma atenção das pesquisas, e a inexistência de grandes centros urbanos nas proximidades dificulta a instalação de atividade minerária intensa.

Tectônica Recente

A área de estudo apresenta diversas evidências da atuação de eventos tectônicos recentes. As evidências de tais movimentações foram mencionadas por SOUZA FILHO (1993, 1994), STEVAUX (1993), e NAKASU (1998).

As principais evidências levantadas pelos autores são:

- definição das bordas da bacia de drenagem por elementos de maior taxa de ascenção epirogenética (serras do Mar, Mantiqueira, da Canastra e do Maracajú).
- alinhamentos de drenagem dispostos a WNW e NNE, e secundariamente a NW, coincidindo com as principais direções de fraturas presentes na Formação Serra Geral, na Formação Caiuá, e nos sedimentos inconsolidados.
- Diferença de cota do topo do basalto entre as margens do rio Paraná e dos principais afluentes.

- Diferença de espessura preservada da Formação Caiuá entre as áreas separadas pelos principais elementos da drenagem.
- Assimetria entre a margem direita e esquerda do rio Paraná.
- Modificações locais da declividade dos topos das unidades Nova Andradina, Taquaruçú, e Córrego Baile.
- Distribuição dos depósitos sedimentares em compartimentos definidos por elementos estruturais regionais
- Modificação na direção e sentido de fluxo de afluentes de menor porte.
- Locais com estreitamento da calha fluvial.
- Diferença de sentido do paleofluxo da Unidade Nova Andradina e as demais.
- Modificações locais e diferenciadas no gradiente da base das diversas unidades de sedimentos inconsolidados.
- Assimetria da espessura dos depósitos basais da Unidade rio Ivinheima.
- Presença de falhas centimétricas e métricas afetando todas as unidades de sedimentos inconsolidados, inclusive a Unidade Rio Ivinheima.
- Diferenças altimétricas entre o topo dos diques marginais e da planície em relação ao nível médio do rio.
- Variações locais do gradiente do leito do rio Paraná.
- Registro de pelo menos sete sismos associados aos elementos estruturais mais importantes, desde 1970.

As evidências demonstram a existência de atividade tectônica que persistiu após a definição da Bacia Sedimentar do Paraná, e que embora com pequena intensidade manifesta-se até os dias atuais. Embora as estruturas observadas não apresentem rejeito de grandes proporções, e os basculamentos sejam de pequeno porte, a baixa declividade do sistema fluvial pode ser bastante afetada por movimentos de pequeno porte. Ainda não está completamente esclarecido o papel dos efeitos das movimentações tectônicas sobre as mudanças de padrão de canal, uma vez que a abordagem sobre as trocas climáticas vem tendo maior ênfase, mas a compreensão dos efeitos dos movimentos de pequeno porte é uma necessidade urgente.

GEOMORFOLOGIA

Geomorfologia regional

A bacia hidrográfica do Alto Paraná ocupa uma vasta área, que em território brasileiro supera 802.150 Km2 (área da bacia em Guaíra). Os principais rios da margem esquerda são mais longos, com comprimento entre 400 e 600 Km, e possuem nascentes em rochas cristalinas aflorantes na Serra do Mar; outros cursos importantes são mais curtos, com cerca de 250 Km, e nascem em área de ocorrência de rochas da Bacia Sedimentar do Paraná. Os maiores afluentes pela margem direita não chegam a 400 Km de extensão, e todos nascem em área da bacia sedimentar, nas serras de Maracajú e do Caiapó. Ambos os formadores do rio Paraná nascem em rochas cristalinas: o rio Paranaíba, nasce no Planalto Central, enquanto que o rio Grande, tem nascentes nas serras da Canastra e da Mantiqueira; o primeiro tem por volta de 750 Km de extensão enquanto o segundo chega a 850 Km.

A configuração da bacia hidrográfica foi imposta pelo maior soerguimento das referidas serras com relação à calha da bacia, conforme demonstrado por SOARES e LANDIM (1976). O rio Paraná ocupa portanto, a faixa de junção de dois grandes homoclinais formados pelas rochas da parte superior da Bacia Sedimentar do Paraná; o homoclinal de oeste é mais curto porque a taxa de ascensão das serras de Maracajú e do Caiapó tem sido menor que a da serra do Mar. Todos os afluentes são rios conseqüentes ou ressequentes, pois correm no sentido do mergulho das camadas litológicas; os principais afluentes ocupam estruturas geológicas que compartimentam blocos

estruturais, assunto já discutido por FULFARO *et al* (1982).

Os rios formadores ocupam um terceiro homoclinal, situado a norte, e uma quarta área de ascensão ocorre a sul, a partir da região de Guaíra. Esta última possui a menor taxa de ascensão entre as quatro áreas mencionadas; por essa razão o fluxo do rio Paraná é feito nesse sentido. O soerguimento dessa área é responsável pela formação dos "canyons" dos rios Paraná e Iguaçú, pelas cataratas e por Sete Quedas, e certamente tem influenciado a história geológica de ambos os rios.

O relevo da bacia do alto Paraná é acidentado na parte leste e sudeste graças à ocorrência de rochas cristalinas, e à taxa de ascensão mais elevada. Nas demais áreas dominam formas tabulares onduladas com inclinação suave em direção ao rio Paraná, interrompidas localmente por escarpas das "cuestas" da Serra Geral. A parte central desse segundo conjunto foi denominada inicialmente por “Bacia do Alto Paraná” (Ab' Saber, 1955; Almeida, 1956), posteriormente por “Planalto do Alto Rio Paraná” (Justus, 1985), e por fim, por “Planalto Central da Bacia do Paraná” (IBGE, 1990). A área ribeirinha à calha do rio Paraná foi designada por IBGE (*op.cit.*) como “Planície do Rio Paraná”.

O Planalto Central da Bacia do Paraná é caracterizado por colinas alongadas com topos abaulados ou tabulares, dispostos em três níveis com altitudes próximas a 1000 m, a 600 e 700 m, e a 500 m. Como estes níveis encontram-se inclinados, as altitudes diminuem conforme se aproximam da calha principal. O trabalho de Justus (*op.cit.*) designa o nível mais elevado como “Planaltos Residuais Cuestiformes”, e os demais como “Planaltos Rebaixados”.

Os Planaltos Residuais Cuestiformes são resquícios de uma fase de aplanamento generalizado, desenvolvida em clima seco durante o Terciário, antes da definição da atual bacia de drenagem. Esta fase teria originado uma feição designada como “Superfície Sul Americana” (King, 1956) ou “Superfície de Cimeira” (ou “Pediplano Pd3”) conforme Bigarella & Ab" Saber (1964), que seria entalhada pela introdução de clima úmido. A ascensão das área de entorno e a alternância de climas secos e úmidos durante o Terciário teriam levado à formação dos demais níveis e ao estabelecimento da atual rede de drenagem (Braun, 1971; Soares & Landim, 1976; Bigarella & Mazuchowski, 1985).

O nível mais alto dos Planaltos Rebaixados é denominado de “Superfície dos Altos Interflúvios” (Soares & Landim, *op. cit.*; Justus, *op. cit.*), ou por “Pediplano Pd2” (Bigarella & Ab' Saber, *op. cit.*). Esta superfície corresponde aos principais divisores de águas das bacias dos afluentes mais importantes, e dispõe-se inclinada em relação à calha principal, descendo de 700 m para 300 m nas proximidades do rio Paraná. Na parte mais baixa podem ocorrer morros testemunhos, como o Morro do Diabo, ou testemunhos rebaixados, como o Morro dos Três Irmãos.

O nível mais baixo dos planaltos Rebaixados é chamado de “Superfície dos Médios Interflúvios” (Soares & Landim, *op. cit.*) ou por “Pediplano Pd1” (Bigarella & Ab' Saber, *op.cit.*). Esta é a superfície com maior área de ocorrência, ocupando inclusive grandes áreas na depressão periférica, onde constitui o divisor de águas dos principais rios. No reverso da Serra Geral é o divisor dos pequenos afluentes dos grandes tributários e do rio Paraná. Seus depósitos são a principal fonte de sedimentos da bacia, já que têm ampla ocorrência, são incoerentes, e sustentam a maior parte das nascentes da bacia hidrográfica. Tais depósitos localmente possuem "status" de unidade litoestratigráfica, como é o caso das Formações Rio Claro e Paranavaí, e têm constituição arenosa, embora sejam argilosos quando provenientes do basalto. Os latossolos e as areias quartzosas são os solos mais comuns nas áreas de topo, e os podzólicos dominam nas encostas pouco entalhadas.

Em alguns trechos das margens do rio Paraná e dos principais afluentes ocorre uma quarta superfície de aplanamento, que Justus (*op. cit.*) considerou como pertencente aos Planaltos Rebaixados com o nome de "Pediplano Pd0" (zona de acumulação torrencial). Essa feição foi denominada de "Terraço Superior" (Soares & Landim, *op. cit.*; e Pires Neto *et al*, 1994), "Terraço Alto" (Souza Filho, 1993), e aqui será denominada por "Unidade Geomorfológica Nova Andradina". Uma outra feição, restrita aos rios Ivinheima e Ivaí, é um nível de terraço abaixo da forma anterior, designado como "nível rebaixado da zona de acumulação torrencial (Justus, *op. cit.*), ou "Terraço Médio" (Souza Filho *op. cit.*), ou "Unidade Taquaruçu \ Ivinheima" (Stevaux *op.cit.*), e nos termos deste relatório "Unidade Geomorfológica Taquaruçú".

A "Planície do Rio Paraná", no conceito de IBGE (*op. cit.*), é uma ampla área de acumulação que ocupa toda a calha do rio no segmento compreendido entre Três Lagoas e Guaíra. Essa designação abrange uma área que apresenta duas feições distintas: a "Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista" (terraço baixo) e a "Unidade Geomorfológica Rio Paraná" (planície fluvial).

A Unidade Fazenda Boa Vista, ocorre a partir de Três Lagoas até a foz do rio Amambaí, nos Compartimentos Lagoa São Paulo e Rio Baía, encontrando-se ausente no Compartimento Ilha Grande. Essa feição é uma forma erosiva, escavada na Unidade Taquaruçú (terraço médio) durante o processo de escavação da planície fluvial, tendo sido abandonada face à migração dos canais. Sua superfície é marcada por grande conjunto de canais relícticos. No Compartimento Rio Baía esses canais encontram-se em grande parte cobertos por depósitos de leques aluviais. No Compartimento Lagoa São Paulo o terraço possui porções mais baixas, permitindo que parte de seus canais sejam ativados em algumas cheias, o que torna possível a ocorrência de canais mais novos, relativos à planície fluvial.

A Unidade Rio Paraná, encontra-se presente ao longo de toda a Planície do Rio Paraná. Embora seja relativamente plana, possui diferentes níveis topográficos, distintos entre si em termos altimétricos e morfológicos. As áreas altas são representadas por diques marginais, por leques de "crevasse" e formas de paleobarras, inundáveis em cheias com período de retorno maior que três anos. Um nível intermediário é ocupado pelas bacias de inundação, inundadas anualmente. As partes baixas compreendem as áreas inundadas e as barras de canal.

Ao longo da sua faixa de ocorrência, a Unidade Rio Paraná apresenta características distintas. No compartimento lagoa São Paulo, dispõe-se em paleocanais de 200 m de largura arranjados em um complexo padrão, ramificado e interligado, onde dominam as formas de bacia de inundação. Esses paleocanais representam uma fase de remoção do terraço baixo, e ocupam parte dos antigos canais que já haviam realizado o rebaixamento do terraço médio.

A Unidade Rio Paraná é bem caracterizada nos compartimentos rio Baia e ilha Grande. Ela se desenvolve a partir de alguns quilômetros a jusante do paredão das Araras, até próximo de Guaíra . No compartimento rio Baía apresenta todas as formas mencionadas anteriormente, enquanto que no conjunto ilha Grande há domínio da bacia de inundação, e um conjunto de diques marginais com menor abrangência em área. Apenas nesse último conjunto há ocorrência de leques aluviais sobre ela.

As área inundadas compreendem canais ativos e semi-ativos, lagoas e baixios alongados associados a paleocanais, e baixios associados a bacia de inundação. Em quase todas as cheias essas áreas recebem água do rio Paraná, ou do lençol freático, formando lagos. No trecho superior há domínio de baixios associados a paleocanais da Planície Fluvial e do Terraço Baixo, no compartimento rio Baia ocorrem as três formas mencionadas, e no conjunto a jusante há domínio de áreas associadas a bacia de inundação, além de ocorrências locais de

lagoas e baixios associados à paleocanais da Planície Fluvial.

O rio Paraná apresenta diferentes padrões de canal ao longo do segmento em que se encontra a planície. No trecho a montante, o canal passa de estreito e profundo, com margens estáveis, para largo e raso, com mudança marginal localizada, sempre com poucas ilhas (Pires Neto *et al*, *op.cit.*) e com barras compostas semi-submersas. Em sua parte média, o número e o tamanho das ilhas aumentam para jusante, subdividindo o canal em dois braços, e em canais de menor ordem, enquanto que as barras fluviais são maiores e mais freqüentes. O trecho inferior possui dois canais definidos, separados por largas ilhas, ao longo da ilha Grande o braço direito é o principal, e sua profundidade pode ultrapassar 20 m, enquanto que o braço esquerdo mantém profundidade próxima a 5 m, as barras são muito extensas e complexas.

Geomorfologia local

O relevo da região é marcado por clara assimetria entre as duas margens do rio. A margem esquerda é marcada por colinas de topos convexos, às vezes planos, que descem da altitude de 500 m no divisor de águas (Loanda) até 250 m nas proximidades do rio, em uma distância de apenas 25 Km. Os afluentes de pequena ordem são curtos (5 a 30 Km) e com declividade alta (10 m\km), enquanto que as margens do rio são marcadas por paredões com rocha exposta e eventuais faixas estreitas de planície fluvial.

A margem direita apresenta-se desdobrada em diversos patamares, com menor densidade de drenagem (Figura 3). Os afluentes de pequena ordem são longos (20 a 80 Km) e com declividade menor (2 a 3 m\km). O patamar mais elevado (Pediplano Pd1) possui colinas de topo plano, com altitude entre 450 e 300 m, e encontra-se a uma distância de quinze a vinte e cinco quilômetros do rio.

Um segundo patamar, a Unidade Nova Andradina (terraço alto, Figura 4) está situado acima da cota de 250 m,e cerca de dez a vinte quilômetros do rio. Este nível representa um terraço colúvio-aluvionar desenvolvido no Terciário, durante a evolução do Pediplano Pd0 (Justus, 1985).

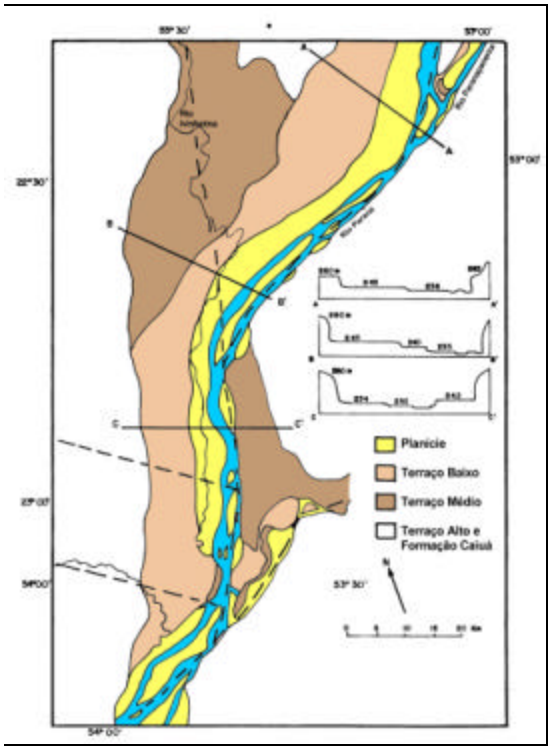

Figura 3. **Principais níveis de terraço da área de trabalho**

Os sedimentos da sua base (cascalhos quartzíticos e areia subordinada) teriam sido depositados por um rio entrelaçado e seixoso, e cobertos por areias de origem pedimentar de cor vermelha (Souza Filho, 1993). O Terraço Alto possui topografia plana, marcada pela ocorrência de lagoas circulares (dales) espaçadas e amplas (1 a 3 Km de diâmetro), conforme figura 5.

Outro patamar ocorre entre as altitudes de 240 e 260 m, a Unidade Taquaruçú (terraço médio, figura 6). Está bem preservado no vale do rio Ivinheima, a uma distância de dez

quilômetros do rio Paraná, e na margem esquerda do rio Paraná nas proximidades da foz do rio Ivaí. Os depósitos de sua parte basal são seixo-arenosos, ricos em calcedônia e ágata. A parte superior é composta por areias maciças, de cor amarela ou esbranquiçada, de origem coluvial, às vezes com lentes argilosas e argilo-arenosas, de origem lacustre. Sua topografia é marcada por alta densidade de lagoas com diâmetro entre dezenas de metros e um quilômetro e, eventualmente, por veredas com dezenas de quilômetros de extensão (Figura 7).

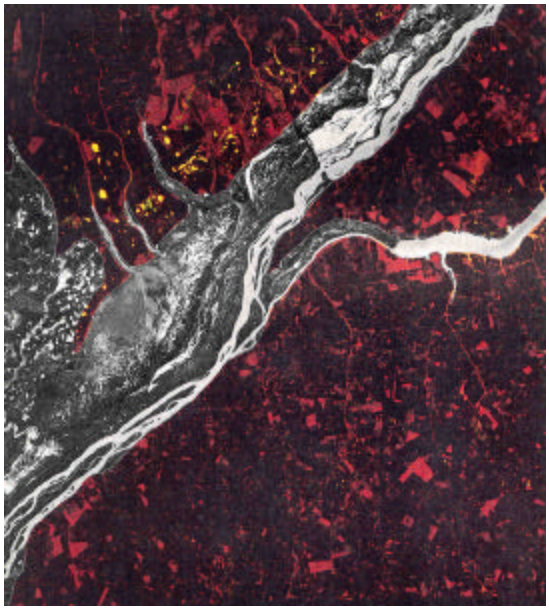

Figura 4. **Área de ocorrência da Unidade Nova Andradina**

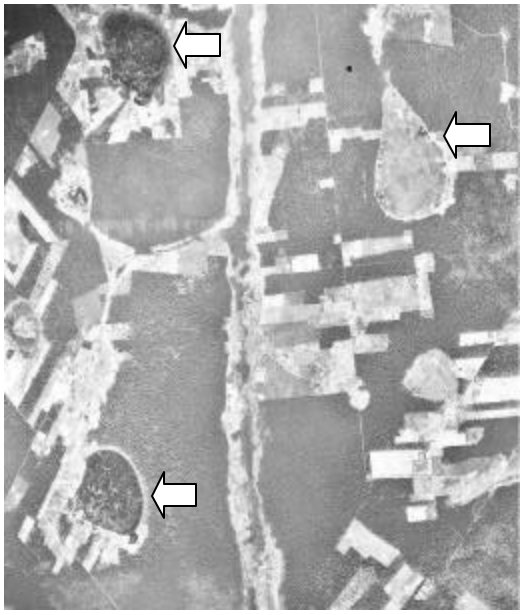

Figura 5. **Lagoas da Unidade Nova Andradina**

O patamar inferior, a Unidade Fazenda Boa Vista (terraço baixo) ocorre como uma faixa contínua de cinco a quinze quilômetros de largura, situada entre três e sete quilômetros de distância do rio. Esta feição corresponde a um terraço embutido, originado pela remoção parcial dos depósitos da Unidade Taquaruçú, durante o aprofundamento de drenagem que viria a originar a calha onde se encontra a planície fluvial. Sua superfície encontra-se entre 240 m de altitude, à jusante e 245 m à montante, e é marcada por um conjunto de paleo-canais, parcialmente cobertos por leques aluviais (Figura 8). Sua borda oriental é constituída por uma faixa mais elevada, constituída por testemunhos e formas rebaixadas da Unidade Taquaruçú.

A Unidade Fazenda Boa Vista constitui uma grande área de charcos, onde apenas as áreas mais altas são secas. O encharcamento é decorrente de más condições de drenagem em sub-superfície, motivada pela existência de zonas de cimentação nos sedimentos e na Formação Caiuá subjascentes. Essa situação propicia a manutenção de um aquífero livre elevado, cujo afloramento mantém a água na superfície.

A calha fluvial mantém a assimetria verificada nas vertentes, pois a Unidade rio Paraná (planície fluvial) ocupa a porção à direita do canal principal. (Figura 9 e 10) A planície fluvial ocorre em uma altitude que varia entre

237 e 240 m nas partes altas, e 231 e 235 nas partes baixas. Sua principal área de ocorrência é a margem direita, onde ocupa uma faixa que varia entre três e sete quilômetros de largura, mas sua ocorrência como ilhas de até dois quilômetros de largura também é expressiva.

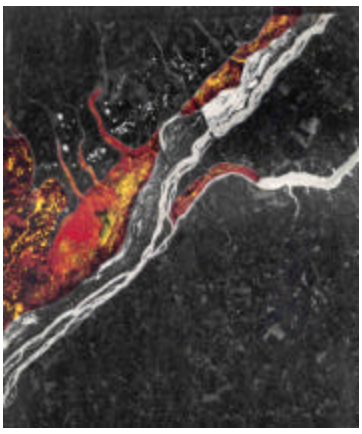

Figura 6 área de ocorrência das Unidades Taquaruçú e Fazenda Boa Vista

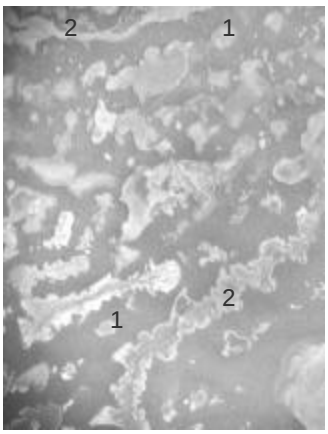

Figura 7 Lagoas (1) e veredas (2) da Unidade Taquaruçú

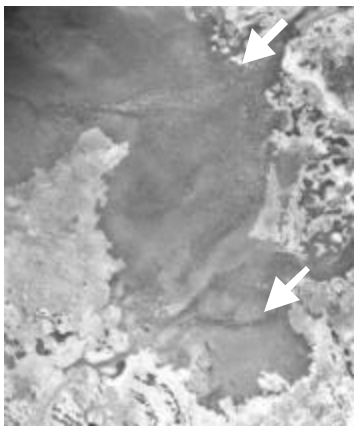

Figura 8 Leques da unidade Fazenda Boa Vista

A rede de drenagem da região é constituída pelo canal do rio Paraná, por canais secundários, e pelos afluentes. Pela margem esquerda, os rios Paranapanema e Ivaí são os principais contribuintes, enquanto que, pela direita, os principais afluentes são o rio Samambaia, o ribeirão Esperança, o córrego Baile, e o rio Ivinheima, que é o mais importante destes.

Figura 9. **Área de ocorrência da Unidade Rio Paraná**

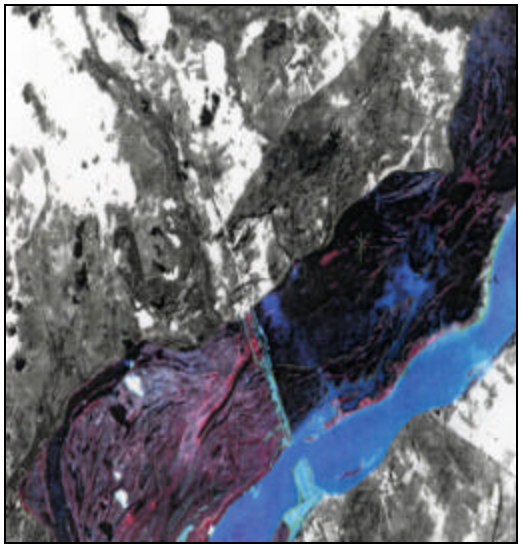

Figura 10. **Detalhe da Unidade rio Paraná na área da UHE Porto Primavera (1989)**

Todos os afluentes da margem direita desaguam em um conjunto de canais secundários formado pelo rio Baía, pelo canal de Curutuba e pelo baixo curso do rio Ivinheima. Esses canais formam um complexo contínuo, subparalelo ao rio Paraná, e com diversas ligações com este último. O rio Baía iniciava-se a montante da UHE de Porto Primavera, e hoje encontra-se interrompido pela barragem de terra daquele aproveitamento. Sua continuação é feita pela conexão de um conjunto de lagoas (Combate, do Rodrigo e do Baía), até a primeira ligação com o rio Paraná. A continuação para jusante é feita pelo canal de Curutuba, até que este encontra o rio Ivinheima.

O rio Ivinheima tem um curso perpendicularmente ao rio Paraná até sua entrada na planície, onde apresenta uma inflexão de noventa graus e passa a correr paralelamente à calha fluvial. Ao longo de seu curso possui três comunicações com o rio Paraná denominadas por "bocas do Ivinheima" em mapas antigos. As ligações entre o complexo secundário e o canal principal funcionam como canais contribuintes e distribuintes, de acordo com a diferença de nível entre os diversos rios em comunicação. A figura 11 permite uma observação da rede de drenagem associada ao rio Paraná.

O rio Paraná apresenta canal único e com talvegue principal situado junto à margem esquerda em Porto São José. Para jusante, encontra-se dividido por extensos arquipélagos até as proximidades da segunda foz do rio Ivinheima, onde apresenta outro trecho de canal único. Ao longo das ilhas possui dois canais principais, dos quais o esquerdo é sempre maior e mais profundo. Inúmeros canais secundários separam as inúmeras ilhas, permitindo uma configuração completa do padrão multicanal.

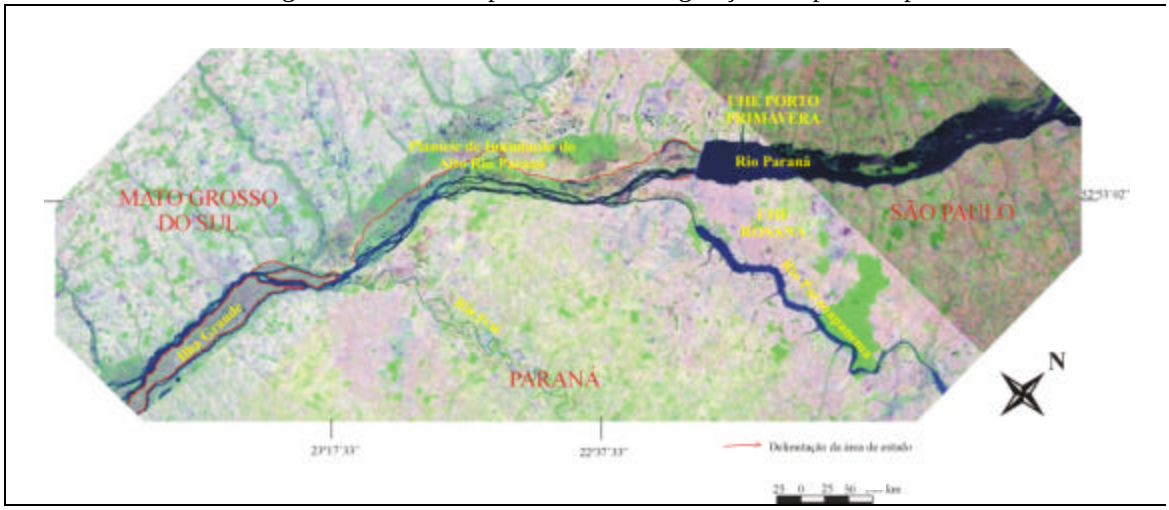

Figura 11 **Mosaico de imagens TM (1999) com a rede de drenagem**

A Unidade Rio Paraná

A Unidade rio Paraná constitui uma superfície plana, onde a cobertura vegetal é a principal forma de realce das formas de relevo, uma vez que as áreas altas possuem vegetação arbórea, as médias são cobertas por arbustos, as baixas por campos, e os baixios por formas higrófilas. As partes mais rebaixadas constituem corpos de água, na forma de canais ativos e lagoas.

O seu relevo apresenta maior variabilidade em secções transversais, ao longo do qual todas as formas podem ser encontradas. A análise de diversos perfis topográficos levantados

demonstrou que a amplitude altimétrica em uma secção não ultrapassa 10m, e que as partes altas encontram-se até 4 m acima da média da planície, e o fundo dos canais até 6 m abaixo desta. A variação altimétrica longitudinal é menor, pois as áreas altas apresentam uma variação de 5 m ao longo de 66 Km, no trecho entre Porto Primavera e a primeira foz do rio Ivinheima. O segmento apresenta, portanto, um gradiente médio de pouco mais de 7 cm\km, embora haja significativas variações locais.

A superfície da planície fluvial é o resultado da evolução de um sistema anastomosado que esteve ativo antes da implantação do atual padrão de canal. As feições nela existentes são resultantes daquele sistema, embora haja relíquias de um outro padrão anterior, além das formas associadas aos canais atuais (Souza Filho, 1993) (Figuras 12 e 13).

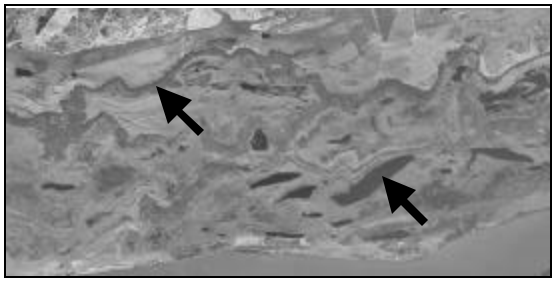

Figura 12. **Feições reliquiares do paleo sistema anastomosado**

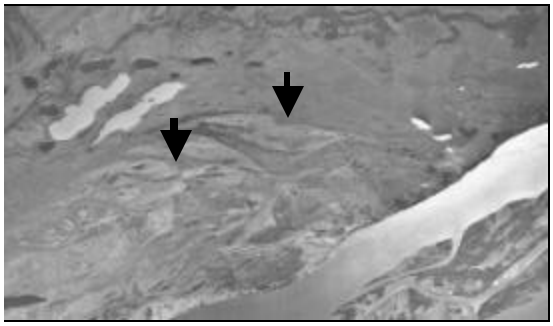

Figura 13. **Feições reliquiares de leques de rompimento de dique marginal**

As formas originadas pelos canais anastomosados pretéritos são os diques marginais, os canais (figura 12), os leques de rompimento de diques (figura 13), e as partes baixas e baixios da bacia de inundação. Os diques marginais ocorrem de duas formas: em posição paralela a canais ativos, ou paralelos a canais inativos.

Os diques marginais paralelos a canais ativos ocorrem ao longo dos braços do rio Paraná, de parte do curso do rio Baía, ao longo do canal de Curutuba e do baixo curso do rio Ivinheima. Possuem forma assimétrica, com face íngreme voltada para o canal e caimento suave em direção à planície, podendo apresentar ondulações em sua superfície. Suas dimensões variam entre dois e seis metros de altura, de dezenas a centenas de metros de largura, e seu comprimento pode atingir dezenas de quilômetros.

Os diques marginais paralelos a canais inativos ocorrem aos pares, dispostos em posição transversal, e às vezes paralela ao rio Paraná. Suas dimensões variam entre dois a quatro metros de altura, de dez a trezentos metros de largura, e de centenas de metros a muitos quilômetros de comprimento. Em algumas áreas são muito numerosos, e ocorrem agrupados, como nos arquipélagos, e em outras encontram-se espaçados, como na planície ao lado do canal Cortado.

Os canais podem ser ativos e inativos. Os canais ativos compõem o complexo fluvial do Baía, Curutuba e Ivinheima, enquanto os inativos se distribuem por diversas áreas da planície, podendo também estar associados ao referido complexo. Os canais do segundo conjunto podem estender-se por vários

quilômetros, e sua largura pode atingir duzentos metros. A profundidade desses canais é variável; alguns encontram-se totalmente preenchidos, e só são cobertos nas cheias; outros possuem partes mais baixas, onde o lençol freático aflora, formando baixios; e outros possuem partes alagadas onde ocorrem lagoas com alguns metros de profundidade. Tais corpos de água constituem "lagoas de obstrução" (figura 14), conforme a classificação de Drago, (1976). Em qualquer dos casos o fundo do canal encontra-se sempre abaixo da superfície média da planície.

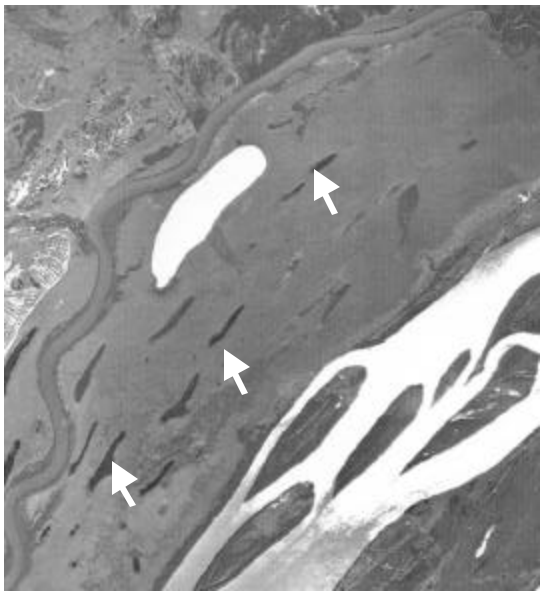

Figura 14. **Lagoas de obstrução (antigos canais fluviais obstruídos)**

As partes baixas e baixios compreendem as áreas situadas abaixo da superfície média da planície, cuja forma é arredondada ou ligeiramente alongada. Estão situadas entre conjuntos de canais e diques, e suas dimensões são muito variadas, podendo ter vários quilômetros. Compreendem as principais áreas inundáveis, face à sua extensão e à submersão anual, e não raro mantém corpos de água perenes. As lagoas desse tipo são extensas, arredondadas ou irregulares, rasas, e seus limites são pouco definidos. A passagem das lagoas para os baixios, e destes para as áreas baixas é gradativa e variável, pois dependem do posicionamento do nível do lençol freático. De acordo com a terminologia de Drago (*op.cit.)* são todas lagoas de "transbordamento" (Figura 15) e, algumas delas podem receber denominação adicional conforme sua disposição. Aquelas que mantém ligação entre si são as "lagoas anexadas", e as que são ligadas lateralmente a antigos canais são "lagoas de expansão lateral".

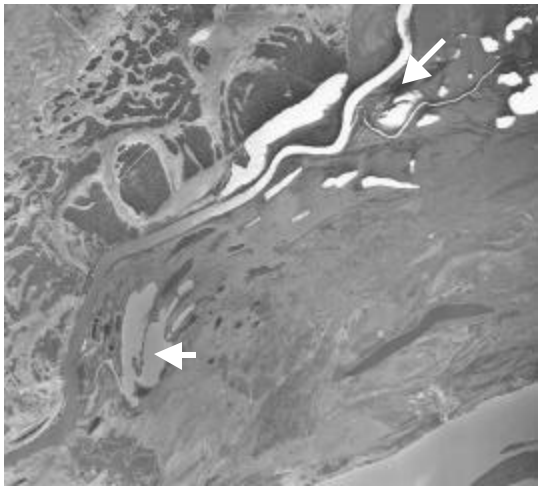

Figura 15. **Lagoas de transbordamento (áreas baixas da planície).**

Os leques de rompimento de dique marginal ocorrem a jusante da lagoa do Rodrigo, na margem esquerda do rio Baía, e entre o canal de Curutuba e o rio Paraná. Apresentam-se coalescidos, formando uma franja ao longo das cicatrizes dos canais dos quais tiveram origem. Cada forma individual apresenta-se lobada, com altura máxima junto aos paleocanais, onde elevam-se em até dois metros acima da média da planície, valor que diminui suavemente conforme o afastamento do ponto de origem. Cada um dos conjuntos alonga-se por mais de dez quilômetros em posição paralela ao rio Paraná, e atinge mais de dois quilômetros de largura.

As cheias do início da década de noventa

propiciaram a formação de pelo menos duas formas atuais de leques de rompimento de dique marginal. Ambas são de pequeno porte, com diâmetro inferior a trezentos metros, e estão situadas em áreas em que a planície encontra-se baixa em relação ao nível médio do rio, e o dique marginal antigo foi erodido.

As feições reliquiares de um padrão de canal anterior ao anastomosado são áreas fusiformes, que ocorrem em conjuntos com forma idêntica, com dez quilômetros de extensão por três de largura, em posição paralela ao curso do rio Paraná. Cada unidade individualizada possui cerca de três quilômetros de comprimento por um de largura, e eleva-se quatro metros acima da superfície média da planície. Sua área de ocorrência está limitada ao trecho entre o rio Ivinheima e o canal principal, mas está presente também a montante da região, em Porto Primavera, e a jusante, na ilha dos Bandeirantes.

As feições associadas ao atual padrão de drenagem são os diversos tipos de barras, e as áreas de acumulação associadas aos baixios e lagoas, anteriormente descritos, e a canais abandonados recentemente. As barras podem ser transversais (cruzadas ao canal) ou laterais.

As barras transversais podem ser de centro de canal ou frontais às ilhas. No primeiro caso possui forma triangular, com dois alongamentos para jusante, e quando modificada por erosão assume forma alongada; sua área emersa chega a vinte hectares, com partes que atingem um metro e meio acima do nível médio do rio. As barras frontais às ilhas são iguais às centrais quando em estágio inicial, porém sua evolução constitui uma forma mais ampla, com até quarenta e cinco hectares, rodeada por um dique marginal.

As barras laterais são formas alongadas, colocadas junto às margens, dispostas em ângulo de trinta graus aberto para jusante. Sua parte emersa pode destacar-se em até dois metros acima do nível médio do rio, e ocupar uma área de trinta hectares. Uma variação deste tipo, a barra de coalescência, desenvolve-se em canais secundários; neste caso, tem a forma do trecho ocupado e pode atingir uma área de sessenta hectares.

Um terceiro tipo de barras vem sendo estudadas, são as barras de foz de tributários. Tais barras não estavam presentes na documentação de fotografias aéreas e imagens anteriores a 1996, foram observadas em campo nos últimos anos e passaram a ser estudadas. Elas são formas de pequeno porte, situadas na foz de pequenos afluentes. Sua importância está relacionada à provável forma de entrada de sedimentos no sistema, e a criação de ambientes de baixa energia que sua instalação origina.

Os canais abandonados recentemente formam dois tipos de corpos lênticos: as "lagoas inter-barras" (de Drago, *op. cit.*), originadas em canais obstruídos por barras de coalescência, e os chamados "ressacos", formados por barras laterais. A persistência dessas feições ao longo do tempo é duvidosa, uma vez que dependem da dinâmica do canal principal.

PALEOCLIMA

Os estudos de paleoclima vem sendo realizados com base nas informações geológicas e geomorfológicas e a partir de dados obtidos por datações (C14 e termoluninescência) e por palinologia.

Os intervalos de idades obtidas para cada unidade estão expressos na tabela 3.

As análises palinológicas, obtidas a partir de amostras dos depósitos das lagoas da unidade Taguaraçu, salientam a ocorrência de quatro zonas polínicas bem distintas.

Zona I: Caracterizada pela baixa concentração polínica juntamente com a predominância de pólens de gramíneas, umbelíferas e palmáceas. Embora não tendo sido possível a testemunhagem total dos depósitos de lagoa, sedimentos mais antigos atingiram 23.800 anos +/- 2240 A.P. O limite superior, por sua vez, não foi datado por falta de material adequado. Contudo, por meio de correlações

estratigráficas, pode-se atribuir que esta zona não atingiu idades inferiores a 8.000 anos A.P. A associação polínica desta zona sugere uma correspondência ao clima semi-árido caracterizado mundialmente no final do Pleistoceno como "Young Drias".

Tabela 3 **Unidades geomorfológicas e idades máximas e mínimas obtidas**

UNIDADE GEOMORFOLÓGICA	IDADE (ANOS)
Base da Unidade Rio Paraná	Superiores a 40.000
Base da Unidade Fazenda Boa Vista	Entre 31.140 (+-1.760) e 42.580 (+-1700)
Base das lagoas da Unidade Taquaruçú	Entre 23.540 (+-2.240) e 41.680 (+-4.880)
Parte média das lagoas	Entre 3.230 (+-250) e 5.290 (+-450)
Parte superior das lagoas	1540 (+-100)
Topo da Unidade Rio Paraná	Entre 4.870 (+-100) e 270 (+-60)
Canal inativo da Unidade Rio Paraná	Menor que 60 anos

Zona II: A associação polínica desta zona é caracterizada pela presença de elementos de mata como mirtáceas, moráceas, aráceas e rapanea, e elementos de campo representados pelas gramíneas, compostas, umbelíferas, poligaláceas, acantáceas e malváceas. A datação mais antiga obtida nos depósitos desta zona alcança 5.290 +/- 450 anos A.P. Esta associação evidencia uma melhoria nas condições climáticas representada por maior umidade em relação à fase anterior, que deve corresponder ao "ótimo climático" de Blytt-Senander (Mendes, 1984). A ocorrência simultânea de elementos de campo juntamente com os de mata configuram a presença de um ecótone melhor caracterizado na zona IV.

Zona III: A associação polínica desta zona mostra uma redução efetiva dos elementos de mata e de ambiente úmido (palustres) em detrimento dos elementos de campo em torno de 3.230 +/- 250 anos A.P. Esta mudança consiste numa curta recrudescência das condições de semi-aridez representada na zona I.

Zona IV: Esta zona confirma a mais marcante mudança no espectro polínico dos depósitos analisados. Reflete uma maior diversificação dos elementos de mata como mirtáceas, rubiáceas, moráceas bignomiáceas leguminosas, aráceas, bem como o reaparecimento de elementos campestres herbáceos e arbustivos.

A correlação entre os dados das lagoas da unidade Taquaraçu e da planície aluvial do rio Paraná permite inferir as principais mudanças climáticas e hidrológicas ocorridas no sistema durante o Quaternário Superior. Tomando-se o clima atual como referência, quatro eventos climáticos podem ser caracterizados (Stevaux, 1993, 1994a,b):

Primeiro evento árido - este evento não tem o limite inferior definido. As datações obtidas na base dos depósitos do canal do rio Paraná apresentaram idade superior a 40.000 anos A.P. Esse clima pode ser estendido até cerca de 20.000 anos A.P., conforme mostram as análises dos depósitos basais das lagoas da unidade Taguaraçu. O baixo teor de matéria orgânica, a coloração mais avermelhada do sedimento, o domínio de pólens de gramíneas a alta porcentagem de grãos arenosos transportados pelo vento (baixa densidade de cobertura vegetal) reforçam a hipótese de um clima de maior aridez que o atual para esse período. Durante este evento apenas a drenagem principal e os principais afluentes existiam.

Primeiro evento úmido - embora sem um

limite inferior definido para a área, as correlações com outras regiões de centro-sul brasileiro (Jabur, 1992; Stevaux, 1993, 1994a) e noroeste argentino (Iriondo & Garcia, 1994) sugerem que este evento tenha iniciado entre 7500 e 8000 anos A.P. Por outro lado, seu limite superior está definido em 3500 anos A.P. Este período é marcado por uma melhoria climática generalizada ("optimum" climático do Holoceno). A faciologia dos depósitos do rio para esse período (associação faciológica areia estratificada) sugere uma drástica mudança nas características hidrológicas do Paraná e esse período, uma vez que o padrão do canal passa a ser entrelaçado arenoso, provavelmente com desenvolvimento das primeiras planícies de inundação no final do evento. Os depósitos de lagoa acusam também essa melhoria climática verificada pelo alto teor de matéria orgânica, baixa porcentagem de areia dispersa na matriz e presença de pólens de mata condizem com a interpretação de clima úmido. Os afluentes de menor porte foram instalados. Nos depósitos dessa idade são encontrados jazimentos de culturas pré cerâmicas.

Segundo evento árido - de 3.500 a 1.500 anos A.P. Esse curto período de recrudescência da condição de semi aridez encontra-se bem caracterizado nos depósitos de lagoa (diminuição na matéria orgânica, predomínio de elementos polínicos de campo e o aumento na fração arenosa). A elevada freqüência de datações de sedimentos do sistema anastomosado da Unidade Rio Paraná indica que seu desenvolvimento ocorreu neste período A drenagem intermitente dos ribeirões Baile e Esperança constrói leques aluviais sobre a unidade Fazenda Boa Vista com o material arenoso proveniente da unidade Taguaraçu. A atuação eólica desenvolve campos de dunas localizadas e permite a movimentação da parte superior do solo.

Segundo evento úmido - de 1500 A.P. anos ao Presente. A região adquire as características ambientais atuais. Os testemunhos de lagoa apresentam alto conteúdo de restos vegetais e argila orgânica, como também uma acentuada diversificação de elementos polínicos de mata. O processo de formação de leques aluviais na unidade Fazenda Boa Vista é abortado com a perenização das drenagens dos mencionados ribeirões, o rio Paraná inicia o processo de aprofundamento do seu leito. A área possui farta ocorrência de restos de cultura ceramista.

EROSÃO MARGINAL

Os estudos sobre erosão marginal vêm sendo realizados desde o final da década de oitenta utilizando-se de métodos de monitoramento de campo (FERNANDEZ, 1990; ROCHA & SOUZA FILHO 1996), e estudo de fotografias aéreas (FERNANDEZ *et al.* 1990, FERNANDEZ & SOUZA FILHO, 1995). Tais estudos entretanto estiveram localizados apenas em parte do complexo fluvial, a saber: ilhas Cariocas, canal Cortado, canal do Curutuba, parte dos rios Baía e Ivinheima, parte das ilhas Porto Rico e Floresta.

As atividades relacionadas a erosão marginal desenvolvidas nos dois últimos anos para os estudos relativos ao presente projeto abordam o estudo de toda área a jusante de Porto Primavera até o final do arquipélago das ilhas Floresta e Japonesa, por meio de estudos de fotografias aéreas a partir de 1953 até 1996, e por meio de monitoramento de campo iniciado neste ano.

O monitoramento de campo está sendo feito a partir de Porto Primavera, e os resultados deverão ser obtidos após um ciclo hidrológico completo, ou seja no início e meados do ano de 2001

A erosão marginal no período 1953-96:

O estudo relativo à evolução das margens vem sendo realizado em partes. A área entre Porto Primavera e a cidade de Porto Rico está com o mapeamento das margens já realizado, mas a quantificação não foi realizada. A evolução da área do arquipélago das ilhas Floresta e Japonesa já foi realizada e está em preparação para ser divulgada. As ilhas Porto

Rico e Mutum e as ilhas Cariocas tiveram sua evolução estudada e os dados já foram divulgados (SOUZA FILHO E CORRÊA, 1999).

Os trabalhos desenvolvidos na área a montante de Porto Rico mostram a existência de sítios deposicionais e erosivos (figura 16). Grande parte da margem direita do rio Paraná consiste em um sítio erosivo desde 1953. Embora a avaliação das taxas de erosão ainda seja qualitativa, a quantificação das mudanças de linha de costa permitirá a definição das taxas dominantes em cada período.

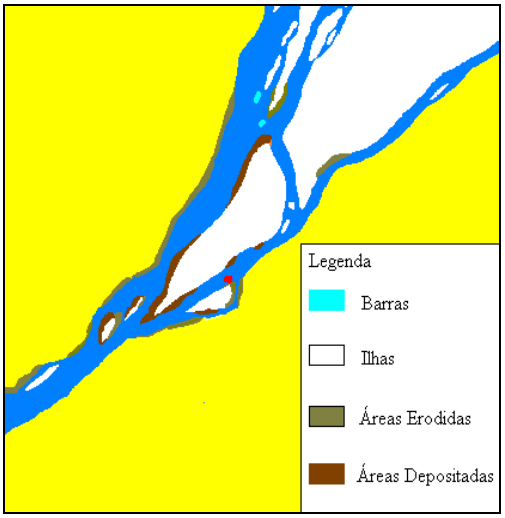

Figura 16. **Modificação das margens do rio Paraná entre 1953 e 1996.**

A ilha Óleo Crú tem ganho área territorial em grande parte de sua linha de borda no período, mas a observação total entre 1953 e 1996 mostra que o período posterior a 1980 permitiu a remoção de grande parte do que havia sido depositado e de parte da área original da ilha.

O comportamento deposicional/erosivo de um determinado local do rio pode ser alterado em função do posicionamento do talvegue, que controla a distribuição das linhas de fluxo. Tal trabalho também está sendo realizado.

O conjunto mais a jusante, o das ilhas Floresta e Japonêsa teve sua evolução de área estudada por fotografias aéreas no mesmo período de tempo que a área anteriormente mencionada (Fig. 17).

A tabela 4 mostra um período de ampliação de área inicial, sucedido por um período de redução até aos anos oitenta, e um novo período de expansão. O comportamento temporal da área das barras ainda não está esclarecido, porque a variação do nível do rio pode modificar em muito a área exposta.

Tabela 4 **Variação de área (hectare) do arquipélago das ilhas Floresta e Japonêsa.**

ANO	AREA (ha)	
	ILHAS	BARRAS
1953	5472	132,5
1965	6758	59,5
1970	6590	194,1
1980	5641	48,5
1996	6249	184,9

O arquipélago das “ilhas Cariocas” foram as primeiras a terem um estudo a respeito da variação de área (FERNANDEZ *et al.* 1990 e FERNANDEZ & SOUZA FILHO 1995), e o arquipélago “Mutum–Porto Rico” foi estudado mais recentemente. O procedimento adotado foi o de utilizar as fotografia para a delimitação das linhas de margem, e transferir as informações para uma única base de referência. Os resultados destes estudos encontram-se na tabela 5.

Apesar da diferença de proporções, os dados demonstram que no período inicial ambos os conjuntos tiveram aumento de área (áreas de deposição), e que entre os meados da década de sessenta até 1980 passaram por um período de estabilidade (áreas de passagem). O intervalo posterior a 1980 marcou para ambos os arquipélagos um período erosivo, durante o qual suas áreas voltaram a exibir valores semelhantes aos iniciais.

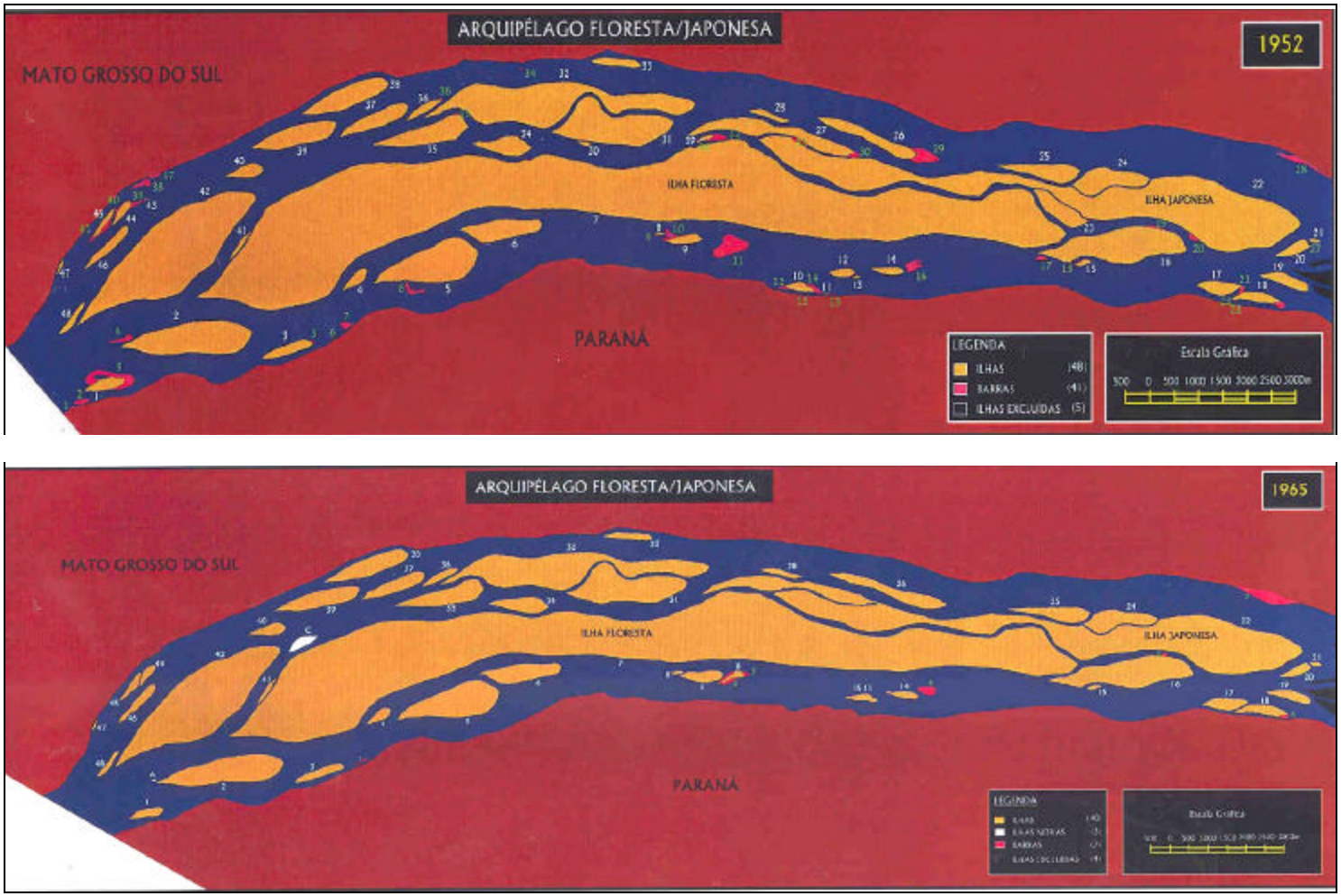

Figura 17. **Morfologia do Arquipélago das Ilhas Floresta e Japonesa em 1952 e 1965**

Em trabalho anterior FERNANDEZ & SOUZA FILHO (1995), estudando apenas as ilhas Cariocas, atribuiram às grandes cheias a responsabilidade de relocamento do(s) talvegue(s), e a alternância do comportamento das margens à distância relativa das linhas de maior velocidade. A comparação de dois conjuntos com diferentes índices de ocupação humana permitiu observar o efeito da cobertura vegetal sobre as taxas de erosão.

Tabela 5 **Variação nas áreas dos arquipélagos Carioca e Mutum-Porto Rico.**

ANO	AREA DAS ILHAS(Km)	
	CARIOCA	MUTUM/PORTO RICO
1953	2,74	10,86
1963	3,48	
1965		12,27
1970	3,43	12,30
1980	3,42	12,12
1989	3,30	
1996	2,82	10,90

Ambos os arquipélagos encontram-se em um avançado estado de antropização, mas a história do desmatamento de ambos seguiu por caminhos distintos, conforme pode ser observado na tabela 6, elaborada a partir das informações de SOUZA FILHO (1999). Alem disso, apesar de ambos os arquipélagos apresentarem valores similares de vegetação preservada no ano de 1996, a cobertura vegetal das margens das ilhas Cariocas encontra-se ainda bem preservada, enquanto que nas ilhas Mutum e Porto Rico ela está removida quase que por inteiro.

Os valores relativos à vegetação remanescente demonstram que a taxa de desmatamento dos dois arquipélagos teve um comportamento diferente das taxas de erosão. As ilhas Mutum e Porto Rico perderam 27% da vegetação nos primeiros 12 anos, 22,3% nos 5 anos subsequentes, 4,1% na década de setenta, e 24,6% nos últimos dezesseis anos. As ilhas Cariocas por sua vez perderam 18,4% no primeiro período, 15,5% no segundo, 9,7% no terceiro, e 39,15 no último.

Tabela 6 **Área de vegetação preservada (em porcentagem)**

ANO	AREA DAS ILHAS(Km)	
	CARIOCA	MUTUM/PORTO RICO
1953	100,0	93,2
1965	81,6	66,0
1970	67,1	43,7
1980	57,4	39,6
1996	18,3	15,0

A comparação entre ambos os arquipélagos demonstra que não há relação entre as taxas de erosão e o uso do solo, uma vez que o ritmo de variação de área é semelhante entre ambos os conjuntos de ilhas, mas a história da ocupação é diferente. Dessa forma, conclui-se que os fatores que controlam a erosão e a sedimentação são externos as ilhas, devendo portanto estar relacionados com a dinâmica fluvial. Como conseqüência, os estudos ambientais relacionados com erosão marginal do rio Paraná devem ser voltados para fatores que modifiquem o regime hidráulico, tal como a formação de reservatórios, e em especial para o recente fechamento da UHE Porto Primavera (Usina Sérgio Motta).

O controle da erosão marginal

A análise dos dados obtidos por FERNANDEZ (1990) e por ROCHA E SOUZA FILHO (1996) por meio de monitoramento de campo, permitiu observar que a taxa de erosão no canal principal varia entre 6 e 1760 cm/ano (Fernandez, 1990; e Fernandez e Fulfaro 1993), e entre 3 e 17 cm/ano em canais secundários (Rocha & Souza Filho, 1996; Rocha, 1998). Os principais processos observados pelos autores foram a corrasão, os desmoronamentos, os escorregamentos e localmente o desenvolvimento de pipping. As taxas da erosão marginal no canal principal modificam-se ao

longo do tempo em função do deslocamento do talvegue e da distribuição das velocidades de fluxo, e as grandes cheias podem modificar completamente a distribuição das áreas submetidas aos processos erosivos.

Ambos os trabalhos permitiram o levantamento de dados em 13 pontos de um segmento entrelaçado (braided) (rio Paraná), em 6 pontos de um canal entrelaçado secundário (canal Cortado), e de 10 pontos em segmentos de canais anastomosado (anastomosing) (6 pontos no rio Baia, e 4 pontos no rio Ivinheima). Esta distribuição de pontos de amostragem permitiu a coleta de dados em margens submetidas a fluxos de diferentes velocidades, e com diferentes condições quanto a composição, altura, ocupação, etc, permitindo que os dados pudessem ser comparados, apesar da diferença quanto ao período de coleta de dados.

Os dados obtidos foram levantados em pouco mais de dois anos de coletas mensais, entretanto, face a diferença do período em que ambos os trabalhos foram realizados, foram selecionados os dados referentes a um ciclo hidrodinâmico completo (vazante - cheia - vazante) para efeito de comparação. Dentro do conjunto de informações obtidos em campo foram selecionados os dados relativos a taxa de erosão, a velocidade de fluxo, a variação de nível, a porcentagem de silte e argila, ao tipo de processo erosivo, e ao uso do solo (tabela 7).

Tabela 7 **Resultados obtidos para as variáveis analisadas**

Subsistema	Secção	Er	V	Nv	F	Processo	Uso do solo
	MS	0.53	0.77	3.86	94.1	D	F
	MUT-1	0.06	0.69	3.86	91.1	D	A
	MUT-2	0.71	0.33	3.86	78.4	D	A
	MUT-3	0.24	0.41	3.86	82.1	D	A
	EMB	1.12	0.82	3.86	73.3	D	A
Rio Parana	CHV	0.80	0.68	3.86	72.7	D	F
	POR-1	1.77	0.68	3.86	87.5	D	A
	CAR-1	1.94	0.46	3.86	17.5	D	F
	CAR-2	1.60	0.82	3.86	16.8	D	A
	CAR-3	3.01	0.95	3.86	15.0	D	A
	JAP-1	17.63	1.42	3.86	08.5	D	A
	JAP-2	1.90	0.93	3.86	69.0	D	A
	JAP-4	0.30	0.82	3.86	30.5	D	A
	P-2	0.02	0.44	3.75	83.09	C	F
	P-3	0.00	0.44	3.75	86.21	C	F
Canal Cortado	P-4	0.01	0.44	3.75	67.30	C	F
	P-5	0.03	0.44	3.75	84.35	C	F
	P-6	0.04	0.44	3.75	96.43	C	F
	P-7	0.04	0.44	3.75	94.30	C	F
	B-1	0.02	0.43	4.26	88.89	C	F
	B-2	0.03	0.43	4.26	76.15	C	F
Rio Baía	BC-1	0.10	0.43	4.26	33.58	P	A
Canal Corutuba	BC-2	0.00	0.43	4.26	73.00	C	F
	C-1	0.16	0.43	4.26	69.37	D	A
	C-2	0.12	0.43	4.26	38.13	D	F
	I-1	0.04	0.63	2.94	21.03	C	F
	I-2	0.28	0.63	2.94	18.84	E	A
Rio Ivinheimar	I-3	0.28	0.63	2.94	0.00	E	A
	I-4	0.07	0.63	2.94	90.27	C	F

***Er*: Erosão (m/ano); *V*: Velocidade do fluxo (m/s); *LV*: Variação de nível (m); F: Silt+clay %**
Processo: *D*: desmoronamentos; *C*: corrosão; *S slumping*; *P*: pipping
Uso do solo: *F:* floresta; A: agricultura

Os valores relativos a taxa de erosão marginal utilizados foram aqueles obtidos pelo método dos pinos. A velocidade de fluxo foi obtida por meio de fluviômetro, a variação de nível foi observada em réguas linimétricas, a porcentagem de silte-argila foi obtida a partir de amostras coletadas em cada extrato monitorado de cada margem, e os processos erosivos e o uso do solo foram avaliados visualmente.

A análise dos dados foi realizada preliminarmente por meio do uso de análise de agrupamento, e as variáveis com maior influência no processo erosivo foram comparadas duas a duas por meio de regressão linear simples, e em conjunto por meio de regressão linear múltipla.

Os quatro segmentos estudados apresentam características distintas quando considerados os valores médios da taxa de erosão, descarga média, velocidade máxima de fluxo, variação de nível da água e composição das margens (tabela abaixo). O rio Paraná destaca-se por apresentar maiores valores médios de intensidade de erosão, e de velocidade de fluxo, enquanto os demais segmentos apresentam taxas de erosão mais baixas e velocidades menores. A análise do quadro demonstra uma forte relação entre a intensidade dos processos erosivos e a velocidade de fluxo, enquanto que as demais variáveis aparentemente não apresentam relacionamento aparente.

Tabela 8 **Características gerais dos segmentos fluviais estudados.**

SUBSISTEMA	PADRÃO	Q	ER	V	LV	F
Rio Parana	*braided*	9.000	2.43	1.42	3,86	56,65
Canal Cortado	*braided* secundário	60	0.04	0.56	3.75	85.28
Rio Baia/Canal Corutuba	sistema anastomosado	40	0.07	0.75	4.26	63.19
Rio Ivinheima	sistema anastomosado	300	0.17	0.85	2.94	32.54

Q: vazão média (m³/s); *ER:* Erosão (m/a) *; FV:*Velocidade de fluxo máxima (m/s);
LV: Variação de nível (m); *F:* % silte –argila

A análise mais detalhada dos dados permite observar a forma com que as variáveis "variação de nível, e composição das margens atuam no controle da erosão marginal. No que diz respeito a variação de nível, os dados da taxa de erosão acumulada em períodos pré-cheia e pós cheia (figura 18) permitem verificar que o rio Paraná e o rio Baia apresentam maiores taxas de erosão no período posterior a cheia, enquanto que o rio Ivinheima e o canal Cortado apresentam taxas mais elevadas no período que anterior ao de vazões máximas.

No caso do rio Paraná, as maiores velocidades de fluxo ocorrem durante e após o período de cheia, o que explica as taxas de erosão mais elevadas. No caso do rio Ivinheima o período de maior velocidade de fluxo ocorre antes da cheia do rio Paraná, porque quando esta ocorre os sistemas secundários tem seu fluxo bloqueado, ou até mesmo invertido.

No caso do rio Baia e do canal Cortado, as diferenças são muito pequenas e podem estar dentro da margem de erro do método. Entretanto, uma vez que as margens do rio Baia são quase verticais, pode ser que os pequenos escorregamentos que ocorrem em águas altas justifiquem a erosão ligeiramente mais intensa.

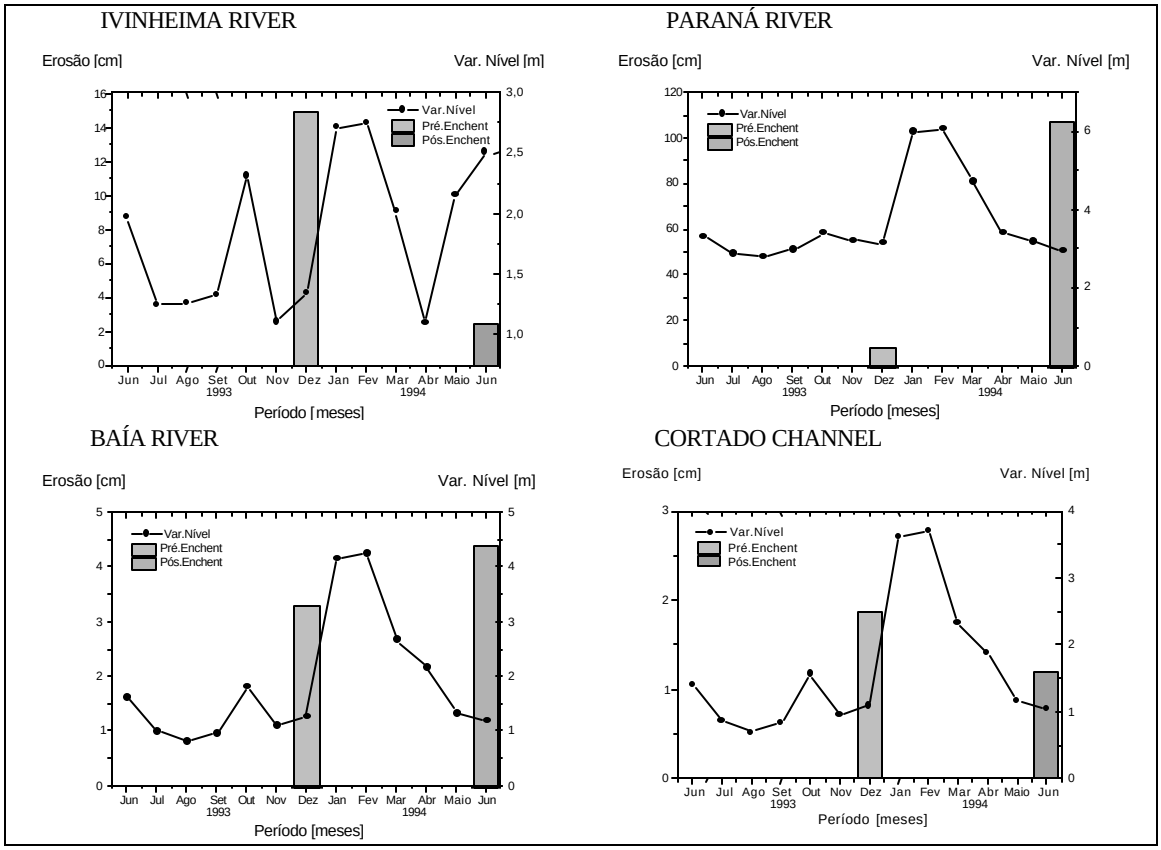

Figura 18 **Taxa de erosão marginal mensal ao longo de um ciclo hidrodinâmico**

A análise de agrupamento das variáveis ***Erosão, Velocidade de Fluxo, Variação de Nível, Composição Granulométrica da Margem, Processos Erosivos***, e ***Uso do Solo,*** permitiu a distinção de dois grupos compostos por pontos dos quatro segmentos. A avaliação da distância das médias permitiu identificar a variável composição granulométrica como determinante, distinguindo um conjunto de margens arenosas de um outro formado pelas margens argilosas (figuras 19 e 20).

A análise de correlação pela regressão linear realizada entre a taxa de erosão e as variáveis porcentagem de silte e argila, velocidade média, velocidade máxima, e variação de nível (tabela 9) mostra que a velocidade de fluxo é a principal variável no controle da taxa de erosão marginal, levando-se em conta o conjunto todo ou os diversos segmentos (figura 21).

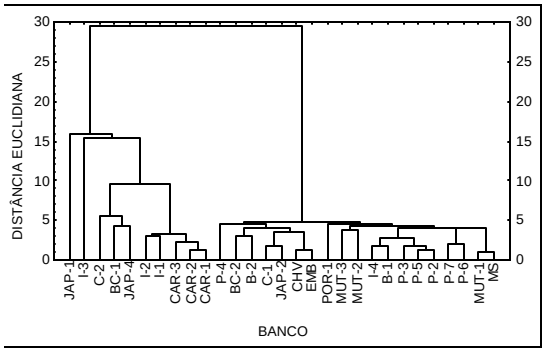

Figura 19 **Gráfico mostrando o resultado da análise de agrupamento entre as 29 seções.**

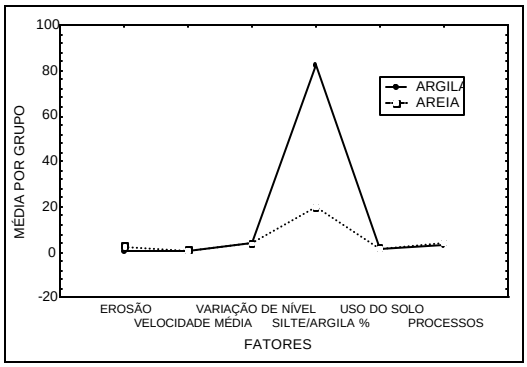

Figura 20. **Gráfico mostrando as distâncias das médias dos valores das variáveis para os dois agrupamentos obtidos.**

A correlação entre taxa de erosão, velocidade de fluxo e porcentagem de silte e argila realizada por meio de análise de regressão múltipla exponencial apresentou um índice de correlação excelente (r: 0,992), superior ao apresentado pela correlação entre a taxa de erosão e a velocidade máxima.

Tabela 9 **Correlação entre a taxa de erosão e as principais variáveis determinantes, obtida por regressão linear.**

	Taxa de erosão
Silte / Argila (%)	-0,13
Velocidade média (m/s)	0,83
Velocidade máxima (m/s)	0,96
Variaçãp de nível (m)	0,15

Isso demonstra que a composição das margens também influencia na taxa de erosão, embora com menor importância que a velocidade de fluxo. Os resultados indicam também que as demais variáveis consideradas não são significativas para o controle da taxa de erosão.

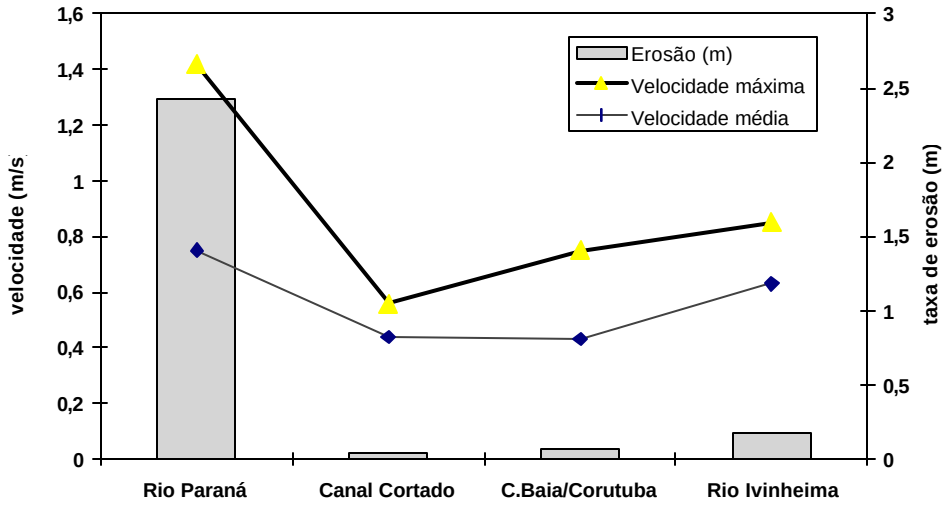

Figura 21 Intensidade dos processos erosivos e velocidades de fluxo nos segmentos.

A equação obtida por meio da regressão múltipla exponencial (figura 22) permite estabelecer a velocidade crítica de erosão para as margens arenosas, e permite também fazer prognósticos a respeito da taxa de erosão

esperada em uma determinada margem, uma vez conhecidas sua composição granulométrica e a velocidade de fluxo a que está submetida.

Outros fatores associados à mecânica e à coesão de materiais sedimentares, como a presença de raízes e matéria orgânica, aparentemente pouco influenciam no aumento da resistência à erosão das margens arenosas, principalmente sob influência de fortes fluxos. Entretanto, no que diz respeito às margens argilosas o papel dos demais fatores ainda não está claramente definido.

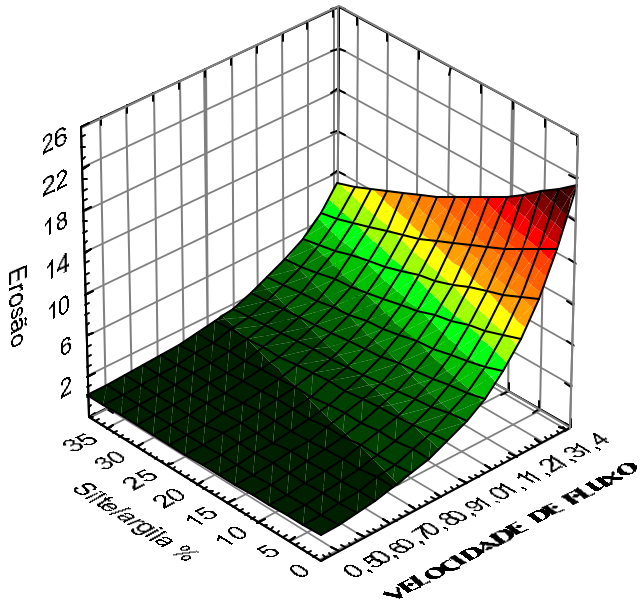

Figura 22. **Gráfico do modelo de crescimento exponencial . (Z: Taxa de Erosão (metros), X: Velocidade de Fluxo (m/s), Y: % de silte e argila).**

Para concluir, o estudo da erosão marginal no rio Paraná demonstrou que a taxa de erosão é controlada pela velocidade de fluxo e pela composição das margens, e que os demais fatores relacionados pouco influenciam no processo, principalmente em condições de alta velocidade de fluxo e margens arenosas. Os resultados demonstraram também que a velocidade de fluxo é a principal variável no controle da erosão marginal, e que a composição da margem exerce pouca influência em velocidades entre 0,5 e 1,0 m/s, mas que em velocidades mais altas as margens argilosas exibem taxas significativamente mais baixas.

Por fim verificou-se que as demais variáveis envolvidas no processo, tais como a cobertura vegetal, grau de enraizamento e variação do nível da água, não exercem influência significativa sobre a taxa de erosão nas margens submetidas a velocidades superiores a 0,5 m/s, mas podem ganhar importância em baixas velocidades de fluxo, uma vez que condicionam a instalação de processos localizados tais como "pipping" em margens arenosas, e

escorregamentos em margens argilosas.

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Os estudos de transporte de sedimentos vêm sendo realizados em tres seções do rio Paraná, uma dela próximo a barragem de Porto Primavera, outra na ilha Óleo Crú, e a última em Porto São José. Alem disso trabalho semelhante vem sendo efetuado no canal do Curutuba. Em todos os casos são efetuadas medidas de profundidade e de velocidade de corrente, coleta de amostras de água para carga suspensa e parâmetros físicos e químicos, e coleta de amostras de fundo; no rio Paraná são efetuadas seções ecobatimétricas transversais e longitudinais.

Parte dos resultados deste trabalho foi relatado to texto a respeito de barras e formas de leito, e os dados deste período estão sendo computados para que haja uma série anual completa, englobando o ciclo hidrológico.

Outras abordagens incluem a identificação da evolução do talvegue e de áreas de maior transporte de sedimentos e barras submersas, por meio de tratamento de imagens e análise de mapas batimétricos antigos, e o estudo de transporte de sedimentos em um canal secundário do rio Paraná.

O trabalho com mapas batimétricos antigos consiste no levantamento de dados de profundidade do rio e na elaboração de curvas de isoprofundidade do canal, conforme pode ser observado na figura 23.

O tratamento de imagens prevê a análise por meio de classificação automática supervisionada de todo o segmento em imagens da década de setenta até aos dias atuais. Os trabalhos estão sendo realizados em uma área piloto nas proximidades de Porto Rico a partir de uma cena TM de 1999, para que os dados obtidos possam ser comparados com dados de campo. A figura 24 é parte dos resultados obtidos com a utilização da técnica do realce de imagem.

As partes avermelhadas do canal representam áreas mais rasas, e a mancha branca a parte emersa de uma barra. O relacionamento entre as cores e a profundidade para a produção de mapas batimétricos ainda está em andamento.

O uso de imagens, fotografias aéreas e campo permite também a avaliação da velocidade de movimento das formas de leito. A barra que aparece na imagem acima apresentou um deslocamento de 600 metros para jusante no período entre setembro de 1996 (fotografias aéreas) e dezembro de 1998 (campo), ou seja 22 metros por mês. A partir de dezembro de 1998 a barra imobilizou onde se encontra na figura, e vem sofrendo modificações em sua forma. No presente caso, trata-se de uma barra de centro de canal (barra transversal) que anexou-se à parte frontal de uma ilha, e as modificações a transformaram em uma barra frontal.

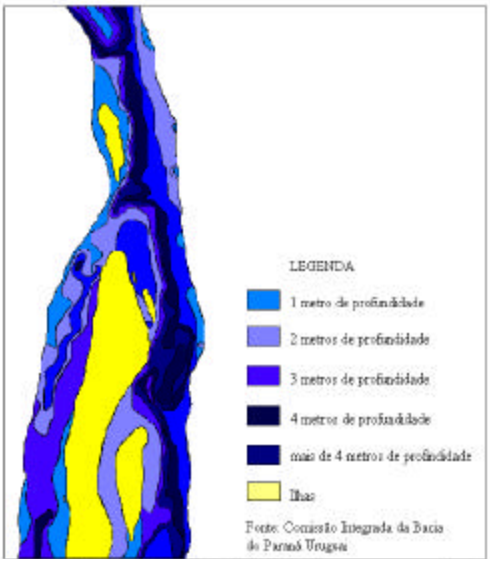

Figura 23. Mapa batimétrico do segmento próximo a Porto rico

A avaliação da velocidade de migração das formas de leito vem sendo feita por meio de perfis ecobatimétricos, e embora as velocidades sejam variadas, já foi documentado

deslocamento de mega-dunas subaquosas na ordem de 67 metros ao mês (STEVAUX *et al.*, 1995).

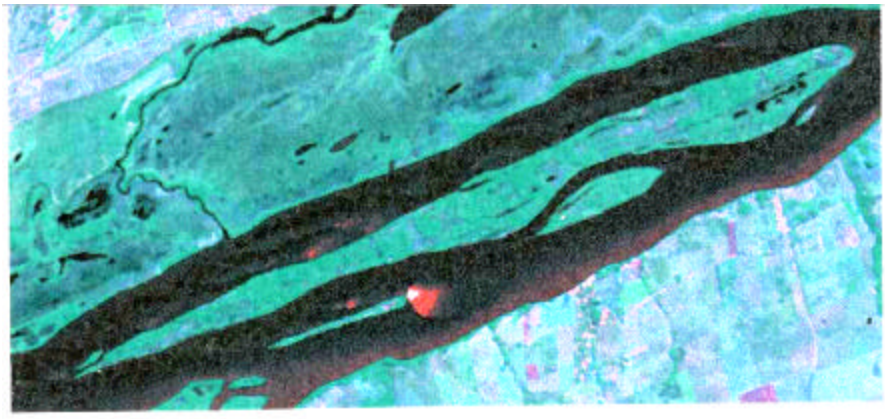

Figura 24. **Imagem TM (1999) mostrando as partes mais rasas (tons avermelhados) e mais profundas (cor negra) do canal do rio Paraná**

O monitoramento dos depósitos de fundo do canal cortado permitiu avaliar as modificações das características dos sedimentos ao longo de um ciclo completo de cheia-vazante. Neste caso o trabalho foi realizado no canal Cortado, que está situado junto a margem esquerda do rio, a pouco mais de 10 quilômetros a jusante da cidade de Porto Rico. Possui cerca de seis quilômetros de extensão, 50 metros de largura, e pouco mais de 1 metro de profundidade média.

Este canal, ao longo das últimas cinco décadas, passou por períodos de assoreamento (1953-1965), erosão de baixa intensidade (1966-1983), e aprofundamento (1983-1989), e atualmente encontra-se em processo de assoreamento.

O processo de obstrução ocorre por meio de barras de coalescência, que embora ativas durante as cheias, imobilizam-se em águas baixas, e fecham os canais de entrada. A baixa velocidade de fluxo resultante da obstrução do canal permite o intenso desenvolvimento do aguapé, o que intensifica o processo de abandono (Souza Filho & Stevaux, 1997). As forma s de leito dominantes no canal são as ôndulas e as dunas subaquosas.

Os sedimentos do fundo do canal Cortado foram coletados a cada dois meses em duas seções distintas, e em tres pontos em cada uma delas. Junto à coleta foram observados os valores de velocidade de fluxo, largura, profundidade e do nível da água.

Os resultados obtidos permitiram verificar que um domínio de areia média ao longo de todo o ciclo. A porcentagem de areia grossa aumenta nos períodos de menor velocidade de fluxo, conforme a diminuição da porcentagem de areia fina. Situação inversa ocorre quando há aumento da velocidade de fluxo, ocasião em que os valores de areia fina aumentam e os de areia grossa diminuem.

A observação do comportamento da distribuição relativa das frações areia grossa e areia fina ao longo do ciclo hidrológico não coaduna com o comportamento da profundidade e da velocidade de fluxo. Pelo observado há diminuição da quantidade relativa de areia grossa e um aumento da areia fina justamente no período de aumento de velocidade e da profundidade. Tal situação já foi descrita na bibliografia no trabalho de Cunha (1993)

quando no estudo do rio Capivari (Rio de Janeiro).

No caso mencionado, as mudanças nos valores da vazão, ao longo do ciclo hidrodinâmico (vazante - cheia) para o período de 1987 - 1991 refletiram-se em acentuada variação na largura do canal e mudanças no calibre dos sedimentos predominantes. Durante a fase de cheia houve predominância de sedimentos mais finos no talvegue do canal, e ao final do ciclo o material de fundo apresentou menor grau de seleção. De acordo com a autora, o aumento do número de classes texturais e distribuição mais homogênea dos valores percentuais, denuncia alterações da energia do fluxo.

Se observarmos que o aumento da freqüência dos elementos mais finos ocorre junto com a elevação do fundo do canal (talvegue) durante a cheia, é possível então pressupor a passagem e transformação de formas de leito formadas a partir de sedimentos provenientes do canal principal do rio Paraná, com predominâncias de areias médias e areias finas. Tais formas sobrepõe-se aos sedimentos mais grosseiros do leito, e durante o período de abaixamento das águas os termos mais finos podem ser paulatinamente removidos, levando à concentração dos grãos de maior diâmetro.

Presume-se ainda que as areias médias podem estar chegando no canal mas não estarem sendo removidas na mesma proporção, tendo em vista sua homogeneidade na concentração ao longo do ciclo hidrodinâmico e sua melhor correlação com formas de leito maiores, inexistentes neste canal secundário.

A repetição anual de tais processos pode ser o mecanismo que leva ao assoreamento do canal, e é uma situação a ser considerada quando estudada a evolução dos canais secundários do rio Paraná. Este processo pode também explicar a origem da concentração dos termos grosseiros que constituem as mega dunas subaquosas e as mega-ondas de areia do canal principal, e sua baixa mobilidade.

Este estudo permite concluir que a as condicionantes hidrodinâmicas do canal Cortado mostra-se insuficiente para o transporte de areia média e areia grossa proveniente do rio Paraná, permitindo apenas a mobilização apenas das frações de areia fina. As variações sazonais das características hidrodinâmicas do canal Cortado são responsáveis pelo desenvolvimento de processos de concentração de sedimentos grosseiros no seu leito. Tais processos podem ser responsáveis pelo desenvolvimento de depósitos residuais e de formas de leito de baixa mobilidade. No canal principal este processo pode ser responsável pela constituição de depósitos que assumem formas de mega dunas e de mega ondas de areia.

SOLOS

Classificação dos solos

O levantamento de solos ainda encontra-se em fase inicial de trabalho. Foi realizado um levantamento regional, e foram iniciados levantamentos mais detalhados na planície e na porção sul da área situada na margem esquerda do rio Paraná.

Os dados obtidos inicialmente confirmam os levantamentos regionais já existentes (NASAKU, 1998), e mostram que há uma clara associação entre os principais tipos de solos e as Unidades Geomorfológicas.

A área de ocorrência da Unidade Geomorfológica Nova Andradina é dominada por Latosolos vermelho amarelos e vermelho escuros, arenosos, e nas áreas em que há maior movimentação do relevo (margem esquerda) há domínio de Podzólicos vermelho amarelos, arenosos eutróficos.

A situação é diferente na área de ocorrência da Unidade Geomorfológica Taquaruçú, que é dominada por Areias Quartzozas brancas e amarelas, às vezes acinzentadas. Nas áreas de ocorrência de depressões e lagoas ocorrem Planossolos e Glei.

Os solos das Unidades Geomorfológicas Fazenda Boa Vista e Rio Paraná são aluviais, e há variação de tipo conforme o elemento morfológico dentro da unidade. Os estudos de aptidão dos solos estão concentrados em uma área da planície denominada "canal Cortado".

A planície do canal "Cortado estende-se por seis quilômetros ao longo do rio, e alarga-se por pouco mais de um na sua margem esquerda. O mapeamento e a caracterização dos solos deste local foram elaborados por meio de fotointerpretação e de levantamento de um perfil transversal detalhado, realizado ao longo de um canal de drenagem.

Os solos são todos hidromórficos, e as diferenciações entre eles obedecem um forte controle geomorfológico. Sobre os diques marginais existentes na borda e no interior da planície desenvolvem-se solos com horizonte de subsuperfície insipiente, classificados como Cambissolos ou Fluviaquepts. Os demais, nas bacias de inundação, e nos canais inativos, são fortemente influenciados pela água, e podem ser classificados como Glei Húmico ou Humaquents, e Glei Pouco Húmico ou Fluvaquents.

Tais solos podem ser classificados para capacidade de uso como Grupo C, Classe VIII, subclasses s (pouca profundidade e permeabilidade baixa), a (lençol freático elevado, risco de inundação, deficiência de oxigênio no solo), e c (ocorrência de geadas). Pelo método quantitativo pode ser classificado como tipo AG (textura argilosa a muito argilosa), com condições modificadoras a (toxidez em alumínio), h (ácido), g (gleização até 1 metro de profundidade).

Com base nessa classificação a área pode ser considerada imprópria para qualquer tipo de cultivo. Em função disso deveria ser utilizada como área de proteção da fauna e flora, ou no máximo como local de recreação. Essa recomendação deve ser estendida para toda a planície de inundação, considerando-se que as feições presentes na área do canal Cortado também ocorrem na maior parte dela. Alem disso , conforme já discutido, grandes porções da planície permanecem submersas a maior parte do ano.

O uso e ocupação dos solos

Os estudos a respeito deste tema foram desenvolvidos com objetivo de avaliar a intensidade da ocupação na área de interesse, tendo em vista a influência da cobertura vegetal sobre a dinâmica da paisagem. O relato aqui apresentado aborda uma investigação inicial realizada por amostragem a partir de fotografias aéreas.

O estudo de fotografias aéreas de 1953, 1965, 1970, 1980 e de 1996 permitiu que o estado atual de desmatamento pudesse ser avaliado, assim como a evolução desse processo. Uma vez identificadas as áreas com cobertura natural, elas foram quantificadas por meio de escolha aleatória de pontos, e os resultados expressos em porcentagem, conforme apresentado na tabela 10.

A ocupação da área foi iniciada na década de cinqüenta pelo lado paranaense, onde ocorreu a retirada da vegetação arbórea para a implantação de café, e depois, de pastagens, atividade predominante nos dias de hoje. A vegetação natural está preservada apenas em parcos remanescentes, e parcialmente em estreitas faixas junto às barrancas do rio.

A planície do canal Cortado apresenta melhor estado de conservação, mantendo ainda cerca de 65% da vegetação natural, sendo utilizada para pastagem de inverno. O desmatamento dessas áreas propiciou o incremento dos processos erosivos das vertentes, e é comum a formação de depósitos na foz dos afluentes após o período de chuvas (barras de foz de afluentes).

As áreas de planície fluvial começaram a ser ocupadas pelas ilhas ainda na década de cinqüenta. Os arquipélagos mais próximos de Porto Rico foram mais intensamente ocupados inicialmente, mas a partir da década de oitenta a

devastação foi intensificada, e grande parte da vegetação arbórea hoje presente consiste de mata secundária.

Os diques marginais passaram por processo semelhante a partir da década de sessenta e sofreram desmatamento com intensidade equivalente, principalmente os situados às margens do rio Paraná. Os diques dos canais associados (rio Baía e canal do Curutuba) após uma ocupação inicial passaram por um período de recuperação e sofreram nova devastação nos últimos anos.

Tabela 10 **Área de vegetação preservada (em porcentagem)**

	1953	1965	1970	1980	1996
Margem esquerda	82,5	37,1	22,0	16,7	9,6
Ilhas Porto Rico e Mutum	93,2	66,0	43,7	39,6	15,0
Ilha Carioca	100,0	81,6	67,1	57,4	18,3
Diques marginais	100,0	75,2	61,9	67,4	16,8
Bacia de inundação	100,0	100,0	95,0	92,0	90,5
Terraço baixo		71,9	45,9	24,2	3,7
Leques		100,0	100,0	96,3	23,2

No caso dos canais associados os efeitos sobre a dinâmica fluvial são mais importantes porque os processos de erosão marginal são acentuados e o sistema não possui competência para a remoção do material proveniente das margens. O canal de Curutuba atualmente passa por um processo de assoreamento em função do desmatamento de suas margens.

A bacia de inundação encontra-se ainda pouco modificada porque tem sido utilizada para pastagem, e o acesso ao seu interior é difícil. Entretanto, as fotografias de 1996 mostram a instalação de canais de drenagem, o que pode indicar um outro tipo de uso para esses locais, a exemplo da região próxima a Porto Primavera, onde nos últimos anos as áreas mais altas tem sido utilizadas para cultivo de soja.

As áreas de terraço baixo dividem-se em dois conjuntos, as áreas mais altas, testemunhos rebaixados do terraço médio, e as áreas baixas, onde se desenvolveram leques aluviais, hoje inativos.

As áreas mais altas possuíam uma formação florestal semelhante àquela encontrada na margem esquerda do rio Paraná. A retirada da vegetação iniciou-se na década de sessenta, em conseqüência do processo de colonização ocorrido pelo lado mato-grossense, e teve seu auge nos últimos anos, quando quase toda cobertura foi removida.

As áreas de leque mantiveram-se quase intocadas até a década de oitenta, por serem alagadiças. Entretanto, a instalação de uma rede de drenos, efetuada no início dos anos noventa, permitiu que a formação de pastagens avançasse de forma muito rápida, e substituísse a maior parte da vegetação original.

As características dos solos das partes altas (Latossolos arenosos eAreias Quartzosas) tornam essas áreas vulneráveis à erosão. O efeito da ocupação dessas áreas e das partes baixas ainda não pode ser adequadamente avaliado, mas certamente esta nova situação acelera o desenvolvimento de depósitos

arenosos sobre a planície (junto à passagem para o terraço médio) e influencia o conjunto de canais associados, porque estes recebem a água retirada dos terraços por meio dos drenos.

INFLUÊNCIA DOS BARRAMENTOS

As barragens e o regime hidrológico

O curso superior do rio Paraná, é um dos trechos fluviais mais barrados a nível mundial. A bacia hidrográfica possui em torno de 120 barragens de grande porte, instaladas em sua grande maioria a partir da década de 60. A operação dos reservatórios formados pelos barramentos é feita de modo que parte do excesso de água que entra na bacia hidrográfica nos períodos de chuva é acumulada para permitir a geração de energia na estação seca.

O volume total de água que pode ser acumulado nos 26 maiores reservatórios é de aproximadamente 150 x 10^9 m^3, dos quais cerca de 85 x 10^9 m^3 correspondem ao volume mínimo necessário para a operação das hidrelétricas. A diferença entre ambos os valores representa 80 dias de débito em Guaíra, onde a vazão média é próxima a 0,81 x 10^9. Este valor permite avaliar o potencial de influência que o sistema hidrelétrico tem sobre o regime hidrológico do rio Paraná.

Um estudo da variação do regime hidrológico do rio Paraná foi efetuado por ROCHA *et alii* (1994), utilizando-se os dados de vazões diárias da estação fluviométrica de Guaíra de 1921 a 1982, fornecidos pelo DNAEE, complementados por boletins anuais fornecidos pela ITAIPU BINACIONAL até l993. As médias dos débitos diários foram agrupadas em quatro classes: *Vazante* (<9.380 m^3/s), *Descarga Média* (9.380 - 17.292 m^3/s), *Margens Plenas* (17.292 - 22.875 m^3/s) e *Perímetro Úmido Máximo ou Margens Plenas Natural* (>22.875 m^3/s) de acordo com Souza Filho (l993). A variável utilizada para o estudo foi a duração (nº de dias/ano) de cada classe de débito.

A distribuição da freqüência anual de dias em cada classe de regime de débito permitiu distinguir três diferentes conjuntos de comportamento hidrológico:

1- entre 1920 e 1971 os débitos da classe vazante ocorreram 249 dias por ano em média, enquanto os valores da classe descarga média ocorreram 98 dias por ano.

2- entre 1971 e 1981 os débitos da classe vazante tiveram sua ocorrência reduzida para 188 dias por ano, enquanto os valores da classe descarga média aumentaram sua freqüência para 153 dias por ano. Os valores das outras duas classes não tiveram modificações significativas, e em média os débitos da classe margens plenas ocorreram 19 dias por ano, e os da classe período úmido máximo ocorreram apenas 4 dias por ano.

3- entre 1981 e 1993 os débitos da classe vazante diminuíram para 99 dias por ano e os da classe descarga média aumentaram para 210 dias por ano, da mesma forma que os das classes margens plenas e perímetro úmido máximo cuja freqüência média chegou respectivamente a 33 e 18 dias por ano. Este período de tempo sofreu forte influência da pluviosidade excepcional de 1983. Se este ano não for considerado para o cálculo das freqüências médias anuais a classe perímetro úmido máximo praticamente desaparece.

A distribuição de freqüência de débitos no período de 1920 a 1971 representa a distribuição natural do rio Paraná. As modificações que surgiram no intervalo entre 1972 e 1981 coincidem com a seqüência de fechamentos de reservatórios, e o intervalo final coincide com o estágio de operação plena dos aproveitamentos hidrelétricos.

A instalação dos reservatórios levou, portanto, a uma redução da ocorrência dos débitos mais baixos e mais altos, e ao aumento

do tempo de permanência da água em níveis médios.

A conseqüência dessa alteração do comportamento hidrológico ainda não está adequadamente estudada, mas é possível supor que possa proporcionar modificações na dinâmica fluvial, e influenciar consideravelmente as áreas de ecótono situadas entre os níveis mínimos e máximos mais freqüentes.

Abrangência dos níveis de cheia

A planície do rio Paraná é inundada anualmente durante o período de dezembro a março (figura 25). Os locais atingidos pela cheia dependem do nível máximo de água que o evento atinge, da topografia da planície, e da posição do local ao longo da planície.

A extensão inundável nesta planície em diferentes magnitudes de descargas foi avaliada por Rocha *et alii* (1995). Para tanto, a topografia da planície foi estudada em 5 seções transversais distantes dez quilômetros uma das outras a partir de Porto São José. As seções foram obtidas por meio de perfil topográfico detalhado (ELETROSUL), e foram utilizados os dados hidrométricos da estação fluviométrica do DNAEE de Porto São José, do período entre 1964 e 1995.

Os dados fluviométricos da referida estação correspondem a leituras de nível da água que são relacionados a valores de débito por meio da "curva chave" da estação. Esta mesma curva pode ser utilizada para transformar os valores limites das classes de regime de débito em níveis de água.

As quatro classes de regime de débito compreendem os seguintes intervalos de nível em Porto São José: 1,87 a 3,36 m (vazante), 3.36 a 4,60 m (descarga média), 4,60 a 7,40 m (margens plenas), e acima de 7,40 (período úmido máximo). Dentro da classe margens plenas pode ser distinguido um intervalo entre 6,19 e 7,40 m, onde a média da cheias está situada.

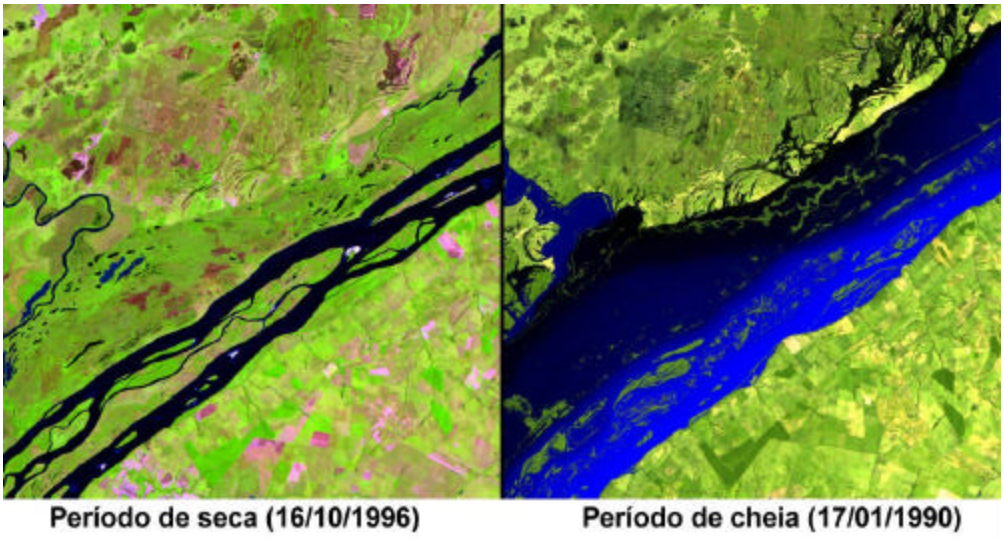

Figura 25 **Imagens (TM) da planície em período seco e de cheia. As tonalidades escuras indicam água com baixa carga em suspensão, e os tons azulados indicam água com carga suspensa. A imagem do período de cheia indica ainda a área inundada na Unidade Geomorfológica Fazenda Boa Vista.**

A ocorrência de cada intervalo de descargas durante o período estudado foi de 55,3 % na classe vazante, 20,5 % na classe descarga média, 15,6 na classe margens plenas %, e 0,8 % na classe perímetro úmido máximo. A subclasse média das cheias ocorreu em 3,6 % do intervalo de tempo.

Os valores de nível da régua da estação foram transformados em valores altimétricos, e foram relacionados a diversas réguas de leitura dispostas ao longo do rio Paraná por meio de regressão linear. Dessa forma os níveis correspondentes em cada seção topográfica puderam ser estimados e projetados para dentro da planície, ao longo das seções.

A projeção dos valores altimétricos estimados de cada limite de classe ao longo de cada perfil permitiu uma estimativa da áreas que estariam cobertas de água cada vez que o rio atingisse aquele valor de débito. A presunção que tais áreas estariam submersas está baseada na existência de diversos pontos de entrada de água, e no relacionamento entre o lençol freático da planície e as águas do rio.

Pelo observado nos perfis, a calha fluvial (canal e planície) estaria coberta em 23,1 % em débitos de vazante, 39,2 % em descarga média, 89,1% em margens plenas, e 97,6% em perímetro úmido máximo. As cheias anuais cobririam entre 68,7 e 89,1% da calha em média.

A estimativa da abrangência das cheias permite definir a área ocupada por diferentes ecossistemas, ou seja: 23,1% da planície possui condições de suportar um biota adaptado a presença constante de água, seja em condições fluviais (lóticas) seja em condições lacustrinas (lóticas) ou ainda em condições pantanosas. Da mesma forma 2,4% da calha nunca é atingida pelas inundações, e estas áreas constituem locais de suporte para um biota não adaptado a cobertura de água.

As áreas entre estes dois extremos mostraram o seguinte comportamento: 16,1% da calha permaneceu inundada 36,9% do período, perto de 50,1% permaneceu 17,4% e os 8,5% restantes ficam abaixo da água apenas 0,8% do intervalo de tempo analisado. Este conjunto representa os locais com topografia intermediária entre os dois primeiros grupos, e devem suportar diferentes biotas adaptadas a distintos períodos de submersão. Os dados relativos aos débitos médios de cheia mostram que entre 68 e 89% da calha pode ser submerso anualmente e assim permanecerem por 3,6% do tempo.

O período analisado compreende dados fluviométricos de intervalos que possuem diferentes graus de controle dos barramentos. O aumento da permanência em valores intermediários de débito beneficia os biotas adaptados tanto à presença constante de água quanto à ausência constante. Isso pode permitir a expansão de suas respectivas áreas de ocorrência em detrimento dos biotas de ecótono.

A erosão marginal

Os resultados a respeito do canal principal mostraram que as taxas de erosão variaram de 6 cm\ano a 1763 cm\ano. Nas margens com valores mais baixos os processos dominantes foram os de corrasão e os pequenos desmoronamentos, enquanto que nas demais houve predomínio de desmoronamento por solapamento.

Por outro lado nos canais secundários os valores variaram de 3 a 17 cm\ano, e o principal processo foi o de corrasão, embora as margens desprovidas de vegetação tenham sofrido escorregamento e "pipping".

O estudo das variáveis que controlam esses processos demonstrou que a velocidade de fluxo é a principal condicionante da taxa de erosão. As margens submetidas fluxo mais rápidos que 0,7 m/s possuem taxas de erosão proporcionais à velocidade, independente de sua composição e cobertura vegetal. Por sua vez as margens submetidas a velocidades mais baixas apresentam taxas de erosão que aumentam

conforme a diminuição da argila em sua composição. Alem disso as margens desprovidas da vegetação natural podem sofrer forte ação de escorregamentos e de "pipping" durante o período de diminuição das águas das cheias. Ambos os fenômenos são mais freqüentes nas margens arenosas.

Esta constatação permite concluir que quanto ao aspecto da erosão das margens as modificações impostas pelas barragens sobre o regime hidrológico deverão levar a um incremento das taxas erosivas, uma vez que há uma ampliação do tempo de permanência de velocidades de fluxo mais altas, que acompanham os níveis médios e altos.

Evolução de ilhas e regime hidrológico

As ilhas existentes no rio Paraná são formas herdadas do sistema anastomosado pré atual. A dinâmica fluvial do rio Paraná promove a erosão das margens das ilhas em determinados locais, mas também deposita sedimentos em outros, formando barras fluviais. Para estudar a dinâmica desses processos foi analisada a influência da variação do regime hidrológico sobre a evolução de dois arquipélagos nos últimos 40 anos.

A análise dos dados hidrológicos mostra a ocorrência de dois ciclos de cheias (1953-1965 e 1968-1983) caracterizados pelo aumento gradativo da magnitude dos eventos, que culminaram com duas grandes enchentes (1965 e 1983).

No primeiro período, os arquipélagos mostraram um incremento significativo de área, enquanto que no segundo período, os conjuntos mostraram um ligeira redução ou estabilidade, e após a grande enchente de 1983, a redução foi ainda maior. Portanto, o arquipélago esteve submetido a uma fase deposicional no primeiro ciclo e uma fase erosiva no segundo, que se mantém até hoje.

Os dados preliminares do arquipélago das ilhas Floresta e Japonêsa mostram que esta área teve comportamento diferenciado. A partir destes resultados conclui-se que o caráter erosivo ou deposicional das ilhas é definido nas grandes cheias, possivelmente em função do reposicionamento do talvegue do canal. Uma vez definida a tendência do local, a taxa de erosão ou de deposição é proporcional a freqüência e magnitude das cheias

As barras fluviais

As barras fluviais aparentemente são formadas por depósitos de grandes ondas de areia ("macro-sandwaves"), superpostos sucessivamente por grandes dunas, ondas de areia ("sandwaves"), dunas, pequenas ondas de areia, e pequenas dunas. Em função da profundidade e da velocidade de fluxo, as formas de leito de menor porte apresentam maior mobilidade, as de porte médio apenas movimentam-se durante as cheias, e as de grande porte são movimentadas apenas pelas grandes cheias.

Este modelo evolutivo explica porque as grandes cheias reposicionam o talvegue. Uma vez que o canal do rio Paraná encontra-se subdividido em diversas linhas de fluxo, e que esta repartição é feita pelas grandes formas de leito, a mobilização das grandes ondas de areia e das grandes dunas durante as cheias excepcionais estabelece um novo relevo de fundo, e portanto uma nova divisão de fluxo.

O controle do regime hidrológico feito pelos barramentos pode dificultar este mecanismo uma vez que diminui a magnitude das cheias. Da mesma forma, o aumento da permanência de vazões médias e cheias favorecem a mobilização das formas menores, e das ondas de areia e das dunas. Esta situação pode levar a uma mudança da dinâmica das dunas e a uma modificação de suas características.

Uma modificação na dinâmica de posicionamento das dunas pode ter conseqüência sobre todos os processos que dependem da velocidade de fluxo, ou seja, o

transporte de sedimentos, as taxas de sedimentação, e a erosão marginal.

O fechamento de Porto Primavera introduz um outro problema adicional, que é o corte do suprimento de carga sedimentar. As informações preliminares mostram uma considerável redução da carga suspensa e a eliminação do suprimento da carga de fundo.

As conseqüências esperadas para este quadro são um aumento da erosão marginal e de fundo, o que pode levar o rio a aprofundar seu leito e começar a formar barras seixosas. Caso isso seja confirmado haverá uma modificação do substrato do leito e um mudança do nível médio das águas, afetando as áreas atingidas pelas cheias.

Referências

AB' SABER, A.N. A Geomorfologia do Estado de São Paulo. In: _____. *Aspectos geográficos da Terra Bandeirante*. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Geografia, 1954. p. 1-97.

AB' SABER, A.N. Bacia do Paraná Uruguai. Estudos de geomorfologia aplicada. Condições geográficas e aspectos econômicos. *CIBUP*, v. 1, p. 76-93, 1955.

AB' SABER, A.N. Uma revisão do Quaternário Paulista do presente para o passado. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 31, n. 4, p. 1-51, 1970.

ALMEIDA, F.F.M. de. O planalto basáltico da bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, v. 24, p. 3-34, 1956.

AMARAL, J.A.B. do. *Prognóstico da capacidade de uso da planície de inundação do rio Paraná (Compartimento Canal Cortado)*. 1996. 145 f. : il. Dissertação (Mestrado) - EESC, Universidade de São Paulo, São Carlos, SP.

BIGARELLA, J.J.; AB'SABER, A.N. Quadro provisório dos fatos sedimentológicos, morfoclimáticos, e paleoclimáticos na serra do Mar paranaense e catarinense. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, v. 2, p. 5-91, 1964.

BIGARELLA, J.J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DA EROSÃO, 3., 1985, Maringá. *Publicação especial*... Maringá: ABGE: ADEA, 1985. 332 p.

BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; FAIRCHILD, T.R. Seixos silicosos das cascalheiras dos rios Paraná e Araguaia: nomenclatura e proveniência. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985, São Paulo. *Resumos* ... São Paulo: SBG, 1985. p. 11.

BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.

CANT, D.J.; WALKER, R.G. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, v. 25, p. 625-648, 1978.

CODESUL-COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DA INDUSTRIA, COMÉRCIO E MINERAÇÃO DO MATO GROSSO DO SUL *Mapa geológico do Mato Grosso do Sul*. [S.l.], 1980. Escala 1:1.000.000.

COMISSÃO INTERESTADUAL DA BACIA PARANÁ – URUGUAI. *Aproveitamento integral do rio Paraná. Usina hidrelétrica de Paranayara*. São Paulo: Imprensa Oficial do Estado, 1963. 51 p.

CORRÊA, G. T. *Vegetação e uso do solo nas ilhas Porto Rico e Mutum, rio Paraná*. 1998. 32 f. : il. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) – Departamento de Biologia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá.

DAEMON, R; JABUR, I.C.; THOMAZ, S.L. Paleopalinologia nos depósitos de transbordamento do rio Tibagi, na Folha de Ponta Grossa, Estado do Paraná. *Boletim de Geografia-UEM*, Maringá, v. 5, n. 1, p. 71-78, 1987.

DNAEE-DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. Divisão de Controle de Recursos Hídricos *Bacias dos rios Ivaí, Piquiri e Paraná, dados atualizados até 1984*. Brasília, 1985. 503 p.

DRAGO, E.C. Origen y clasificacion de ambientes leniticos en llanuras aluviales. *Revista de la Asociación de Ciencias. Naturales del Litoral*, v. 7, p. 123-137, 1976.

FERNANDES, L.A. *A cobertura cretácea supra basáltica no Paraná e pontal do Paranapanema (SP)*: os Grupos Bauru e Caiuá. 1992. 129 f. : il. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências., Universidade de São Paulo, São Paulo.

FERNANDEZ, O.V.Q.; SANTOS, M. L. dos; STEVAUX, J. C. Evolução de conjunto de ilhas no rio Paraná, região de Porto Rico (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Boletim de resumos*... Natal: SBG, 1990. p. 82.

FERNANDEZ, O.V.Q. *Mudanças no canal do rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico (PR)*. 1990. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – IGCE, UNESP, Rio Claro.

FERNANDEZ,O.V.Q.; SOUZA FILHO, E.E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná, PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 43, p. 161-171, 1995.

FULFARO, V.J. O Cenozóico da bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. *Anais* ...São Paulo: SBG, 1979. v. 1, p. 231-241.

FULFARO, V.J.; ANGELI, N.; BARCELOS, J.H. Depósitos de cascalho da bacia hidrográfica do rio Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1983, São Paulo. *Boletim de resumos*. São Paulo: SBG, 1983. p. 25.

FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 590-611, 1982.

GALLOWAY, W.E. *Terrigenous clastic depositional systems*. New York: Springer-Verlag, 1982. 221 p.

GUIDICINI, G.; FERNANDES DA SILVA, R. Sobre a existência de uma extensa bacia de acumulação de rudáceos na região de Três Lagoas, sudeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. *Anais*... Belém, PA: SBG, 1972. p. 155-165.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Geografia do Brasil*. Rio de Janeiro, 1990. v. 2: Região Sul.

INTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO-IPT. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo: PRÓ-MINÉRIO/PROMOCET, 1981. 126 p. Escala 1:500.000

ITAIPU BINACIONAL. *Estudo sobre carga suspensa na bacia do rio Paraná no período 1986-1988. Relatório Interno* s/*n*., [Foz de Iguaçú], 1990. 2 v.

JABUR, I.C. *Análise Paleoambiental do Quaternário superior na bacia do alto Paraná*. 1992. 184 f. : il. Tese (Doutorado) - IGCE, UNESP, Rio Claro.

JUSTUS, J.O. *Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar*. 1985. 204 f. : il. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia, Salvador.

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, ano 18, v. 2, p. 3-48, 1956.

MAACK, R. *Geografia física do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro: J. Olympio; Curitiba: Secretaria da Cultura e do Esporte do Govêrno do Estado do Paraná, 1968. 450 p. : il.

MARTONI, A. M.; LESSA, R. C. *Levantamento das características físicas para aplicação em modelos hidrodinâmicos*. 1998. 28 f. : il. Trabalho apresentado como parte da Tese de Doutorado junto ao PEA-UEM, Maringá.

MIALL, A.D. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, v. 13, p. 1-62, 1977.

MIALL, A.D. Fluvial sedimentology: an historical review. In: MIALL, A.D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. [S.l.]: Canadian Society of Petroleum Geo., 1978. p. 1-47. (Memoir , 5).

MINEROPAR. *Geologia do Estado do Paraná. Mapa Geológico na Escala 1:400.000*. Curitiba: Secretaria de Indústria e Comércio do Estado do Paraná, [s.d.]. Escala 1:400.000

MINEROPAR. *Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba:* Secretaria de Indústria e Comércio do Estado do Paraná, 1990. Escala 1:650.000

NAKASU, L. *Recursos minerais do rio Paraná a montante de Guaíra*. 1998. 198 f. : il. Tese (Doutorado) – IGCE, UNESP, Rio Claro.

NOGUEIRA JÚNIOR, J. *Possibilidades de colmatação química dos filtros e drenos da barragem de Porto Primavera (SP) por compostos de ferro*. 1988. 2 v. : il. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

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

POPP, J.H.; BIGARELLA, J.J. Formações cenozóicas

do noroeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo, v. 47, p. 465-472, 1975.

RADAMBRASIL. *Levantamento de recursos naturais. Folha SF-21, Campo Grande*. Rio de Janeiro, 1982. v. 28.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M. *Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados*. São Paulo: EDUSP, 1993. (Boletim IGUSP. Série Didática).

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E. Erosão marginal em canais associados ao rio Paraná na região de Porto Rico (PR). *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 44, p. 97-114, 1996.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E.; FERNANDEZ, O. V. Q. Intensity of erosive processes at channel banks of up Parana river, Porto Rico Town area, Parana State, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON PALEOHYDROLOGY GEOMORPHOLOGY OF LARGE RIVERS AND FIELD CONFERENCE, 1999, ARAGUAIA. 3 p. No prelo.

ROCHA, P.C.; SOUZA FILHO, E.E. *Erosão marginal em canais associados ao rio Paraná na região de Porto Rico, PR.*. 1995. 32 f. : il. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) – Departamento de Biologia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá.

ROCHA, P.C.; FERNANDEZ, O.V.Q.; SOUZA FILHO, E.E. Influência de grandes barragens sobre o regime hidrológico do rio Paraná em Guaíra, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEÓGRAFOS, 5.,1994, Curitiba. *Anais*... Curitiba, 1994. No prelo.

RUST, B.R. Depositional models for braided alluvium. In: MIALL, A.D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. [S.l.]: Canadian Society of Petroleum Geo., 1978. p. 605-625. (Memoir , 5).

RUST, B.R. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's creek, Central Australia. *Sedimentary Petrolium*, v. 51, no. 3, p. 745-755, 1981.

SANTOS, M.L.; Fernandez, O.V.Q. Minerais pesados nas barras arenosas do rio Paraná em Porto Rico (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. *Anais*... São Paulo: SBG, 1992. p. 310-311.

SANTOS, M.L. dos. *Faciologia e evolução de barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico (PR)*. 1991. 125 f. : il. Dissertação (Mestrado) - IGCE, UNESP, Rio Claro.

SMITH, D.G. Effect of vegetation on lateral migrations of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geological of Society American Bulletin*, v. 87, p. 857-860, 1976.

SMITH, D.G. Anastomosed fluvial deposits: modern exemples form westerns Canada. In: COLLISON, J.D.; LEWIN, J. (Ed.). *Modern and ancient fluvial systems*. [S.l.]: Int. Assoc. of Sed., 1983. p. 155-168. (Special publication, 6).

SOARES, P.C.; Landim, P.M.B. Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 16, n. 31, p. 17-39, 1976.

SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. As barras fluviais da parte média do alto rio Paraná. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 6., 1997, Curitiba. *Res. Exp.* Curitiba, 1997. p. 265-269.

SOUZA FILHO, E. E. *Diagnóstico do meio físico e condições emergentes da planície do rio Paraná em Porto Rico (PR)*. Maringá: GEONOTAS: DGE/UEM, 1999. 12 p. No prelo.

SOUZA FILHO, E. E. *Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)*. 1993. 214 f. : il. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SOUZA FILHO, E.E.; STEVAUX, J.C. Geologia e geomorfologia do complexo rio Baia, Curutuba, Ivinheima. In: VAZZOLER, A.E.A. DE M.; AGOSTINHO, A.A.; HAHN, N.S. (Ed.). *A planície de inundação do alto rio Paraná* : aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos. Maringá: EDUEM: Nupélia, 1997. p. 3–46.

SOUZA FILHO, E.E. *Variação longitudinal de fácies em depósitos sedimentares do rio Paraná entre Guaíra e Porto Rico (PR)*. 1991. 54 f. : il. Exame (Qualificação) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SOUZA FILHO, E.E. Feições do sistema anastomosado pré atual do rio Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camburiú. *Anais*... Camburiú, 1994. v. 2, p. 407-409.

SOUZA FILHO, E.E. Unidades de mapeamento da planície do rio Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO

DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais*... Salvador, 1996.

STEIN, D.P.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; ALMEIDA, F.F.M. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979. [S.l.]: SBG, 1979. p. 291-306.

STEVAUX, J.C. *O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação, e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)*. 1993. 242 f. : il. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

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

SUGUIO, K.; NOGUEIRA JR., J.; TANIGUCHI, H.; VASCONCELLOS, M.L. Quaternário no rio Paraná em pontal do Paranapanema: proposta de um modelo de sedimentação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais* ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.1, p. 10-18.

THOMAZ, S.M. *Influência do regime hidrológico (pulsos) sobre algumas variáveis limnológicas de diferentes ambientes aquáticos da planície de inundação do alto rio Paraná, MS, Brasil*. 1991. 294 f. : il. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Ciências Biológicas, Universidade Federal de São Carlos, São Carlos.

WASHBURNE, C.W. *Petroleum geology of State of São Paulo, Brazil*. São Paulo: Comissão Geográfica e Geológica do ESTADO de São Paulo, 1930. 281 p.