

Universidade Estadual de Maringá
Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação Mestrado em Geografia

**DINÂMICA DAS FORMAS DE LEITO E TRANSPORTE DE CARGA
DE FUNDO NO ALTO RIO PARANÁ**

DÉBORA PINTO MARTINS

Sob Orientação de
Dr. José Cândido Stevaux

MARINGÁ
ABRIL 2004

Universidade Estadual de Maringá
Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes
Departamento de Geografia
Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia

**DINÂMICA DAS FORMAS DE LEITO E TRANSPORTE DE CARGA
DE FUNDO NO ALTO RIO PARANÁ**

Dissertação apresentada no curso de Pós-graduação Mestrado em Geografia como parte dos requisitos para a obtenção do título de “Mestre Geografia”.

DÉBORA PINTO MARTINS

Sob Orientação de
Prof. Dr. José Cândido Stevaux

MARINGÁ
MAIO 2004

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
(Biblioteca Central - UEM, Maringá – PR., Brasil)

M386d Martins, Débora Pinto
Dinâmica das formas de leito e transporte de carga de fundo no Alto Rio Paraná / Débora Pinto Martins. - Maringá, PR : [s.n.], 2004.
65 f. : il. alguns color.

Orientador : Prof. Dr. José Cândido Stevaux
Dissertação (mestrado) - Pós-Graduação em Geografia. Universidade Estadual de Maringá, 2004.

1. Geomorfologia fluvial. 2. Carga de fundo (Areia) - Transporte - Rio Paraná. 3. Dunas - Deslocamento - Rio Paraná. I. Universidade Estadual de Maringá . Pós-Graduação em Geografia. II. Título.

CDD 21.ed. 551.483

Dissertação submetida a aprovação no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre

Débora Pinto Martins

Aprovada por:

Prof. Dr. José Cândido Stevaux
Presidente da Banca e Orientador - UEM

Prof. Dr. Paulo Fernando Soares
Membro Convidado – UEM

Prof. Dr. Roberto Verdum
Membro Convidado - UFRGS

MARINGÁ
MAIO 2004

AGRADECIMENTOS

A **minha família** pela compreensão e apoio durante a realização do mestrado.

Ao colega, amigo e namorado **Maurício Meurer**, pelo apoio, companheirismo e por estar sempre ao meu lado durante esta caminhada. Por sua ajuda nas campanhas de campo e suas contribuições ao longo deste trabalho.

Ao orientador **Prof. Dr. José Cândido Stevaux**, por ter oportunizado o desenvolvimento desta pesquisa, por sua orientação, pela troca de experiências e por suas contribuições.

Aos professores **Dr. Roberto Verdum** e **Dr. Paul Potter**, que me iniciaram nas aventuras da pesquisa científica e que sempre me incentivaram a ir cada vez mais longe.

Ao **Prof. Mário Amsler** (Universidade Nacional del Litoral – Argentina) e demais membros de sua equipe, pela dedicação e paciência ao nos recepcionar na UNL, por suas contribuições e esclarecimentos quanto aos aspectos metodológicos deste trabalho.

A Geógrafa **Maria Moraes** (Laboratório de Sedimentologia – GEMA), pelo apoio e pela atenção dispensada aos alunos de Pós-graduação.

Ao **Prof. Dr. Edvard Elias Souza Filho** e o **LABOGEF** (Laboratório de Geologia e Geografia Física) do Instituto de Estudos Sócio-Ambientais – IESA, da Universidade Federal de Goiás – UFG pela disponibilização do equipamentos utilizados nas campanhas de campo.

Aos Professores **Prof.^a Dra. Astrid Meira Marttoni** e **Prof. Dr. Paulo Fernando Soares**, por suas contribuições e disponibilidade em esclarecer minhas dúvidas ao longo deste trabalho

Aos colegas e amigos **Carolina Silva Barros, Cristiano Abram Pimentel, Luciane Resnik, Marta Gaspar Sala, Nelson Douhi e Pollyana Crocetta Biazin**, por sua amizade e companheirismo ao longo do mestrado.

Ao **GEMA** (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente – UEM – Universidade Estadual de Maringá) pela utilização das instalações e equipamentos.

Ao **CNPq – CT-Hidro**, que proporcionou o desenvolvimentos desta pesquisa através da concessão de bolsa de estudos. Ao **PELD/CNPq – Programa de Ecologia de Longa Duração**, pelo financiamento desta pesquisa através do custeio das despesas das campanhas de campo.

Aos colegas do Gema pela convivência e pelos bons momentos compartilhados ao longo do curso.

Aos demais colegas e professores pela convivência e troca de experiências no decorrer do curso, além de todas as outras pessoas que de alguma forma contribuíram para realização deste trabalho.

RESUMO

O conhecimento das características e da dinâmica das formas de leito dos grandes rios é de grande interesse tanto nos estudos geomorfológicos e de hidráulica fluvial, como também para dar suporte em vários problemas concernentes às ciências ambientais que envolvem o gerenciamento dos recursos hídricos.

O presente trabalho contempla o transporte de carga de fundo no rio Paraná, na seção de Porto São José, num trecho a jusante da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (Porto Primavera), em operação desde 1999.

A descarga sólida do rio Paraná tem sido determinada indiretamente a partir de um percentual da descarga em suspensão. Na seção estudada, a empresa Itaipu Binacional determinou uma descarga média anual de sólidos suspensos de $6,61 \times 10^6$ ton/ano. Assumindo a relação de 20% entre carga suspensa e carga de fundo, obteve-se um volume de $1,2 \times 10^6$ ton/ano para carga de fundo.

O presente trabalho propõem a medição direta da carga de fundo baseando-se na velocidade de deslocamento linear das formas de fundo, que são observadas periodicamente em perfis ecobatimétricos longitudinais dispostos ao longo do trecho de estudo. Para a realização deste estudo foram feitas três campanhas de levantamentos ecobatimétricos, as quais serviram de base para aplicação da metodologia proposta.

Durante o período analisado as formas de leito, na seção Porto São José, apresentaram um deslocamento linear médio de 47,35 m/mês (1,6 m/dia) e o transporte de carga de fundo foi estimado em 2.820,6 ton./dia, o que corresponde a um total de 1.029.300 ton./ano.

Palavras chave: rio Paraná, dunas, carga de fundo

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	11
CAPITULO I – O RIO PARANÁ: ASPECTOS FÍSICOS	13
O RIO PARANÁ	13
CAPITULO II – REGIME DE FLUXO, TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E PROCESSOS FLUVIAIS ASSOCIADOS	17
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS	20
REGIMES DE FLUXO E FORMAS DE LEITO	23
ANTECEDENTES SOBRE QUANTIFICAÇÃO DE TRANSPORTE DE FUNDO.....	25
CAPITULO III – MÉTODO DO DESLOCAMENTO DAS DUNAS PARA MEDIÇÃO DA CARGA DE FUNDO	28
MÉTODO DO DESLOCAMENTO DE DUNAS PARA MEDIÇÃO DA CARGA DE FUNDO.....	28
LEVANTAMENTO DE CAMPO	29
<i>Perfil Longitudinal</i>	29
<i>Coleta de material de fundo</i>	33
<i>Coleta de material suspenso</i>	34
TRATAMENTO DAS INFORMAÇÕES BATIMÉTRICAS.....	35
CAPITULO IV - CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DAS FORMAS DE LEITO E QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO	38
CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DAS FORMAS DE LEITO NA SEÇÃO DE PORTO SÃO JOSÉ	39
VELOCIDADE DE FLUXO	41
CARGA SUSPensa	42
QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO NA PRIMEIRA CAMPANHA.....	44
QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO NA SEGUNDA CAMPANHA	47
QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO NA TERCEIRA CAMPANHA	51
RESULTADOS.....	55
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	57
PERPECTIVAS FUTURAS	60
GLOSSÁRIO	61
REFERÊNCIAS	64

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARANÁ NA BACIA DO RIO DA PRATA.....	13
FIGURA 2 – ÁREA DE ESTUDO EM PORTO SÃO JOSÉ.....	15
FIGURA 3– FLUVIOGRAMA DE VAZÕES MÍNIMA, MÉDIA E MÁXIMA ANUAL	16
FIGURA 4– FLUVIOGRAMA DA VAZÃO MÓDULO MENSAL	16
FIGURA 5 – RESISTÊNCIA DE FLUXO EM CANAIS COM O FUNDO COBERTO DE DUNAS.....	21
FIGURA 6- FORMAS DE LEITO EM CANAIS ALUVIAIS	26
FIGURA 8 – DUNA TÍPICA DE UMA CORRENTE ALUVIAL.....	29
FIGURA 9- PERÍODO DA REALIZAÇÃO DAS CAMPANHAS DE CAMPO.....	30
FIGURA 10 – EQUIPAMENTOS UTILIZADOS NO LEVANTAMENTO DOS PERFIS BATIMÉTRICOS	31
FIGURA 11 - CONJUNTO DE DADOS OBTIDOS ATRAVÉS DA ECOSSONDA/GPS	31
FIGURA 12– LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS PRINCIPAIS AO LONGO DO CANAL	32
FIGURA 13 - LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS NA SEÇÃO TRANSVERSAL	33
FIGURA 14 - AMOSTRADOR UTILIZADO NA COLETA DE MATERIAL DE FUNDO.	34
FIGURA 15– AMOSTRADOR UTILIZADO NA COLETA DE ÁGUA.....	35
FIGURA 16 – MOVIMENTO DAS DUNAS NO SENTIDO DE JUSANTE.....	36
FIGURA 17 – LARGURA DE ABRANGÊNCIA DOS PERFIS LONGITUDINAIS	38
FIGURA 18 – TENSÃO DE CISALHAMENTO DEVIDO A RUGOSIDADE DE FUNDO.	41
FIGURA 19– PERFIS DE VELOCIDADE DE FLUXO	42
FIGURA 20– CONCENTRAÇÃO DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO NO RIO PARANÁ - 2002-2003	43
FIGURA 21 – GRÁFICO COMPARATIVO DE CARGA SUSPensa EM DIFERENTES PERÍODOS.	44
FIGURA 22 – P 1, CAMPANHA 1.....	45
FIGURA 23– P 3 A – CAMPANHA 1	45
FIGURA 24 – P3B, CAMPANHA 1.....	45
FIGURA 25 – P3C, CAMPANHA 1.....	46
FIGURA 26 – P4B, CAMPANHA 1.....	46
FIGURA 27 – P4C , CAMPANHA 1.....	46
FIGURA 28 – P2 A, CAMPANHA2	48
FIGURA 29 – P2B, CAMPANHA 2.....	48
FIGURA 30 – P2C, CAMPANHA 2.....	48
FIGURA 31– P3A, CAMPANHA 2	49
FIGURA 32 – P3B, CAMPANHA 2.....	49
FIGURA 33 – P3C, CAMPANHA 2.....	49
FIGURA 34 – P4C, CAMPANHA 2.....	50
FIGURA 35– P2A, CAMPANHA 3	51
FIGURA 36 – P2B, CAMPANHA 3.....	51
FIGURA 37 – P2C, CAMPANHA 3.....	52
FIGURA 38– P3A, CAMPANHA 3	52
FIGURA 39 – P3B, CAMPANHA 3.....	52
FIGURA 40 – P3C, CAMPANHA3	53

FIGURA 41 – P4A, CAMPANHA 3	53
FIGURA 42 – P4B, CAMPANHA 3.....	53
FIGURA 43 – P4C, CAMPANHA 3.....	54
FIGURA 44 - PRINCIPAIS UHES DO SISTEMA ELÉTRICO INSTALADO N A BACIA DO RIO PARANÁ.....	58

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1 – CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA DAS DUNAS POR PERFIL	40
TABELA 2- CARGA DE FUNDO (CF) POR PERFIL – CAMPANHA 1.....	47
TABELA 3- CARGA DE FUNDO (CF) POR PERFIL – CAMPANHA 2.....	50
TABELA 4- CARGA DE FUNDO (CF) POR PERFIL – CAMPANHA 3.....	54
TABELA 5– SÍNTESE DO RESULTADOS OBTIDOS NAS CAMPANHAS DE CAMPO.....	56

INTRODUÇÃO

O material do leito de um canal fluvial está fortemente relacionado à dinâmica global do rio. De tal forma o conhecimento das características e da dinâmica das formas de leito (carga de fundo) podem ser usados para o entendimento da hidrologia, geomorfologia, bem como para vários problemas concernentes às ciências ambientais.

Estudos relativos à hidrossedimentologia no rio Paraná são bastante raros, sendo mais freqüentes no seu trecho médio, entre Corrientes e Santa Fé/Argentina. Podem ser citados os trabalhos desenvolvidos por Lima *et al.* (1990), Trento *et al.* (1990), Amsler & Gaudin (1994), Amsler & Schreider (1999), baseados em trabalhos pioneiros de Stuckrath (1969) sobre o transporte de carga de fundo na região de Santa Fé.

Bonetto & Orfeo (1984), Orfeo (1995) e Orfeo & Patiño (1998), estimaram a concentração de sólidos suspensos no rio Paraná na região de Corrientes/Argentina .

No alto curso do rio Paraná, na região de Porto Rico, as características geomorfológicas e sedimentológicas foram abordadas por Fernandez (1990), Fernandez & Souza Filho. (1995), Santos (1991, 1997), Santos *et al.* (1992), Souza Filho (1993), Stevaux (1993, 1994), Stevaux *et al.* (1995), Stevaux & Takeda (1995) e Santos & Stevaux (2000). Estes trabalhos abordam aspectos relacionados à gênese e natureza dos depósitos arenosos, fácies sedimentares, geologia e estratigrafia dos depósitos, além da morfologia e sedimentologia das formas de leito.

Recentemente, Crispim (2001) avaliou as alterações no canal introduzidas pela construção da Usina Hidrelétrica Eng.º. Sérgio Motta (Porto Primavera), tomando como referencias parâmetros físicos (textura do material de fundo, morfologia da seção transversal e das formas de leito), hidrodinâmicos (vazão e velocidade de fluxo) e parâmetros físico-químicos (pH, condutividade elétrica, oxigênio dissolvido, temperatura). Stevaux & Takeda (2002), avaliaram as correlações entre a distribuição e diversidade dos organismos bentônicos e os processos geomorfológicos no canal do rio Paraná na seção de Porto São José, a partir de coletas sistemáticas ao longo dos anos de 1993 a 1995.

Entre os anos de 1986 a 1989 a Itaipu Binacional desenvolveu um projeto sistemático de avaliação da carga transportada pelo rio Paraná e seus principais afluentes, desde o remanso do reservatório de Itaipu até a foz do rio Paranapanema. Contudo, estes trabalhos quantificaram apenas a carga suspensa, sendo a carga de fundo inferida indiretamente assumindo a relação:

$$C_f = 0,2 C_s$$

Onde C_f é a carga de fundo e C_s a carga suspensa.

Buscando preencher uma lacuna no conhecimento sobre a dinâmica hidro-sedimentológica do rio Paraná, o presente trabalho contempla a quantificação do transporte de carga sedimentar de fundo, baseando-se na migração das formas de leito e as características físicas do material que as compõem.

A proposta do presente trabalho é a aplicação de uma nova metodologia para quantificação da carga de fundo em canais fluviais de grande magnitude. Nesta metodologia, o transporte de sedimentos é obtido com base no tamanho das formas de leito (dunas) e na velocidade de deslocamento linear destas ao longo de um perfil longitudinal (STUCKRATH, 1969). Os parâmetros de tamanho das dunas e velocidade de deslocamento são determinadas através da realização de sucessivos levantamentos batimétricos.

A primeira etapa deste projeto consiste em identificar e caracterizar as formas de leito no trecho de estudo e determinar as características morfométricas destas formas (altura, comprimento, empinamento, profundidade).

A etapa seguinte consiste em estimar a velocidade de deslocamento destas formas, parâmetro este de fundamental importância na estimação do transporte de sedimentos por arraste.

Por fim, quantificar o transporte de sedimentos associado ao deslocamento das dunas.

CAPITULO I – O RIO PARANÁ: ASPECTOS FÍSICOS

O RIO PARANÁ

A bacia do rio da Prata drena uma área de 3.100.000 km², dos quais 45,6% encontram-se em território brasileiro, 29,7% estão na Argentina, 13,2% no Paraguai, 6,6% na Bolívia e 4,8% no Uruguai. O rio Paraná, principal canal fluvial da bacia do rio Prata, percorre uma distância aproximada de 3.965 km, de sua nascente, na confluência dos rios Grande e Paranaíba, até sua foz, no estuário do rio da Prata (Figura 1) (OEA, 1971 *apud* ORFEO & STEVAUX, 2002).

Seu trecho superior drena, em território brasileiro, uma área de 891.000 km², cerca de 10,5% da área do país. Apresenta declividade média em torno de 0,8 m/km nos formadores (rio Grande e Paranaíba), diminuindo para 0,3 a 0,4 m/km em direção às suas porções mais baixas (PAIVA, 1982), chegando a 0,14 m/km no segmento entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR) (SOUZA FILHO, 1993). Após a confluência com o rio Paraguai, o rio Paraná segue com uma declividade média de 0,036 m/km até a sua desembocadura no rio da Prata (PAOLI *et al.*, 2000).

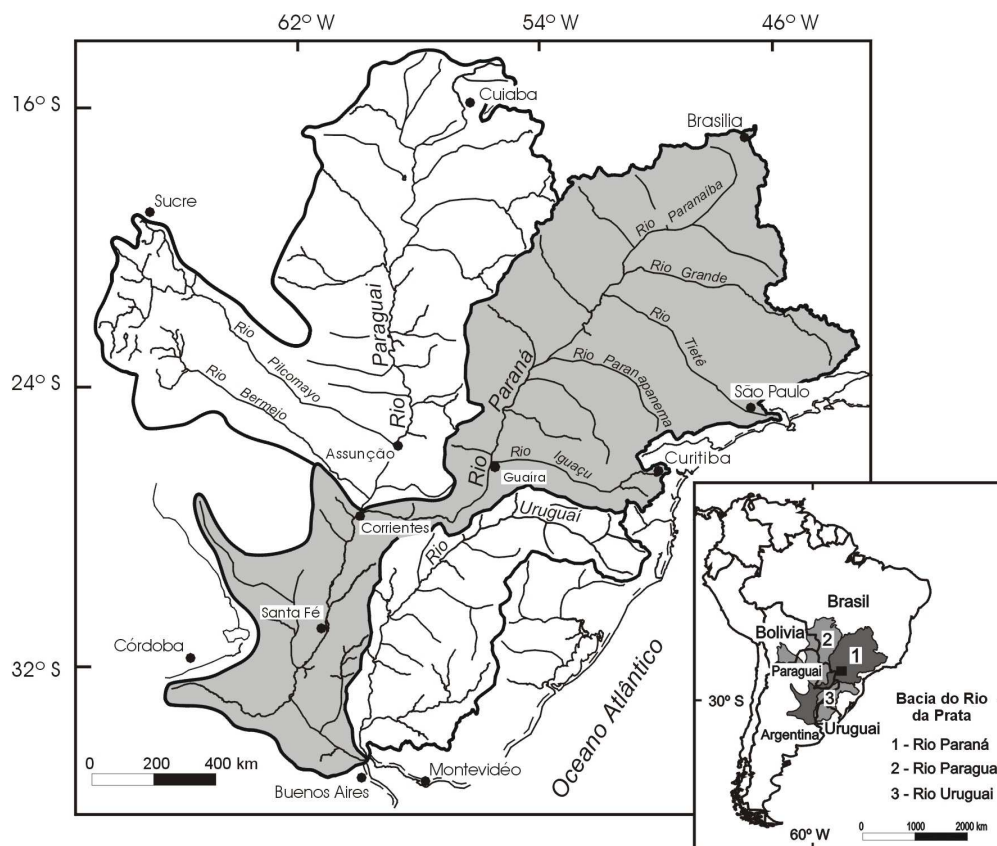


Figura 1 – Localização da bacia hidrográfica do rio Paraná na bacia do rio da Prata.

Atualmente grande parte da rede hidrográfica do rio Paraná em território brasileiro encontra-se sob o controle de barragens. Somente nos 200 km compreendidos entre a barragem de Porto Primavera e o remanso do lago de Itaipu o rio corre em seu leito natural (STEVAUX, 1994).

A área deste estudo está inserida na região de Porto Rico, trecho compreendido entre a foz do rio Paranapanema e a foz do rio Ivinhema. O trecho escolhido para realização dos perfis batimétricos e quantificação da carga de fundo está localizado em Porto São José, PR (22°45'52"S e 53°10'34"W), à uma distância de 2.232 km da foz do rio Paraná. Neste local o rio Paraná apresenta um canal único, sendo um ponto nodal (*node point*, conforme COLEMAN, 1969) entre dois trechos entrelaçados (Figura 2a,b). Segundo Stevaux (1993), a seção no ponto nodal deve ser sempre utilizada como parâmetro correlativo às seções a jusante. Estes locais concentram toda energia do escoamento da água, que se dividirá ao deparar-se com um trecho entrelaçado a jusante.

A área de estudo é limitada a montante pelas ilhas Óleo Cru, da Comissão Geográfica e outras ilhas menores, e a jusante por um arquipélago de 17 ilhas, sendo a principal a ilha Mutum (Figura 2b). Neste trecho o rio Paraná apresenta uma largura média de 1200 m e o talvegue fortemente desviado para margem esquerda. Ao longo das ilhas, o rio possui dois canais principais, dos quais o esquerdo é o mais profundo (SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997).

Neste setor, o rio sofre a influência direta dos barramentos a sua montante: da represa de Porto Primavera, localizada a uma distância de 35 km, e da represa de Rosana, localizada no rio Paranapanema a 40 km do setor de estudo (Figura 2).

O rio Paraná, na seção de Guaíra, limite jusante do trecho livre de barramentos, apresenta uma descarga média anual de 9.597 m³/s para o período entre 1921-1999 com o período de cheia coincidindo com a estação de verão do hemisfério sul, onde as maiores descargas ocorrem normalmente entre dezembro e março e a vazante entre abril e novembro. Nesta seção, o evento máximo se deu em 1983 sendo registrado 39.852 m³/s em 15/06/1983 (ROCHA *et al.*, 2001).

Na margem esquerda do trecho de estudo encontra-se instalada a Estação Fluviométrica de Porto São José (22°42'38.47" S, 53°11'06.67" W), em operação desde 1964. No período entre 1964 a 2003, a vazão média anual registrada é de 8.912 m³/s com desvio padrão de 3.442 m³/s (Figura 3). A vazão mínima registrada foi de 2.551 m³/s (em 22/09/1969) e a vazão máxima 33.740 m³/s (em 18/02/1983).

Na seção de Porto São José, assim como em Guaíra, os períodos de cheia e estiagem são bem definidos, as maiores descargas ocorrem entre os meses de dezembro a março, seguido de um período de vazante entre os meses de abril a novembro (Figura 4).

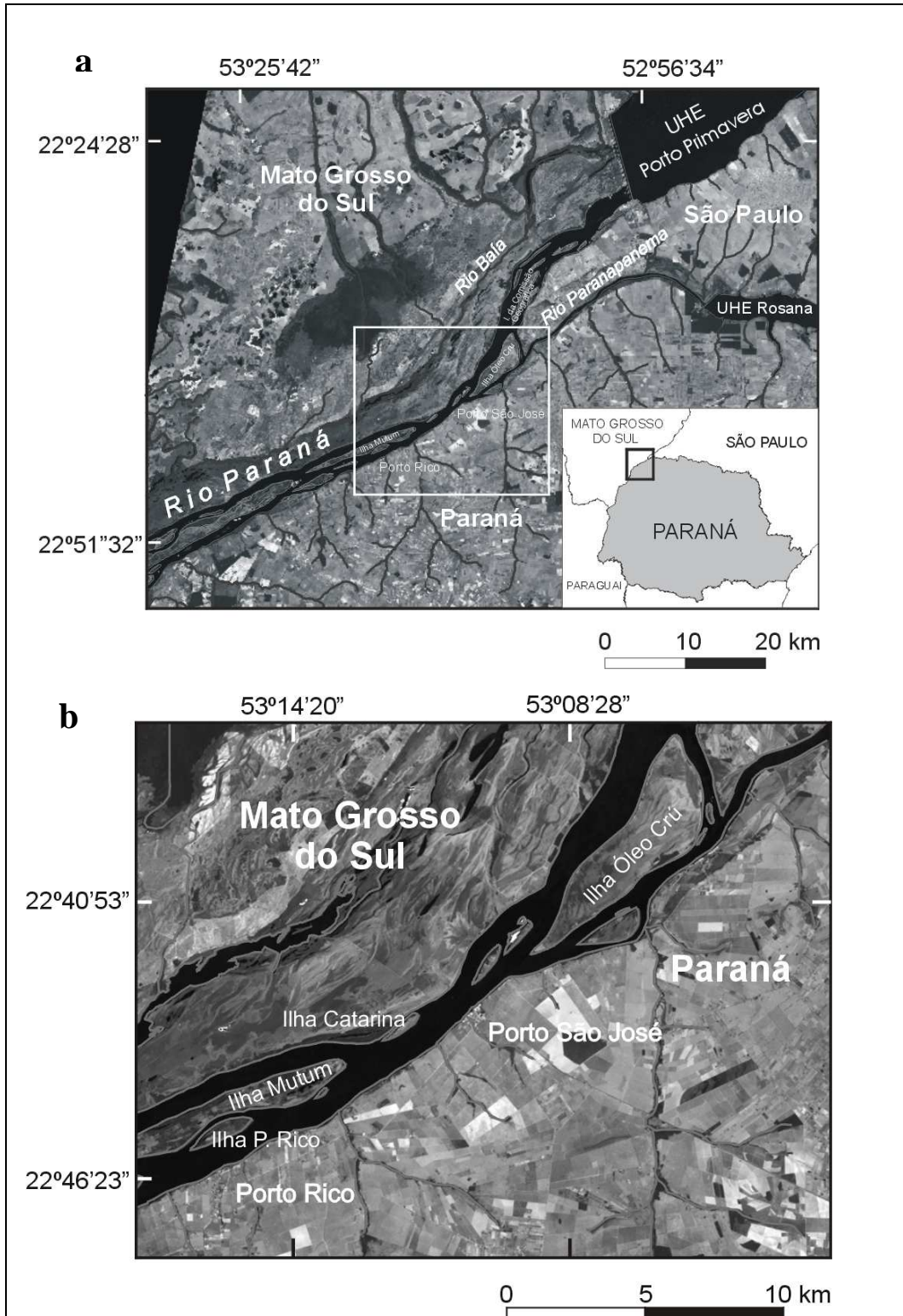


Figura 2 – Área de Estudo em Porto São José – a) Região de Porto Rico, b) Seção Porto São José - Imagem LANDSAT ETM+7 – 18/11/1999

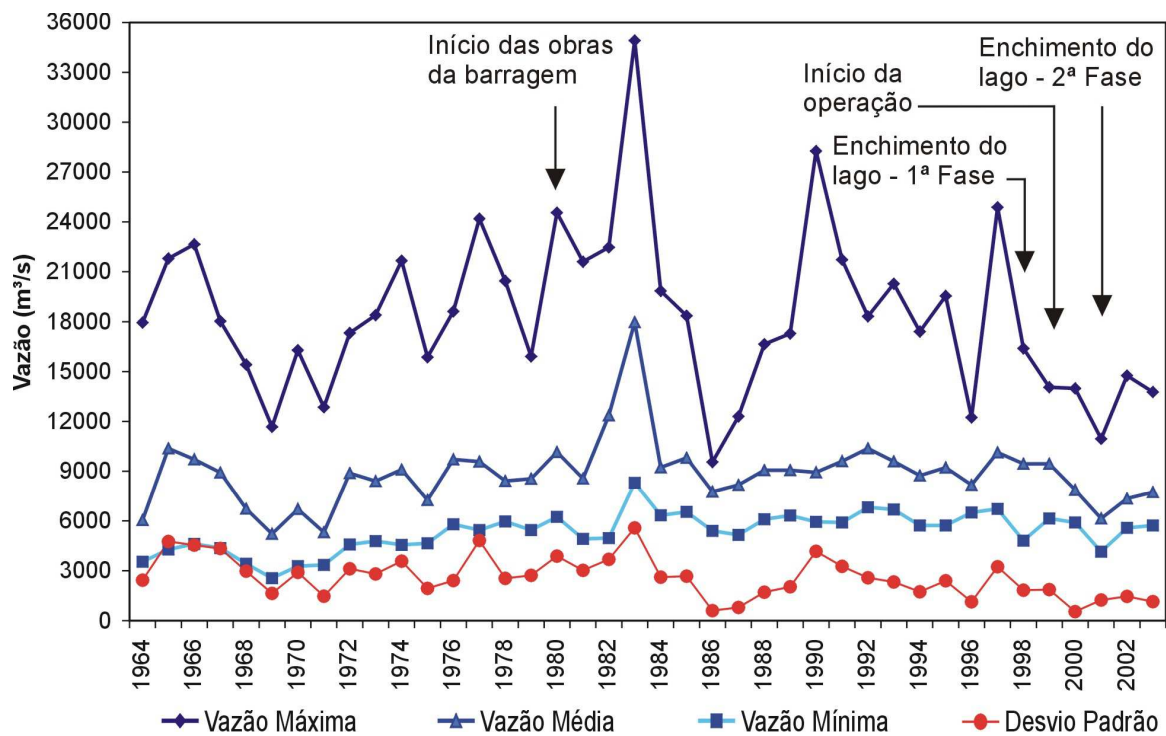


Figura 3– Fluviograma de vazões mínima, média e máxima anual para Estação Porto São José – 1964-2003. Fonte: CESP 2004.

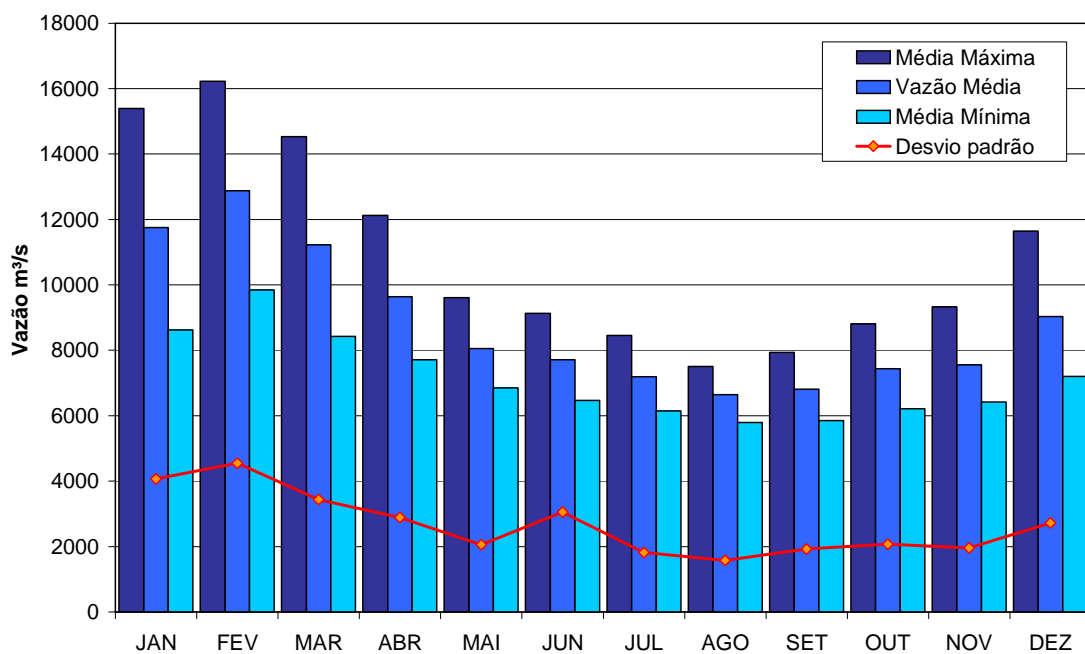


Figura 4– Fluviograma da vazão módulo mensal na Seção Porto São José (1964-2003). Fonte: CESP 2004

CAPITULO II – REGIME DE FLUXO, TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E PROCESSOS FLUVIAIS ASSOCIADOS

O canal fluvial é caracterizado pelos seus aspectos morfológicos (padrão, largura, profundidade, sinuosidade) e por sua descarga (períodos de cheia e vazante, tipo de carga sedimentar, tipo de fluxo) (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Nos canais fluviais ocorrem diferentes tipos de fluxo: *laminar ou turbulento, uniforme ou não-uniforme e permanente ou não permanente.*

Os fatores que afetam a velocidade de fluxo e determinam se este é laminar ou turbulento são: a velocidade, profundidade e largura do canal, além das propriedades do fluído, densidade e viscosidade da água.

O fluxo laminar ocorre quando a água escoar sobre um canal retilíneo e com baixa velocidade de fluxo fluindo em camadas paralelas umas sobre as outras; já o fluxo turbulento é caracterizado por movimentos caóticos e heterogêneos da massa líquida e correntes secundárias no sentido oposto ao fluxo principal (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A distinção entre fluxo laminar e turbulento é dada pela equação de *Reynolds*, da qual é derivado um coeficiente adimensional, o *número de Reynolds*. No seu cálculo, são consideradas as características do fluxo (velocidade, profundidade e largura) e as propriedades do fluído (densidade e viscosidade). O *número de Reynolds* se expressa por:

$$Rey = \frac{VR\rho}{\mu} \quad \text{Eq .1}$$

Onde:

V	velocidade de fluxo	0,90	m/s
R	raio hidráulico	9,64	m
ρ	densidade do fluído	996,636	kg/m ³
μ	viscosidade cinemática do fluído	8,93 x 10 ⁻⁷	m ² /s

O *número de Reynolds* é usado para caracterizar o regime de fluxo de um corpo d'água. Christofolletti (1981) estabelece a seguinte correspondência entre o *número de Reynolds* e os tipos de fluxo:

$Rey < 500$	fluxo laminar
$500 < Rey < 2500$	em transição
$Rey > 2500$	fluxo turbulento

Aplicando a equação de *Reynolds* no rio Paraná no trecho deste estudo, para uma temperatura média de 25°C e velocidade de fluxo de 0,90 m/s, obteve-se um valor igual $9,68 \times 10^9$, o que enquadra o rio Paraná na categoria de fluxo turbulento ($Rey > 2500$).

Outro coeficiente importante nos estudos da dinâmica dos fluídos é o *número de Froude (F)*, que é definido pela raiz quadrada da relação entre a força de inércia e a força da gravidade. Nos canais naturais, pode ser definido como a relação entre profundidade média e a força da gravidade. Assim sendo, para fluxos em canais abertos, o *número de Froude* é expresso por.

$$F = \frac{V}{(g \cdot h)^{1/2}} \quad \text{Eq. 2}$$

Onde :

V	velocidade média do fluído	0,90	m/s
g	força da gravidade	9,81	m/s ²
h	profundidade média	10,04	m

Este número é usado para determinar se um *fluxo turbulento é tranqüilo, fluvial ou corrente e rápido, encachoeirado ou torrencial*.

Se o *número de Froude* for menor que um ($F < 1$), o rio apresenta regime de fluxo *tranqüilo* ou *corrente*. Se o *número de Froude* for maior que um ($F > 1$), o rio apresenta regime de fluxo *rápido* ou *encachoeirado* (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Com relação ao número de *Froude*, o rio Paraná, na seção de Porto São José, se enquadra no regime de fluxo tranqüilo ($F < 1$), uma vez que apresenta número de *Froude* igual a 0,90.

O fluxo fluvial pode ser caracterizado ainda como *permanente*, o que ocorre quando o canal fluvial apresenta uma velocidade e direção de fluxo constante ao longo do comprimento do canal, conservando sempre a mesma profundidade. Quando ocorrem variações na velocidade e profundidade ao longo deste perfil o fluxo é *não-permanente*.

O fluxo pode ser ainda *estável* ocorre quando determinado trecho do canal apresenta uma profundidade constante com o decorrer do tempo, caso contrário ele é chamado de instável.

A energia do total canal ou *stream power* (Ω), e a energia do canal por unidade de largura (Ω/L ou ω), são variáveis importantes na hidráulica fluvial, pois representam o trabalho despendido ou a energia perdida pelo canal devido ao regime de fluxo. Estas variáveis têm sido utilizadas na interpretação de processos erosivos, migração de canais, transporte e deposição de sedimentos, tipos de formas de leito, morfologia do canal e classificação rio-planície de inundação (NANSON & CROKE, 1992).

A energia total do canal e a energia específica do canal por unidade de largura são dados por:

$$\Omega = \gamma Q S \quad \text{Eq. 3}$$

Onde:

γ	peso específico da água	9.777,00 (a 25° C)	N/m ³
Q	descarga	8.841	m ³ /s
S	declividade da linha da água	2,02x10 ⁻⁵	m/m

$$\omega = \Omega/L \quad \text{Eq. 4}$$

Onde:

Ω	energia do canal	watts/m
L	largura	m

Na seção de Porto São José a energia total do canal, para uma temperatura de 25°C e utilizando-se os valores de descarga média, é de 17.460 W/m e a energia específica é de 14,24 W/m².

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

O movimento dos sedimentos no leito fluvial depende da estrutura mecânica do fluxo configurando um sistema dinâmico e em permanente evolução. As propriedades deste movimento estão relacionadas principalmente com as características do fluido (densidade e viscosidade) do escoamento (declividade e profundidade) e do sedimento (diâmetro e densidade) (YALIN,1972).

Os cursos d'água, em função de sua capacidade natural de transportar sedimentos, podem ser considerados um dos principais agentes de esculturação do modelado na superfície terrestre. O transporte fluvial reflete as características erosivas das vertentes e os processos hidrodinâmicos de erosão/deposição no canal, sendo este transporte também o responsável pelo retrabalhamento das calha fluvial e da morfologia de fundo.

O transporte de material realizado por um curso d'água está dividido em *carga dissolvida*, *carga suspensa* e *carga de fundo*. A *carga dissolvida* corresponde ao material que se encontra em solução na massa líquida. A *carga suspensa e de fundo* correspondem ao material detrítico que não sofreu dissolução, e é transportado em suspensão ou por forças mecânicas de saltação, rolamento ou tração.

A carga transportada por um curso d'água, seja dissolvida, em suspensão ou de fundo, é produto das interações entre a massa líquida em movimento, a superfície do canal fluvial e os diferentes tipos de sedimentos transportados. São duas as forças principais que atuam sobre a dinâmica fluvial e o transporte de sedimentos: a *força da gravidade* e a *Tensão de cisalhamento* (CHRISTOFOLETTI, 1981):

A *força da gravidade* é a força vertical exercida pela massa líquida sobre o canal, e direciona o fluxo das áreas com maior declividade para as partes mais baixas. A *tensão de cisalhamento* (τ) por unidade de área é a força de atrito existente entre o líquido em movimento e o canal, implicando em uma resistência ao escoamento e ao transporte de sedimentos. A tensão de cisalhamento total é estimada pela soma de três componentes (Figura 5):

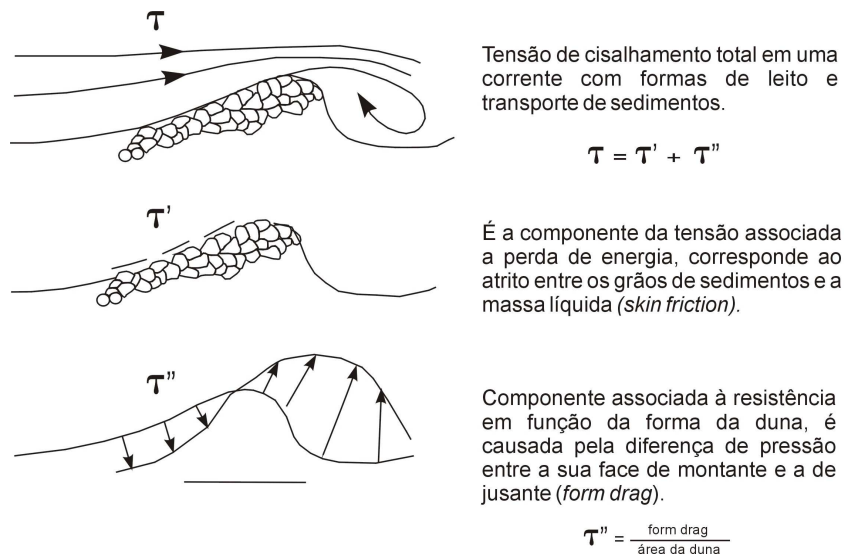


Figura 5 – Resistência de fluxo em canais com o fundo coberto de dunas.
(Modificado de ZHOU LIU, 2001).

Para avaliar a potência de uma corrente e a sua influência no transporte de sedimentos utiliza-se a tensão de cisalhamento total (τ) e a velocidade de cisalhamento total (ou velocidade crítica, V_c), expressas por:

$$\tau = \gamma R S \quad \text{Eq.5}$$

Onde:

γ	peso específico da água	9.777,00 (a 25°C)	N/m ³
R	raio hidráulico	9,64	m
S	declividade da linha da água	2,02x10 ⁻⁵	m/m

Para superar a resistência da tensão de cisalhamento o fluxo possui uma *Velocidade Crítica* (V_c), expressa por:

$$V_c = (g R S)^{1/2} \quad \text{Eq.6}$$

Com base nas equações 05 e 06 respectivamente, obteve-se, para seção Porto São José, uma *Tensão de Cisalhamento* (τ) igual a 1,90 N/m² (ou 0,19 kgf/m²) e uma *Velocidade Crítica* (V_c) de 0,0435 m/s.

Para obter a *Tensão de cisalhamento* e a *Velocidade Crítica*, utilizou-se a declividade da linha da água determinada por Martonni & Lessa (1999), a partir de registros de níveis diários da régua da estação fluviométrica de Porto São José e de uma segunda régua instalada a aproximadamente 7,2 km a jusante da primeira, no período entre 1994 e 1997.

Outra maneira de determinar a influência exercida pela força de cisalhamento sobre a velocidade é dada pela equação de rugosidade de Chézy, indicada para escoamentos turbulentos rugosos.

$$V = C (RS)^{1/2} \quad \text{Eq.7}$$

Onde:

C	coeficiente de Chézy = $\sqrt{8g/f}$
-----	--------------------------------------

De acordo com a equação 7, o coeficiente C da fórmula de Chézy depende do fator de atrito f , que é função do número de Reynolds e da rugosidade da parede. Dessa forma o valor da C pode ser posto como:

$$C = (8g)^{1/2} 2 \log \left(\frac{14,84R}{3d_{90}} \right) \quad \text{Eq. 8}$$

Diferentes fórmulas foram propostas para o cálculo do coeficiente de resistência, ou coeficiente de rugosidade de Chézy (C). A *proposta de Manning* é a mais utilizada e foi desenvolvida através de observações experimentais e de campo. Esta proposta é expressa por:

$$C = \left(\frac{R^{1/6}}{n} \right) \quad \text{Eq. 9}$$

Onde:

n	coeficiente de rugosidade de <i>Manning</i>
-----	---

Substituindo o coeficiente de Chézi (C) da equação 7 pela equação 9 chega-se a equação 10:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad 10$$

A equação 10 é conhecida como *fórmula de Manning* e é utilizada em canais permanentes com escoamento uniforme e turbulento rugoso.

Martonni & Lessa (1999) determinaram o coeficiente de rugosidade de *Manning* em diferentes seções do canal do rio Paraná a partir de levantamentos batimétricos e medidas sistemáticas de vazão e nível da água. Para a Seção Porto São José os referidos autores obtiveram os valores de 0,012, para rugosidade média observada e 0,022, para a rugosidade média ajustada pelo modelo hidrodinâmico. Neste caso os autores sugerem a utilização de um valor médio entre o valor experimental e o ajustado pelo modelo hidrodinâmico utilizado.

REGIMES DE FLUXO E FORMAS DE LEITO

A interação mútua entre o material sedimentar que compõe o leito e a corrente torna possível o desenvolvimento de uma grande variedade de formas topográficas de leito (SUGUIO & BIGARELLA, 1990). Nesta perspectiva, a topografia do leito apresenta uma natureza deformável e de rápida mutabilidade (CHRISTOFOLETTI, 1981). Nos canais aluviais, a rugosidade do canal e a configuração topográfica do leito oferecem resistência ao fluxo, e os processos morfogenéticos atuantes no canal moldam o fundo quando conseguem superar essa resistência e dar início ao transporte da carga sedimentar.

Tão logo o transporte é iniciado, o fluxo molda o canal em formas topográficas que migram progressivamente e mudam em resposta às variações de fluxo. Nos canais aluviais, em função da inconsistência do material de fundo, há uma facilidade para movimentação dos sedimentos e esculturação de formas topográficas.

Em virtude das diversas variáveis envolvidas na geração de formas topográficas de leito, torna-se difícil definir critérios plenamente satisfatórios para estabelecer uma classificação. Usando o critério da potência crescente do fluxo*, Simons & Richardson (1966) *apud* Christofolletti (1981), demonstraram a seguinte seqüência de formas: a) ondulações de pequena escala ou rugas b) dunas com pequenas ondas superpostas, c)

* A potência do fluxo é produto da velocidade (v) multiplicada pelo peso específico da água (γ), pela profundidade média (ou raio hidráulico) e pela declividade (S).

dunas, d) formas transicionais; e) leito plano sem movimentação de sedimentos f) ondas formadoras de antidunas, g) antidunas e ondas rebentantes, h) rápidos e soleiras (Figura 6).

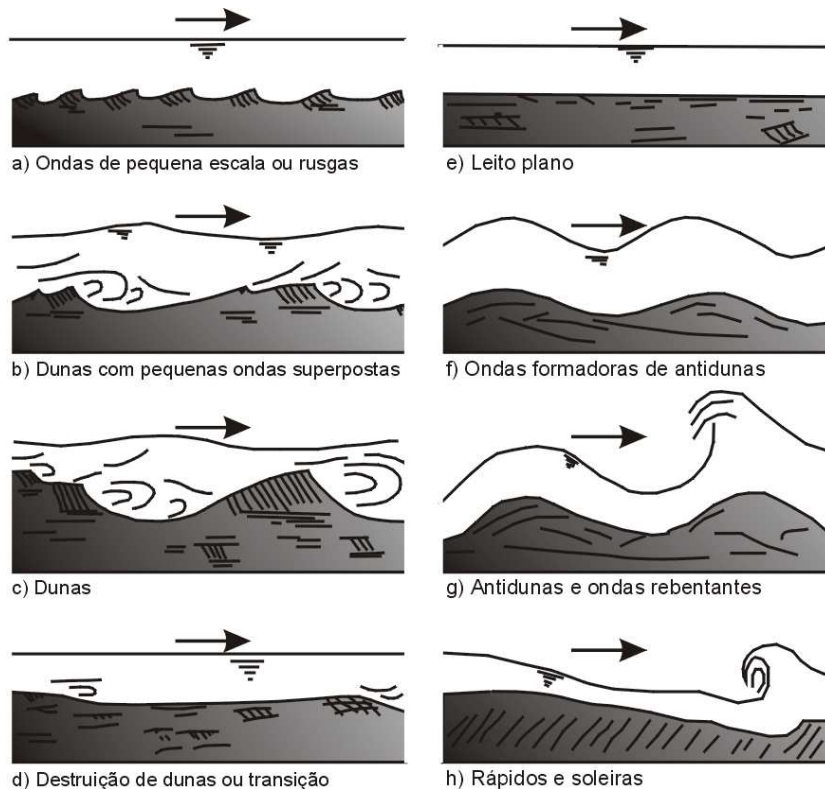


Figura 6- Formas de leito em canais aluviais (Modificado de SIMONS & RICHARDSON, 1966).

Em canais aluviais, o leito plano sem transporte de sedimentos pode até ser hipoteticamente concebido, mas sua existência em canais naturais não é viável. As ondas de pequenas escala (ondulações) ou rusgas (*ripples*) apresentam perfil longitudinal triangular com declividade suave em direção a montante e íngreme a jusante. As ondulações ocorrem em velocidades de fluxo ligeiramente superiores à velocidade crítica de início de movimento.

As ondas de areia (*sand waves*) são formas de leito mais desenvolvidas chegando a atingir até 13 m de altura e comprimento superior a 1 km. A profundidade sobre a crista é muito pequena e quase aflorante, o que proporciona o desenvolvimento de formas menores sobre elas (STEVAUX, 1993).

As dunas são formas assimétricas com perfil longitudinal semelhante ao das ondulações, com declividade suave para montante e íngreme para jusante, podendo

apresentar pequenas ondulações superpostas. São geradas sob condições de fluxo tranqüilo. Em geral apresentam-se para valores de *Froude* $\cong 1$. O rio Paraná enquadra-se nesta categoria, uma vez que apresenta regime do tipo fluvial com *Froude* = 0,90.

As formas transicionais consistem em um estágio intermediário entre as dunas e o leito plano com transporte de sedimentos. Na fase de transição o número de *Froude* situa-se ao redor de 1,1. Em experiências laboratoriais, os leitos planos são criados para determinar a força de cisalhamento e as mudanças das formas após o início do movimento.

As antidunas compõem um conjunto de formas com perfil assimétrico e cujas formas individuais movem-se em direção contrária ao fluxo. Em geral ocorrem em canais com declividade elevada e alta carga sedimentar de leito. Nestas condições, a movimentação da água é muito intensa e o fluxo turbulento, apresentando valores de *Froude* > 1 .

ANTECEDENTES SOBRE QUANTIFICAÇÃO DE TRANSPORTE DE FUNDO

Se por um lado, os métodos para medição de carga suspensa são abundantes na literatura, e foram padronizados pelo ASCE (1971), a quantificação da carga de fundo constitui ainda uma dificuldade a ser enfrentada. A quantidade de variáveis envolvidas na mecânica do transporte de sedimentos dificulta a determinação de um critério plenamente satisfatório na determinação do transporte de fundo.

A literatura menciona alguns métodos desenvolvidos nas décadas de 1940 e 1950, para medição da carga de fundo. Destes, alguns medem a quantidade de sedimentos transportados de maneira direta, através de levantamentos em campo. Outros estimam a quantidade de sedimentos transportados de maneira indireta, através de fórmulas que expressam a carga transportada, tomando como referência parâmetros hidráulicos da seção ou do trecho de estudo e das características do material de fundo.

Uma das formas empregadas para estimar a descarga sólida por arraste consiste na utilização de armadilhas de captura de sedimentos (EINSTEIN, 1944). Dentre os principais tipos de amostradores, os mais comuns são as armadilhas coletoras, que subdividem-se nos seguintes tipos: em formato de cesta, com abertura frontal e o recipiente coletor vazado (Figura 7a); em formato de caixa, com abertura na parte superior, a qual é enterrada no fundo do canal com abertura para cima (Figura 7b); em formato de cunha, providos de uma abertura frontal e com a parte posterior fechada

(Figura 7c) em formato de rampa através da qual o sedimento é conduzido para o recipiente de armazenamento (Figura 7d).

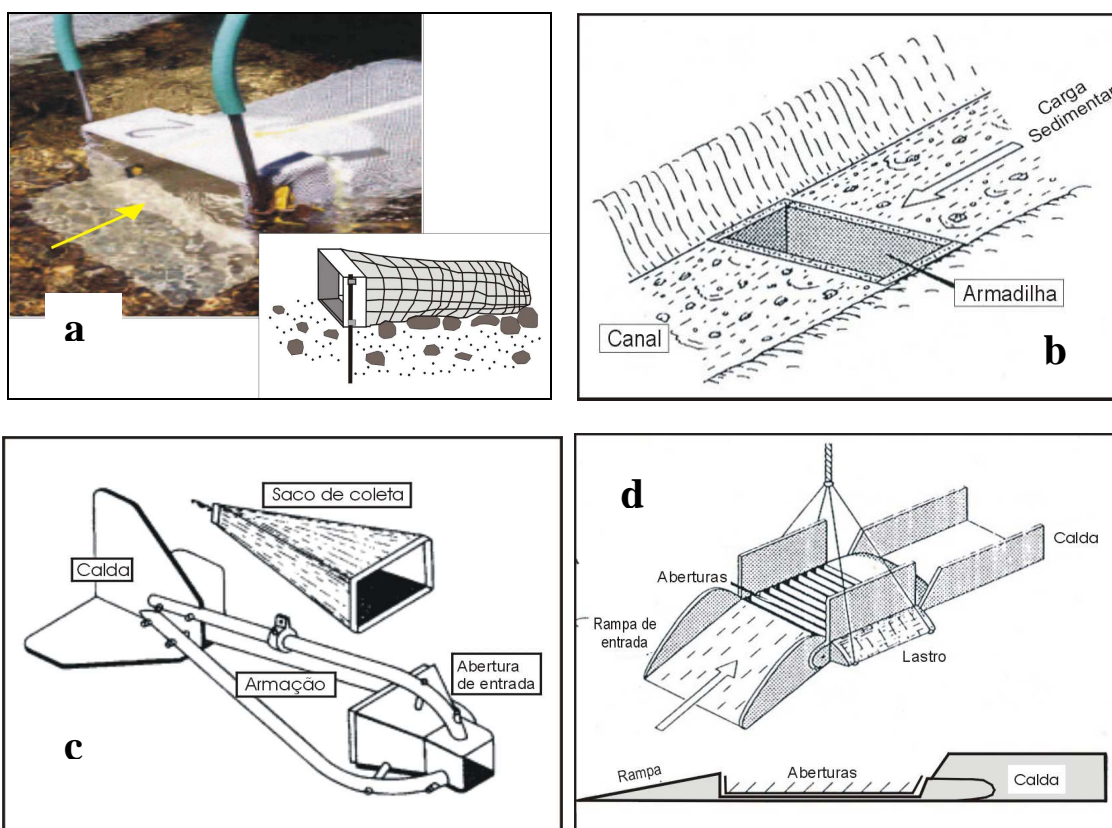


Figura 7 – Amostradores utilizados na determinação da carga de fundo (a- em formato de cesta, b- em formato de caixa, c – em formato de cunha, d- em formato de rampa. (Modificado de GREGORY & WALLING, 1985)

Em todos estes casos, avalia-se o volume de material acumulado pelas armadilhas coletoras em função de um determinado evento e/ou período de tempo.

A utilização deste tipo de técnica requer uma boa calibração, necessitando uma avaliação prévia das características hidrodinâmicas do canal onde se pretende quantificar a carga transportada.

O uso destas armadilhas é aconselhado para pequenos canais, com baixa velocidade de fluxo e baixa taxa de transporte de sedimentos. Em canais de grande magnitude, este tipo de instrumento é de difícil utilização, uma vez que requer a instalação de sistemas de bombeamento, utilizados no esvaziamento da caixa coletora (GREGORY & WALLING, 1985). Há de se considerar também que, a instalação de um instrumento ao longo do canal pode resultar em erros na quantificação do material transportado. A presença do coletor provoca um aumento na resistência ao escoamento, interferindo assim na

trajetórias das partículas. Como resultado, pode-se ter, no interior do coletor, um volume de material não condizente com o volume transportado pelo curso d'água.

Alguns autores mencionam ainda, o uso de traçadores fluorescentes, radioativos, material marcado ou sintético, todos estes de fácil detecção. O uso desta técnica requer que material marcado tenha características similares a do material do leito.

No caso do material radioativo, são usados materiais com reduzida meia-vida, sendo utilizados sensores de radioatividade para a sua detecção. O deslocamento dos traçadores é utilizado para determinar a velocidade de propagação dos sedimentos, e a carga sedimentar transportada pode ser determinada por amostragem e/ou aplicação de fórmulas.

O uso de fórmulas para o cálculo da carga de fundo, tem sido o método mais utilizado por hidrólogos e geomorfólogos para estimar a carga de fundo transportada por um curso d'água. Estas fórmulas variam desde métodos puramente empíricos até modelagens teóricas complexas. Em geral, tais metodologias tendem a associar a magnitude do transporte por unidade de largura à tensão de cisalhamento, à potência do escoamento e/ou à turbulência como os principais agentes responsáveis pelo transporte de sedimentos no fundo do canal.

O grau de confiabilidade de uma fórmula aplicada para se avaliar o transporte de sedimentos está relacionado com o grau de verificação desta fórmula ou seja, se os valores obtidos através da fórmula estão de acordo com os observadas na realidade. Outro erro inerente da aplicação das fórmulas de transporte está relacionado às características físicas do canal para o qual a fórmula foi desenvolvida, necessitando-se de ajustes e calibração ao ser aplicada em outros rios. É comum chegar-se a resultados completamente diferentes ao estimar a carga de fundo em um mesmo curso d'água através da aplicação de diferentes fórmulas.

O efeito acumulado do transporte de sedimentos por arraste pode ser estimado por levantamentos batimétricos (BORDAS & SEMMELMANN, 2001). Neste caso, deve-se efetuar levantamentos batimétricos sucessivos ao longo de um perfil longitudinal e, com base nas características do material e no deslocamento das formas de fundo, é possível estimar o arraste de material por unidade de largura (HUBBELL 1964, SIMONS *et al.* 1965 e FREDSE, 1981).

CAPITULO III – MÉTODO DO DESLOCAMENTO DAS DUNAS PARA MEDIÇÃO DA CARGA DE FUNDO

MÉTODO DO DESLOCAMENTO DE DUNAS PARA MEDIÇÃO DA CARGA DE FUNDO

O método do deslocamento de dunas permite medir indiretamente a carga de fundo em rios aluviais com o fundo coberto por dunas. Neste método, o cálculo da carga de fundo (C_f) de um canal é obtido pela determinação do tamanho das dunas e de sua velocidade de deslocamento (STUCKRATH, 1969).

A presente metodologia vem sendo aplicada no baixo curso do rio Paraná por pesquisadores da Universidade Nacional del Litoral, Santa Fé, Argentina, (Lima *et al.* 1990, Amsler & Gaudin 1994) e vem apresentando bons resultados.

Hubbell (1964), Simons *et al.* (1965) e Fredsøe (1981) demonstraram que num rio aluvial de fluxo permanente e aproximadamente uniforme, e que percorre um fundo móvel com formas de leito desenvolvidas, a carga sedimentar de fundo pode ser determinada pela equação de Stukrath (1969), expressa por:

$$C_f = (1-p)H k u_d \quad \text{Eq. 11}$$

Onde:

p	porosidade do material de fundo (~0,4 para areias)
H	altura média das dunas
k	coeficiente de forma das dunas (~0,67 para dunas naturais)
u_d	velocidade de deslocamento das dunas

O valor de porosidade (p) adotado de 0,4 foi sugerido por um grande número de autores como o mais aproximado para areia fina a média, granulometria predominante nas amostras coletadas no rio Paraná (Stevaux & Takeda, 1995, Orfeo & Stevaux, 2002 e Crispim 2000).

Partindo-se do pressuposto que as dunas naturais não apresentam uma forma triangular exata, caracterizando-se por ter a face de montante mais estendida e com declividade mais suave e a face de jusante mais abrupta e com maior declividade, adotou-

se um coeficiente de forma a fim de minimizar os erros advindos desta variável no cálculo da carga de fundo.

A constante referente à forma da duna varia geralmente entre 0,50 e 0,66, conforme mencionado por Stukrath (1969) e Lima *et al.* (1990). Mais recentemente, Amsler & Prendes (2000) optaram pela constante de 0,67, após avaliarem estatisticamente uma série de dunas no médio curso do rio Paraná.

A aplicação desta equação pressupõe formas de leito em equilíbrio, ou seja, as dunas mantêm sua forma à medida em que migram para jusante a uma certa velocidade ($d/\Delta t$), menor que a velocidade da corrente (AMSLER & PREDES, 2000) como mostra a Figura 8.

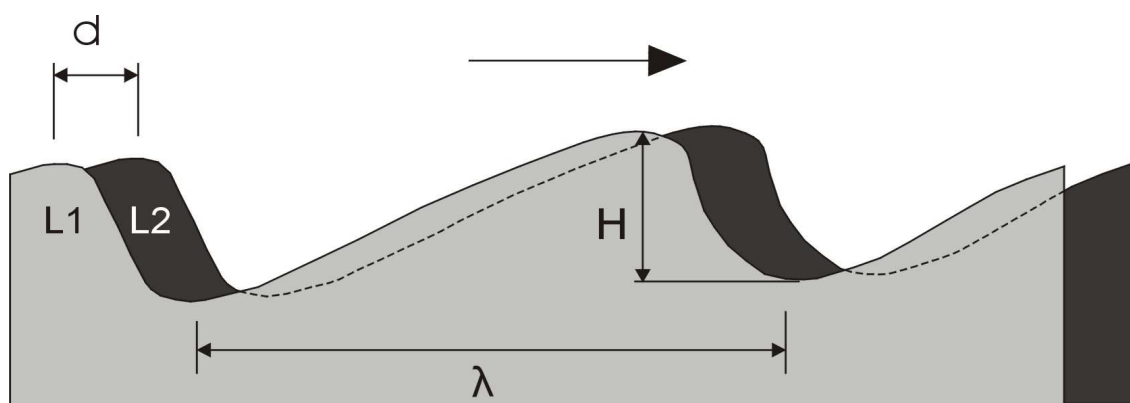


Figura 8 – Duna típica de uma corrente aluvial. ($d/\Delta t$ - deslocamento/tempo; H – altura das dunas; λ – comprimento da duna). Modificado de Amsler & Prendes (2000).

Lima *et al.* (1990) e Stevaux *et al.* (1994) demonstraram que as formas de leito existentes no alto rio Paraná encontram-se, em sua maior parte, em condições de equilíbrio, possibilitando assim a aplicação desta metodologia.

LEVANTAMENTO DE CAMPO

Perfil Longitudinal

O cálculo da carga de fundo de um canal é obtido pela determinação do tamanho das dunas e sua velocidade de deslocamento ao longo de um perfil longitudinal (STUCKRATH, 1969). Assim sendo, para determinar a quantidade de sedimentos

mobilizados, foi necessária a realização de sucessivos levantamentos ecobatimétricos com um intervalo de tempo predeterminado.

Para realização deste estudo foram realizadas três campanhas de campo, cada uma com dois levantamentos ecobatimétricos. As campanhas de campo foram realizadas nos meses de nov/dez de 2002, jun/jul de 2003 e nov/dez de 2003. Durante a realização dos levantamentos o rio Paraná, na seção Porto São José, apresentou descargas médias de 6.256, 5m³/s, 7.625,63 m³/s e 7.625,6 m³/s respectivamente. Embora as duas primeiras campanhas terem sido realizadas em períodos com descarga abaixo da média anual, convém salientar que estas foram as vazões que mais se repetiram durante o ciclo hidrológico do rio (Figura 9).

O sistema utilizado para coleta dos dados batimétricos é constituído de uma ecossonda modelo Furuno GP-1650F (Figura 10) e um *Sistema de Posicionamento Global* (GPS), acoplados a um computador portátil. O *software Fugawi3* faz o processamento do sinal e o armazenamento dos dados, os quais podem ser exportados em formato de tabelas para outros *softwares*.

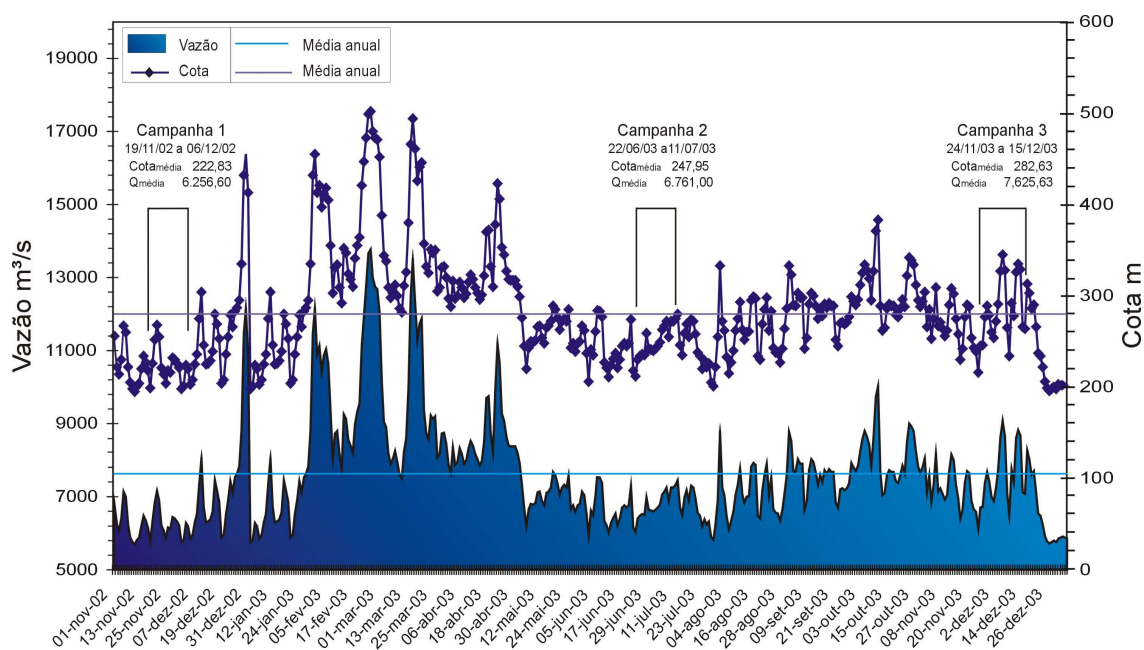


Figura 9- Período da realização das campanhas de campo.

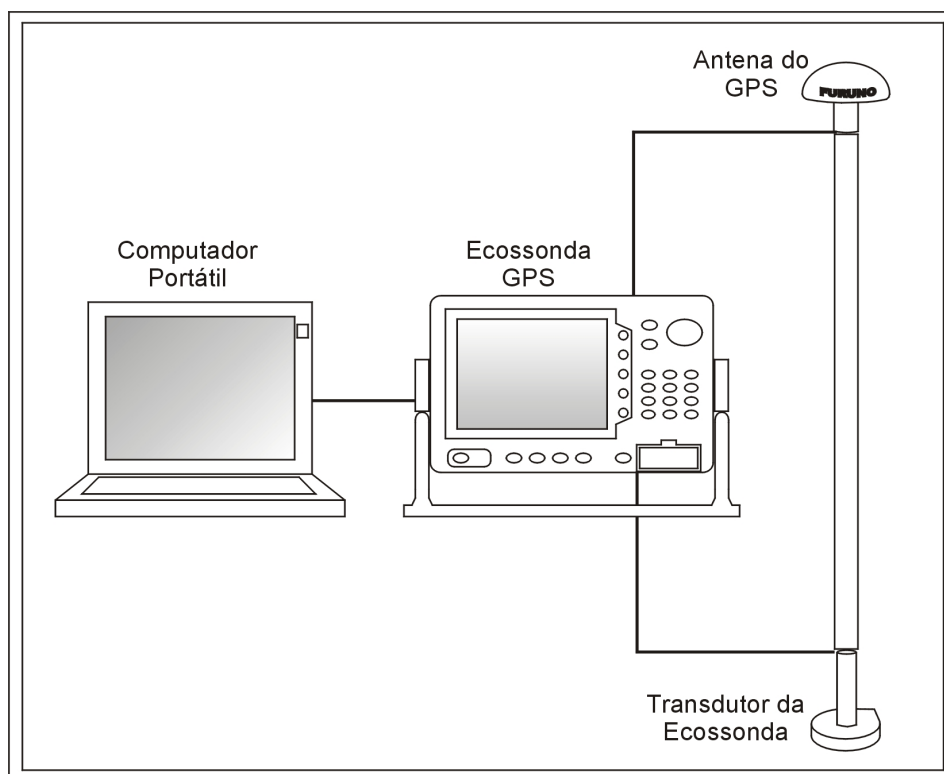


Figura 10 – Equipamentos utilizados no levantamento dos perfis batimétricos

A correspondência entre os dados de profundidade, fornecidos pela ecossonda, e os dados de posição fornecidas pelo GPS resultaram em um conjunto de pontos batimétricos georreferenciados (Figura 11).

Point	Location	Altitude	Time	Distance	Speed
1	22° 43' 06,78" S 53° 11' 03,42" W	-9,9 m	11/7/2003 11:36:37		
2	22° 43' 06,84" S 53° 11' 03,42" W	-9,8 m	11/7/2003 11:36:39	0,002 km	3,3 km/h
3	22° 43' 06,90" S 53° 11' 03,42" W	-9,7 m	11/7/2003 11:36:40	0,002 km	6,6 km/h
4	22° 43' 06,96" S 53° 11' 03,42" W	-9,7 m	11/7/2003 11:36:41	0,002 km	6,6 km/h
5	22° 43' 06,96" S 53° 11' 03,48" W	-9,7 m	11/7/2003 11:36:42	0,002 km	6,2 km/h
6	22° 43' 07,02" S 53° 11' 03,48" W	-9,7 m	11/7/2003 11:36:43	0,002 km	6,6 km/h
7	22° 43' 07,08" S 53° 11' 03,48" W	-9,7 m	11/7/2003 11:36:44	0,002 km	6,6 km/h
8	22° 43' 07,14" S 53° 11' 03,54" W	-9,7 m	11/7/2003 11:36:45	0,003 km	9,1 km/h
9	22° 43' 07,20" S 53° 11' 03,54" W	-9,8 m	11/7/2003 11:36:46	0,002 km	6,6 km/h
10	22° 43' 07,26" S 53° 11' 03,54" W	-9,8 m	11/7/2003 11:36:47	0,002 km	6,6 km/h

Figura 11 - Conjunto de dados obtidos através da ecossonda/GPS

Com o auxílio dos *softwares Fugawi3*, utilizado na coleta de dados e geração dos perfis, e *Surfer 8.0*, utilizado na interpolação dos pontos batimétricos, foram elaborados perfis ecobatimétricos georreferenciados e mapas batimétricos da seção de estudo.

Na primeira série de levantamentos foram definidos e posicionados com GPS quatro pontos (P1, P2, P3, P4), com equidistância de aproximadamente 235 m distribuídos ao longo de uma seção transversal no extremo montante do trecho de estudo (Figura 12). Cada ponto deu origem a um perfil longitudinal com cerca de 2 km de extensão obtidos com o barco navegando no sentido da corrente. Para cada perfil batimétrico central foram realizados dois perfis paralelos separados deste por uma distância de 50m. (Figura 13).

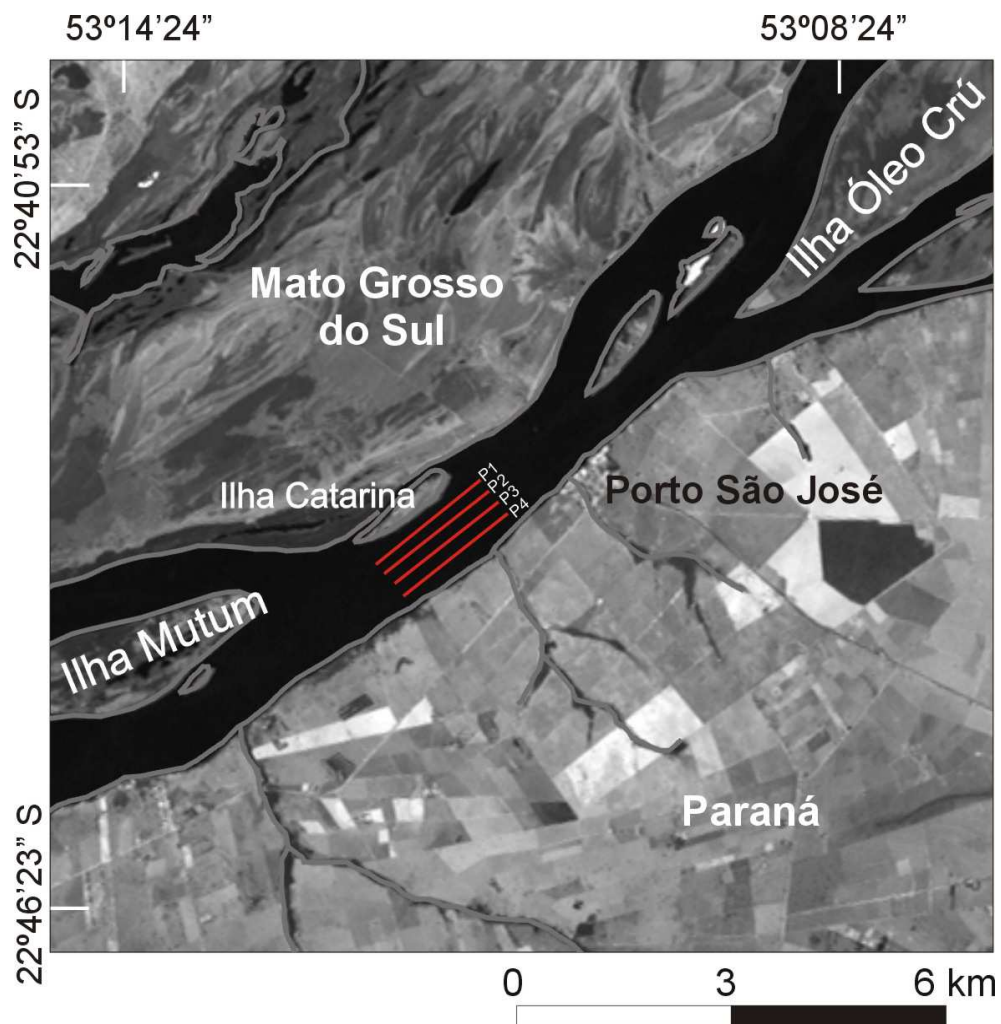


Figura 12– Localização dos perfis principais ao longo do canal – Imagem LANDSAT ETM+7 – 18/11/1999

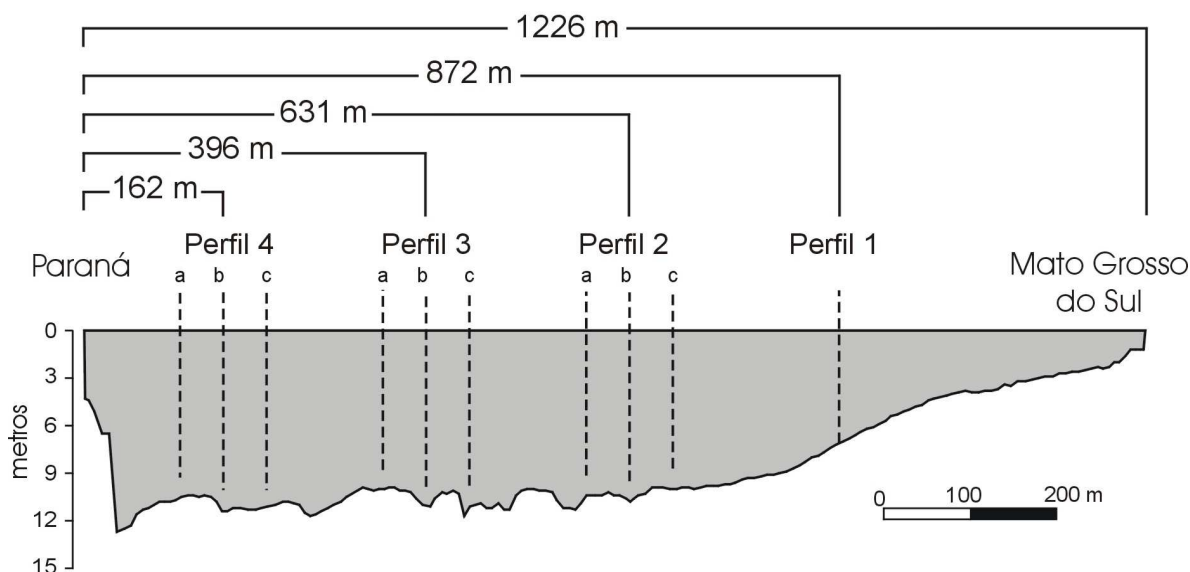


Figura 13 - Localização dos perfis na seção transversal

Na segunda série de levantamentos, com auxílio de um sistema de navegação por GPS, buscou-se percorrer novamente os perfis amostrados no levantamento anterior. Cada campanha envolveu ainda a medição da velocidade de fluxo através do levantamento de perfis transversais e tomada de verticais de velocidade de fluxo. Também foram coletadas amostras de material de fundo e suspenso.

Coleta de material de fundo

Para a quantificação carga de fundo é de fundamental importância conhecer as características físicas do material do leito.

Na coleta de material de fundo utilizou-se um amostrador de fundo do tipo *Van Veen* (amostrador de mandíbulas), sendo coletada uma amostra de material de fundo para cada perfil ecobatimétrico principal (Figura 14).

O método utilizado para determinar o tamanho das partículas do material de fundo foi o peneiramento, uma vez que este material é constituído basicamente por areia.



Figura 14 - Amostrador utilizado na coleta de material de fundo.

Coleta de material suspenso

Para determinação da carga suspensa, em cada campanha de campo foram tomadas amostras de água nos pontos iniciais dos quatro perfis principais. Para a coleta de água utilizou-se como amostrador a garrafa de *Van Dorn*. (Figura 15).

As amostras foram armazenadas em garrafas de 5 litros. Destes, foram retiradas duas alíquotas em provetas de 1 litro, as quais foram submetidas ao processo de filtração, mediante um dispositivo de filtração ligado a uma bomba de vácuo, com o uso de filtros pré-pesados (Microfiltro de fibra de vidro de $0,2\mu\text{m}$ – GF 52-C Ø 47 mm), utilizando-se o método descrito por Orfeo (1995).



Figura 15– Amostrador utilizado na coleta de água

TRATAMENTO DAS INFORMAÇÕES BATIMÉTRICAS

O tratamento dos dados batimétricos levantados em campo obedece uma seqüência de cálculos, que inicia com a caracterização individual das dunas de cada perfil. Nesta etapa são mensuradas a altura, a comprimento, a profundidade para cada duna do perfil. Os perfis obtidos nas duas séries de levantamentos são comparados e cada duna é visualmente identificada nos dois levantamentos de uma mesma campanha.

Na etapa seguinte, as dunas são codificadas numericamente e combinadas em um mesmo gráfico. A combinação dos perfis realizados nos dois levantamentos serve de base para o cálculo do deslocamento das dunas (d_i). Este deslocamento é dado pela diferença entre a crista da duna nos dois levantamentos consecutivos (Figura 16).

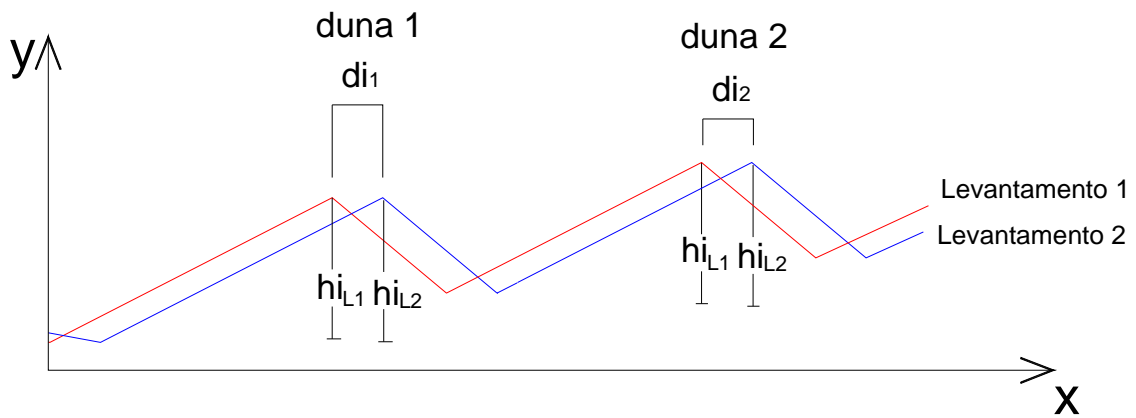


Figura 16 – Movimento das dunas no sentido de jusante.

A **velocidade de deslocamento** (u_{di}) entre dois levantamentos sucessivos **para cada duna** de um perfil é dada por:

$$u_{di} = \frac{d_i}{\Delta t} \quad \text{Eq. 13}$$

Onde:

u_{di}	velocidade de deslocamento da duna
d_i	deslocamento da duna
Δt	tempo entre dois levantamentos sucessivos

A altura média de cada duna de um perfil é dada por:

$$h_i = \frac{h_{iL1} + h_{iL2}}{2} \quad \text{Eq. 15}$$

Onde:

h_i	altura média da duna
h_{iL1}	altura da duna no primeiro levantamento
h_{iL2}	altura da duna no segundo levantamento

Dessa forma, a carga de fundo de um perfil é dada por (Equação 11):

$$C_f = (1-p)H k u_d$$

A carga de fundo de um perfil será dada pela média dos valores obtidos nos três perfis que o compõem, ou seja:

$$C_{f Pn} = \frac{C_{f a} + C_{f b} + C_{f c}}{3} \quad \text{Eq. 16}$$

Onde:

$C_{f Pn}$	Carga de fundo do Perfil n
$C_{f a}$	Carga de fundo obtida em Pna
$C_{f b}$	Carga de fundo obtida em Pnb
$C_{f c}$	carga de fundo obtida em Pnc

A descarga de fundo total, dada em unidade de largura, será a média ponderada pela largura de abrangência da cada perfil (Figura 16). Assim sendo, C_f total da seção será dada por:

$$C_{f \text{ Total}} = (C_{f P1} \cdot W_{P1}) + (C_{f P2} \cdot W_{P2}) + \dots + (C_{f Pn} \cdot W_{Pn}) \quad \text{Eq. 17}$$

Onde:

$C_{f Pn}$	carga de fundo calculada para cada Perfil (P1, P2,...)
W_{Pn}	largura de abrangência de cada perfil

O valor de C_f para cada perfil será dado em m^2/dia que estendida para largura de abrangência do perfil pode ser expressa em m^3/dia . Multiplicando-se este valor pelo peso

específico da areia (2.650 kg/m^3), obtêm-se o peso do material transportado para o período analisado.

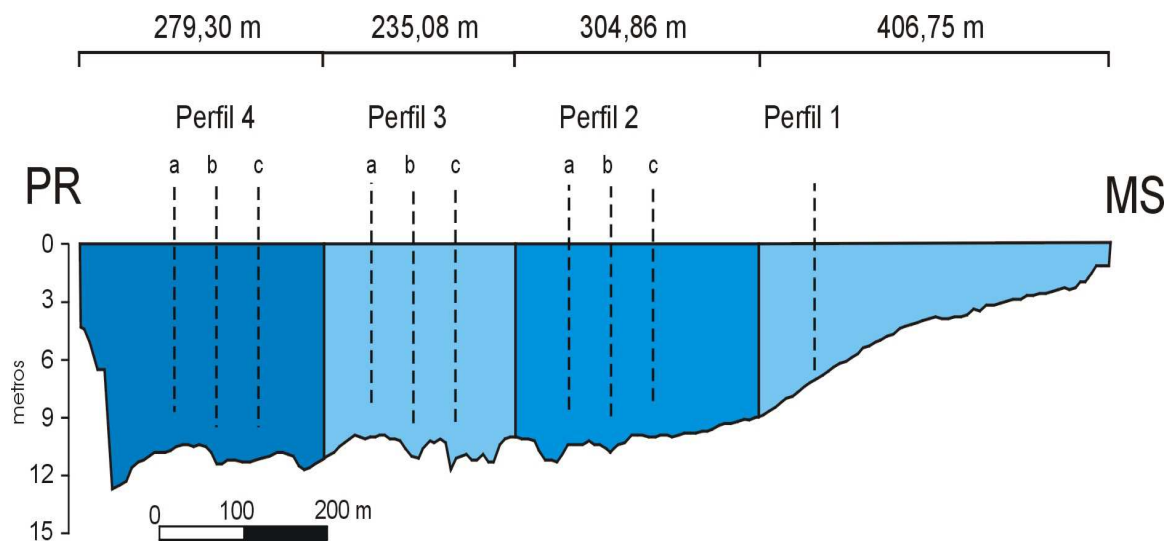


Figura 17 – Largura de abrangência dos perfis longitudinais

CAPITULO IV - CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DAS FORMAS DE LEITO E QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DAS FORMAS DE LEITO NA SEÇÃO DE PORTO SÃO JOSÉ

Os canais aluviais, devido à inconsistência do material granular que compõe o leito, apresentam uma grande variedade de formas de leito as quais apresentam uma grande mobilidade em função do transporte da carga sedimentar no fundo do canal.

No alto curso do rio Paraná, Stevaux (1993) identificou a presença de quatro formas principais: ondulações (*ripples*), que são formas efêmeras bastante dinâmicas com altura variando de poucos centímetros a 0,30 m; megaondulações (*megaripples*) que são formas de grande mobilidade com alturas variando entre 0,30 até 1,5 m e encontradas em profundidades superior a 3 m; dunas subaquosas, que apresentam variações de tamanho que vai de 1,5m a 7,5 m de altura e 50 a 500 m de comprimento sendo a forma mais comum encontrada no rio Paraná; ondas de areia, que são formas de leito mais desenvolvidas chegando a atingir 13 m de altura e 1200 m de comprimento.

Dado o caráter aleatório do movimento das formas de fundo, o deslocamento de uma única duna não representa as condições médias de transporte que se produzem em um determinado trecho do canal (AMSLER & PREDES, 2000). Para aplicar a equação de Struckrath (1969) (Equação 16) em um canal aluvial é necessário conhecer as características morfológicas do trecho de estudo. A determinação da morfologia das formas de fundo foi definida a partir de medições de suas características geométricas: altura (h) comprimento (λ_i) e empinamento (h/λ_i).

Para efetuar a caracterização das formas de fundo nesta pesquisa, foram selecionadas o maior número possível de dunas de cada perfil, com características mais representativas. Os perfis que não apresentaram um padrão geométrico bem definido foram descartados.

Nos perfis batimétricos analisados, as dunas foram as formas de leito predominantes, com alturas variando de 0,60 m a 2,00 m e comprimentos entre 50 e 150 m.

O comprimento foi medido entre dois vales consecutivos. A altura foi determinada a partir da diferença entre a crista da duna e o vale à sua jusante, (Figura 7). Para determinar a profundidade média tomou-se como referencia o ponto médio da duna onde metade da duna encontra-se acima desta profundidade e metade abaixo.

Comparando-se as características geométricas, altura (h), comprimento (λ_i), empinamento (h/λ_i) ao longo da seqüência de dunas (Tabela 2), constatou-se que estes

parâmetros apresentaram poucas variações entre os dois levantamentos de uma mesma campanha

Tabela 1 – Caracterização geométrica das dunas por perfil

<i>Campanha 1</i>						
<i>Perfil</i>	<i>hi_m (m)</i>		<i>λ_m (m)</i>		<i>hi/λ_m</i>	
	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>
<i>P1</i>	0,80	0,85	99,01	98,31	0,008	0,008
<i>P2 a</i>	1,36	1,30	54,22	51,23	0,025	0,025
<i>P2c</i>	1,37	1,23	52,33	49,2	0,026	0,028
<i>P3 a</i>	1,31	1,53	48,39	54,16	0,027	0,028
<i>P3b</i>	1,07	0,95	47,01	41,57	0,023	0,020
<i>P3 c</i>	1,26	1,10	46,35	45,98	0,027	0,025
<i>P4 a</i>	1,41	1,45	55,34	53,56	0,025	0,027
<i>P4b</i>	1,36	1,44	68,45	67,85	0,020	0,021
<i>P4 c</i>	2,12	2,16	68,24	69,86	0,031	0,031

<i>Campanha 2</i>						
<i>Perfil</i>	<i>hi_m (m)</i>		<i>λ_m (m)</i>		<i>hi/λ_m</i>	
	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>
<i>P2a</i>	1,63	1,67	60,03	56,83	0,027	0,029
<i>P2b</i>	1,58	1,80	56,39	59,60	0,029	0,030
<i>P2c</i>	1,37	1,40	81,27	96,56	0,017	0,017
<i>P3a</i>	1,49	1,49	54,97	51,84	0,028	0,030
<i>P3b</i>	1,67	1,54	57,70	56,80	0,030	0,028
<i>P3c</i>	1,37	1,45	56,04	53,04	0,025	0,028
<i>P4a</i>	2,20	2,28	72,57	76,20	0,030	0,029
<i>P4b</i>	1,81	1,62	68,57	64,16	0,026	0,025
<i>P4c</i>	1,38	1,45	53,02	51,96	0,027	0,029

<i>Campanha 3</i>						
<i>Perfil</i>	<i>hi_m (m)</i>		<i>λ_m (m)</i>		<i>hi/λ_m</i>	
	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>	<i>L 1</i>	<i>L 2</i>
<i>P2a</i>	1,79	1,73	78,19	75,08	0,023	0,023
<i>P2b</i>	1,15	1,29	49,69	54,49	0,023	0,023
<i>P2c</i>	1,26	1,18	85,60	79,31	0,014	0,014
<i>P3a</i>	1,12	1,09	52,54	48,52	0,023	0,022
<i>P3b</i>	1,24	1,19	66,54	60,50	0,020	0,020
<i>P3c</i>	1,27	1,25	74,04	76,45	0,017	0,016
<i>P4a</i>	1,96	1,95	87,27	86,28	0,022	0,022
<i>P4b</i>	1,03	0,87	62,61	76,74	0,016	0,011
<i>P4c</i>	1,28	1,43	60,14	61,01	0,022	0,023

L – levantamento, hi_m – altura média das dunas, λ_m – comprimento médio das dunas, hi/λ_m - empímaneto médio das dunas.

A análise comparativa dos perfis ecobatimétricos mostraram ainda que as formas de leito encontradas no trecho de estudo apresentam pequeno aumento na altura das dunas da margem direita (Mato Grosso do Sul) em direção a margem esquerda (Paraná). Isso

pode ser observado através da variação da tensão de cisalhamento em função da rugosidade do fundo, a qual apresenta o mesmo comportamento.

O valor crescente da tensão de cisalhamento em direção a margem do Paraná está associado a um aumento na rugosidade do fundo nesta direção, pois as dunas que cobre o fundo do canal apresentam um aumento na sua altura e comprimento neste sentido.

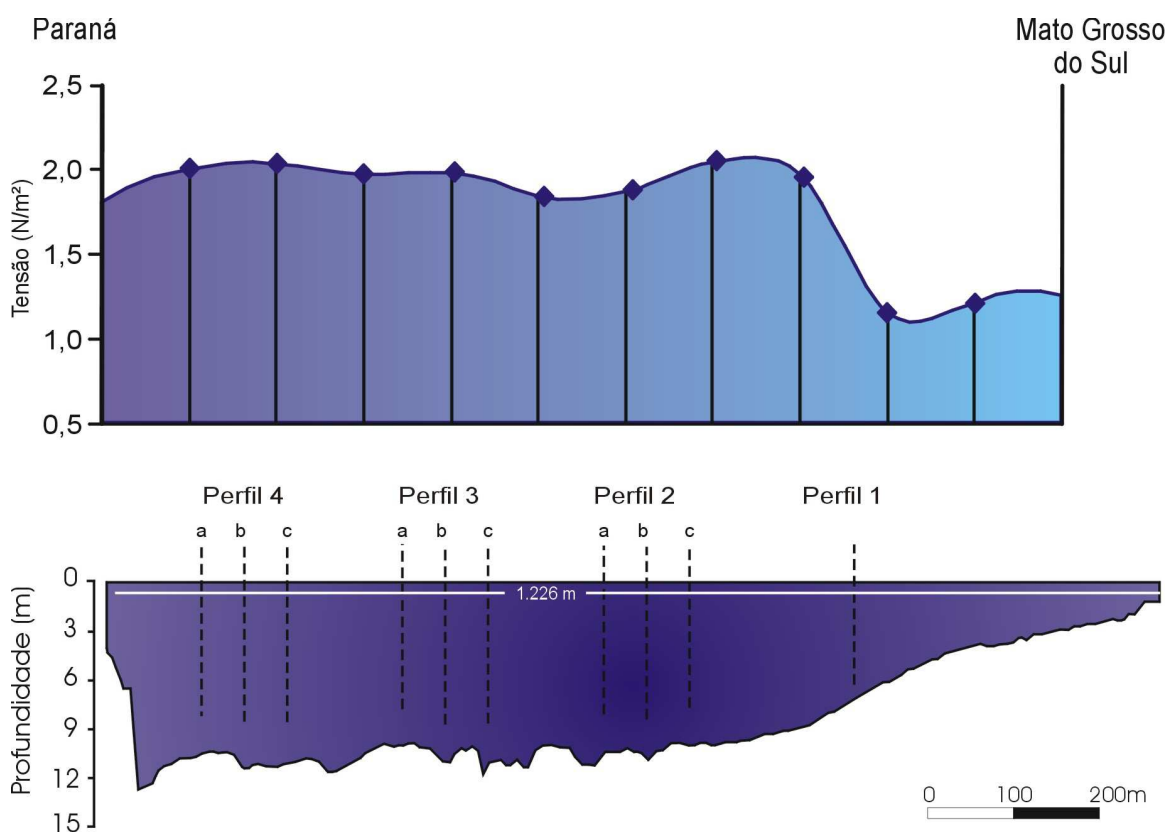


Figura 18 – Tensão de cisalhamento devido a rugosidade de fundo.

VELOCIDADE DE FLUXO

A velocidade de fluxo foi medida através de um molinete, tomando-se medidas na superfície, a 20%, 60% e 80% da profundidade total. Os pontos de velocidades obtidos foram interpolados

Na primeira campanha a velocidade de fluxo variou entre 0,55 m/s e 0,85 m/s para uma vazão média de 6.256,65 m³/s, na segunda campanha esta variação foi de 0,55 a 0,90, para uma vazão média de 6.761,75 m³/s e, na terceira campanha obteve-se uma variação entre 0,45 a 0,90 m/s, para uma vazão média de 7.625 m³/s (Figura 19).

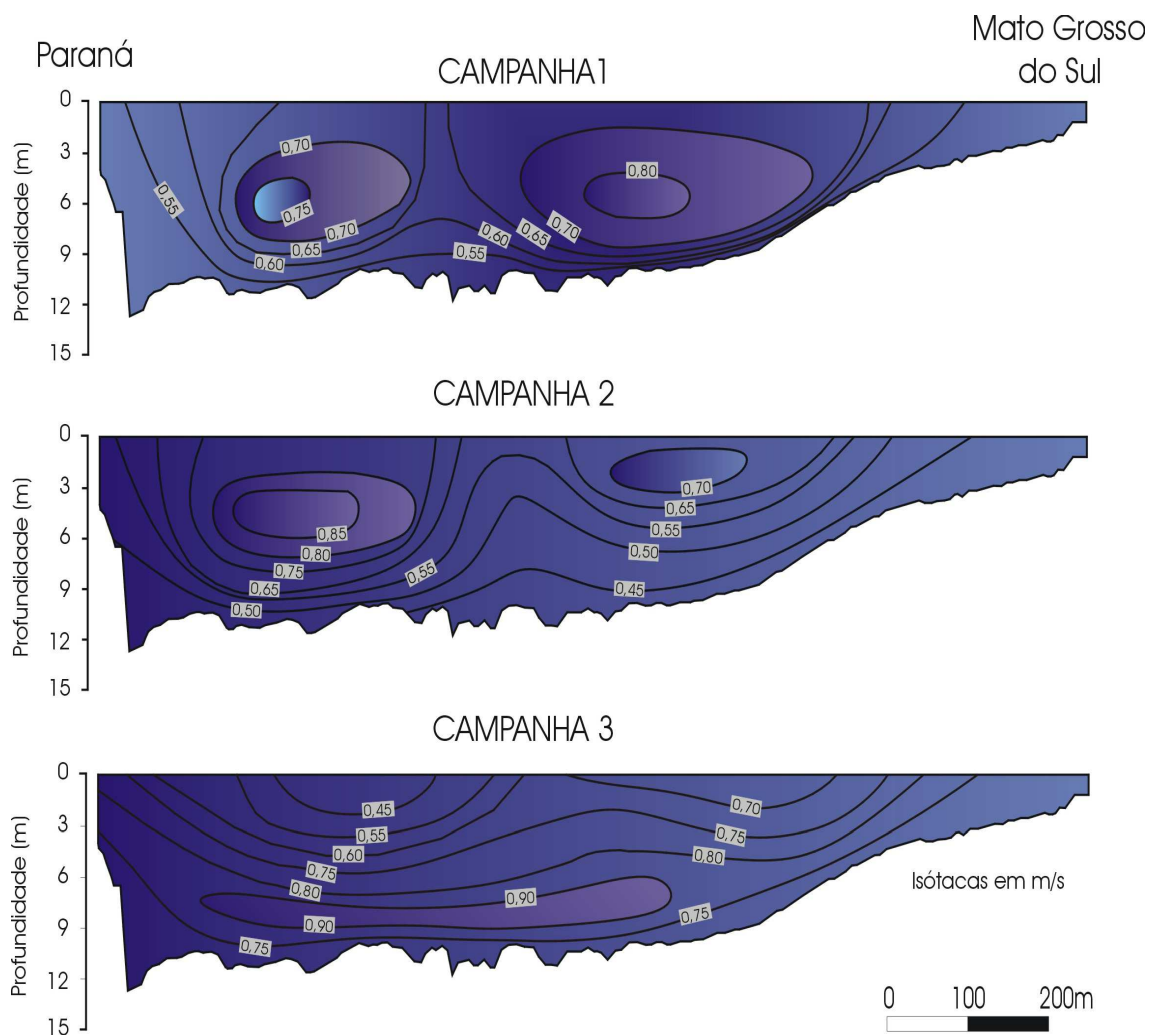


Figura 19– Perfis de velocidade de Fluxo

CARGA SUSPensa

Quando uma partícula sedimentar é movimentada e soerguida em relação a superfície do leito, a partícula de granulometria muito fina tende a ser incorporada ao fluxo do fluido (CRISTOFOLETTI, 1981). Havendo diminuição na velocidade de soerguimento desta partícula, diminui-se a força de sustentação para mantê-la suspensa e integrada ao fluxo e ela acaba sendo depositada ao aproximar-se do fundo.

Ao longo deste trabalho, durante as três campanhas de campo realizadas, foram coletadas, na seção de Porto São José, amostras de água para determinação do material em suspensão (Figura 20).

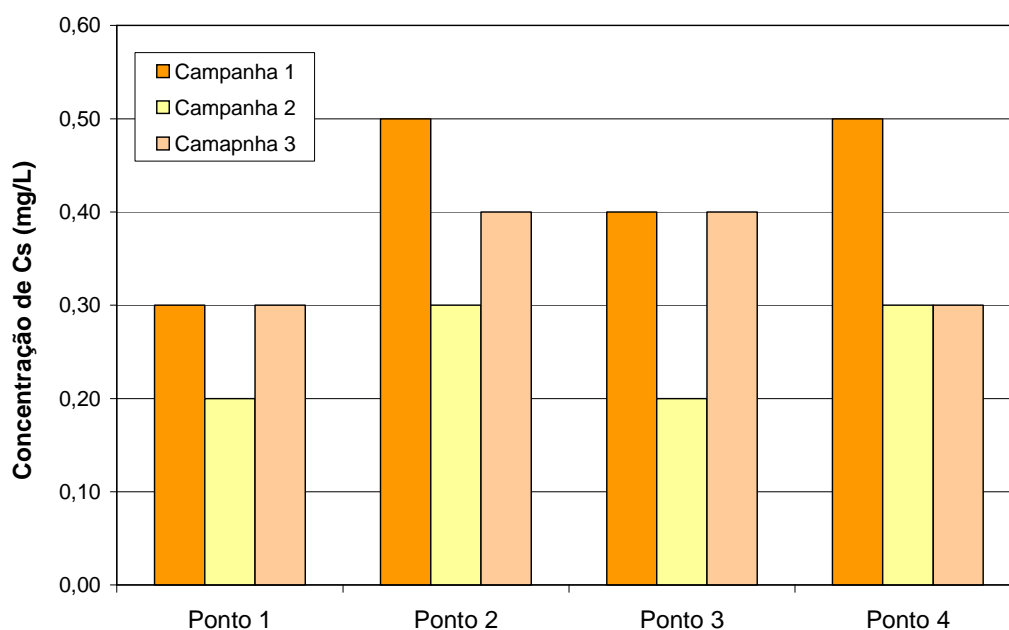


Figura 20– Concentração de sólidos em suspensão no Rio Paraná - 2002-2003

Como é possível observar no gráfico anterior, a concentração de material em suspensão variou de 0,2mg/l a 0,5mg/l, sendo que as maiores concentrações foram obtidas nas campanhas realizadas em período de maior débito. O ponto P1, mais próximo a margem direita (MS) foi o que apresentou menor concentração de material em suspensão. Nos demais pontos, os valores de concentração mostraram-se mais elevados, sendo os pontos P2 e P4 os que apresentaram as maiores concentrações..

Os dados de sedimentos em suspensão obtidos no período de 1988 e 1989 (ITAIPU BINACIONAL, 1990 apud CRISPIM 2001), mostram que a concentração de carga suspensa variava entre 10 mg/l (período de cheia) e 30 mg/l (período de estiagem), com uma média anual de 24 mg/l. Após a introdução do barramento a montante, tem-se verificado uma gradativa redução na concentração de sólidos suspensos. Crispim (2001), obteve, para o período entre 1994 e 1995, valores médios de 14,75 mg/l, e para o período entre 2000 e 2001, valores médios de 10,80 mg/l. Considerando-se estes valores, observa-se que houve uma redução de 56,7 % de 1988 para 2001.

O quadro atual mostra concentrações ainda menores. As coletas realizadas entre novembro de 2002 e dezembro de 2003 mostraram uma variação entre 0,20 mg/l e 0,55 mg/l no período de menor descarga, e entre 0,75 mg/l e 1,15 mg/l nos períodos onde

houveram as maiores descargas, com uma concentração média anual de 0,85 mg/ℓ (Figura 21).

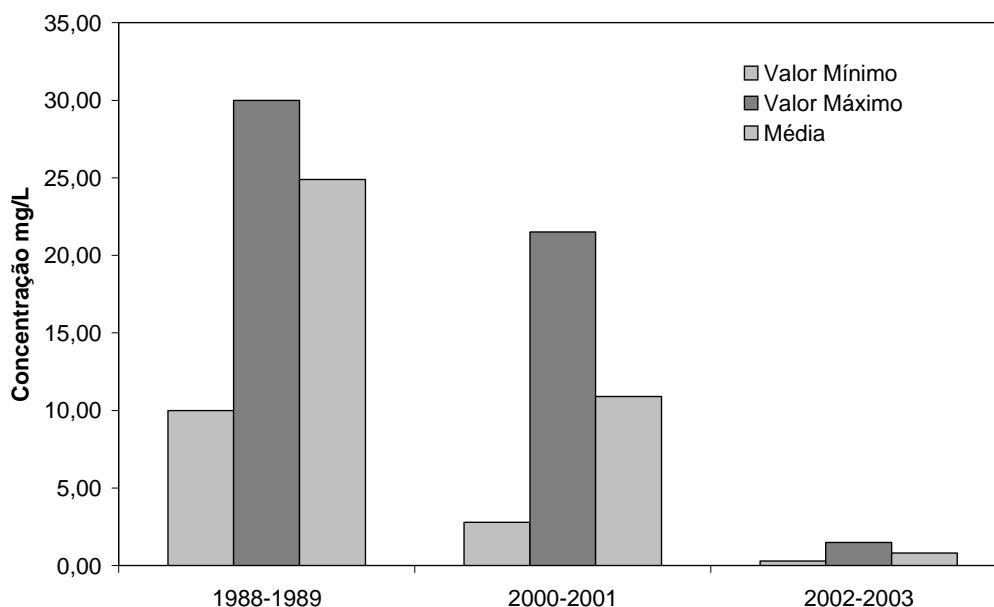


Figura 21 – Gráfico comparativo de carga suspensa em diferentes períodos.

QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO NA PRIMEIRA CAMPANHA

Na primeira campanha de campo (nov-dez/2002), os perfis P1, P2b, P4a, P4b, P3a e P3c e foram os que apresentaram melhor correspondência entre os dois levantamentos, assegurando uma boa similaridade entre as seqüências de dunas (Figuras 22 a 27).

Nos demais perfis, onde não foi identificada a mesma seqüência de dunas, observou-se no segundo levantamento um deslocamento lateral na trajetória do barco, não havendo um recobrimento satisfatório do perfil anteriormente levantado. Isto dificultou a aplicação da metodologia proposta. Dessa forma, os referidos perfis foram descartados.

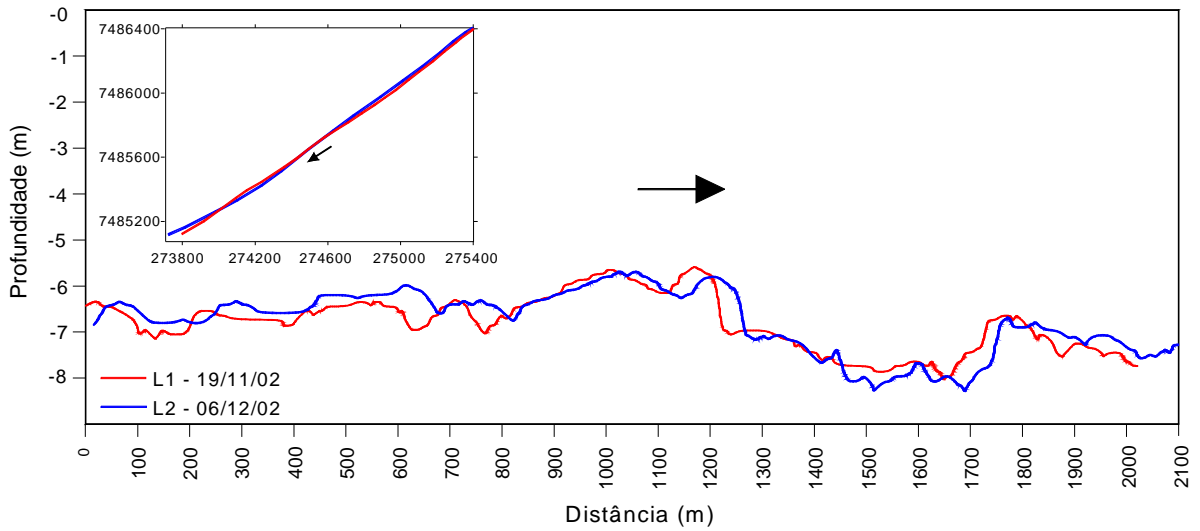


Figura 22 – P 1, Campanha 1 – No quadro à esquerda superposição no trajeto nos dois levantamentos.

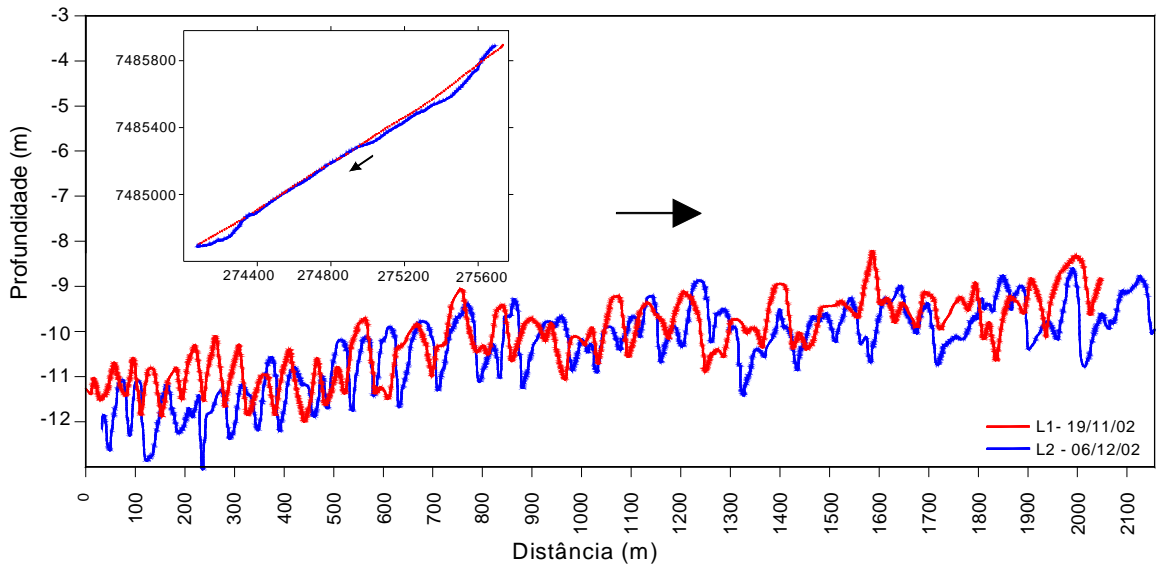


Figura 23– P 3 a – Campanha 1

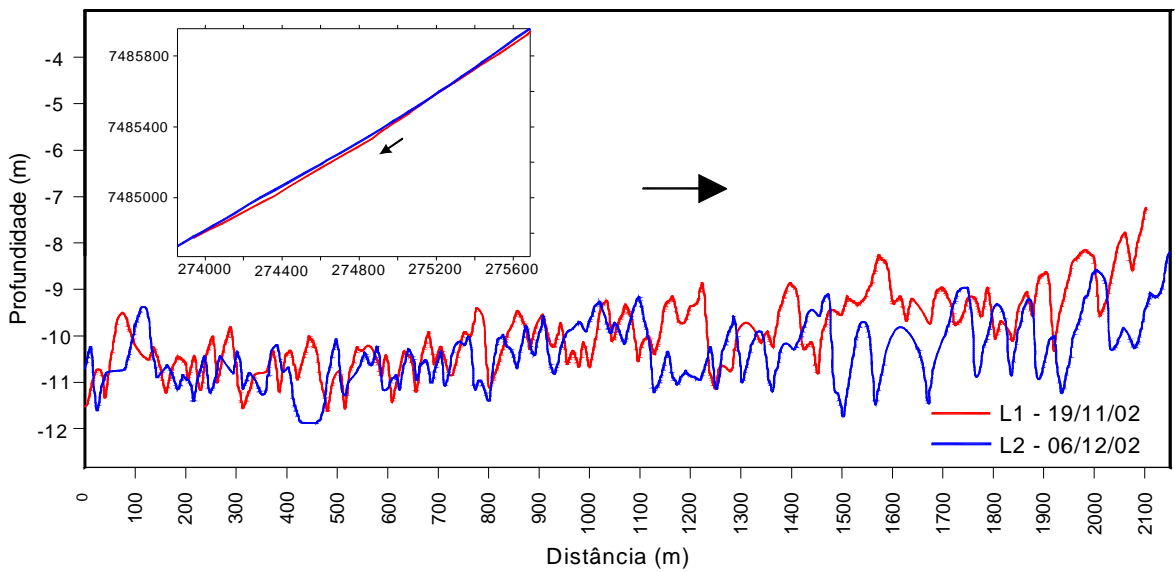


Figura 24 – P3b, Campanha 1

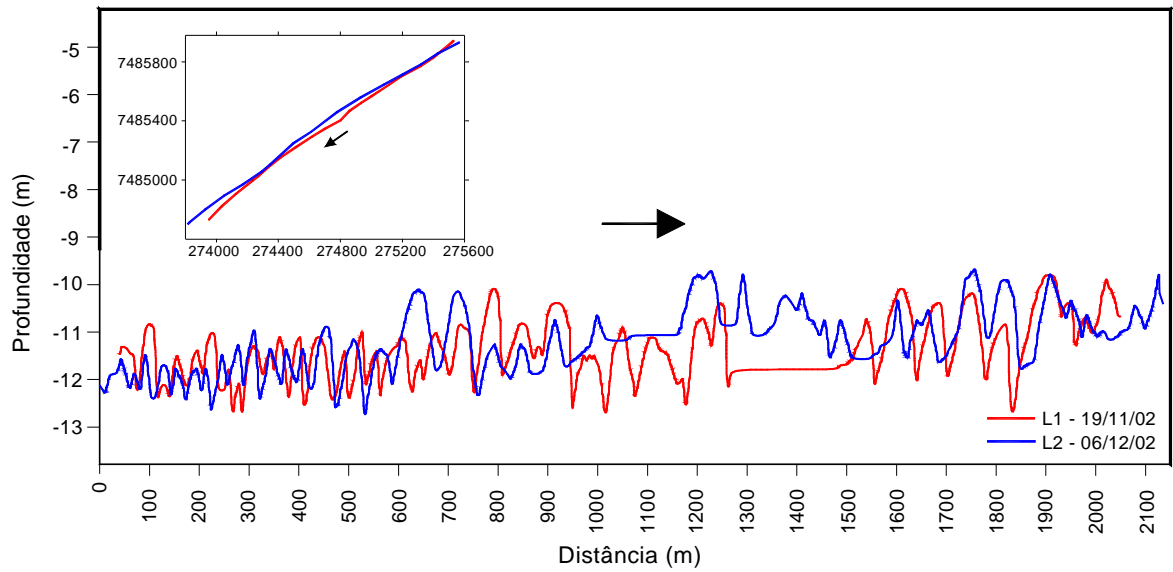


Figura 25 – P3c, Campanha 1

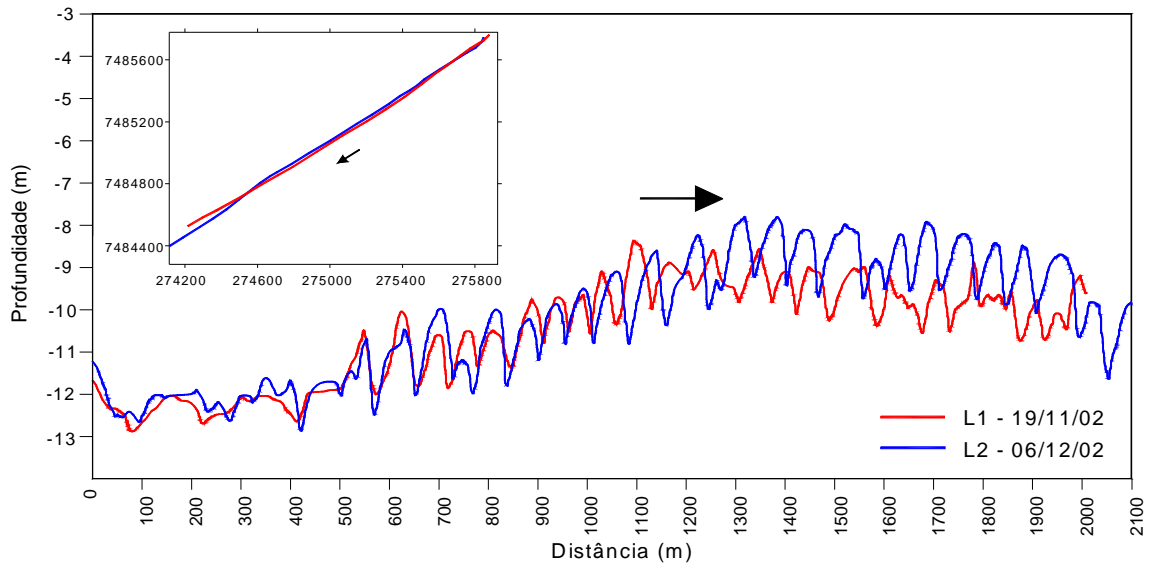


Figura 26 – P4b, Campanha 1

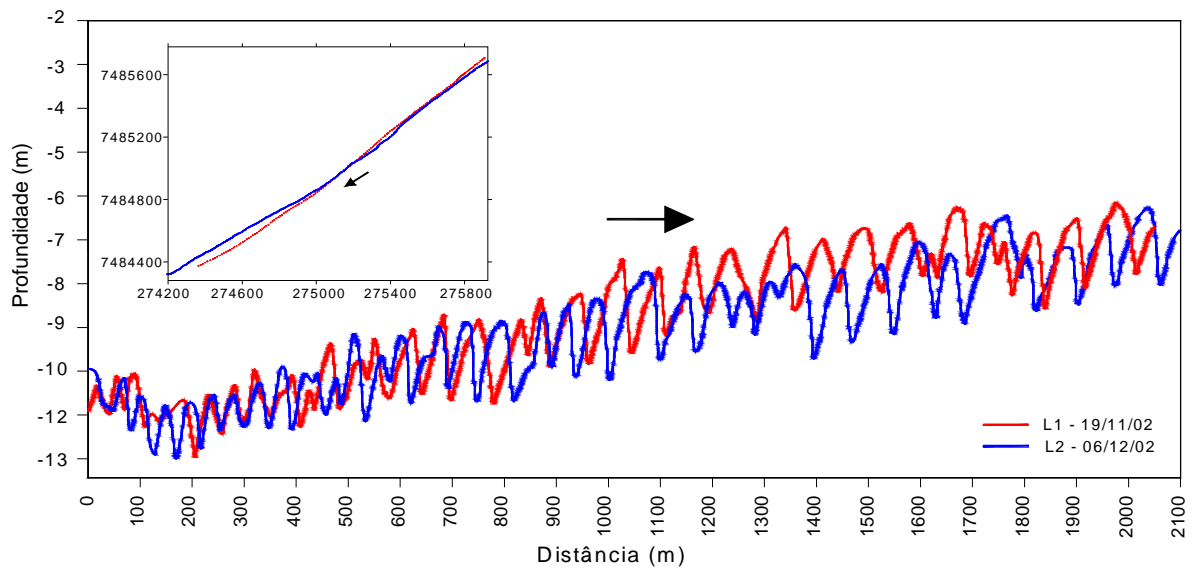


Figura 27 – P4c, Campanha 1

Na primeira campanha a velocidade média de deslocamento linear das formas de fundo foi de 1,89 m/dia (56,8 m/mês), sob uma velocidade de fluxo variando entre 0,55 a 0,85 m/s (Tabela 2).

A partir dos dados referentes a geometria das dunas e deslocamento, foi possível calcular o volume de sedimentos transportado por arraste no período entre os dois levantamentos de uma campanha (Tabela 2), utilizando-se a equação 11 .

Tabela 2- Carga de Fundo (Cf) por perfil – Campanha1

<i>Perfil</i>	<i>Udi m/dia</i>	<i>Cf m²/ dia</i>	<i>Cf kg/s m</i>
<i>Perfil 1</i>	<i>1,90</i>	<i>0,89</i>	<i>0,0272</i>
<i>Perfil 3a</i>	<i>1,60</i>	<i>0,89</i>	<i>0,0272</i>
<i>Perfil 3b</i>	<i>1,80</i>	<i>0,92</i>	<i>0,0282</i>
<i>Perfil 3c</i>	<i>1,70</i>	<i>0,88</i>	<i>0,0269</i>
<i>Perfil 4b</i>	<i>1,80</i>	<i>0,91</i>	<i>0,0279</i>
<i>Perfil 4c</i>	<i>1,90</i>	<i>0,97</i>	<i>0,0297</i>
<i>Média</i>	<i>1,89</i>	<i>0,91</i>	<i>0,0278</i>

Para a seção de Porto São José o volume de sedimentos transportados como carga de fundo no período da primeira campanha foi de 1.109,42 m³/dia, para toda seção do canal.

Multiplicando-se o volume de material transportado no setor de estudo pelo peso específico da areia (2650 kg/m³), foi possível obter o peso de material transportado durante o período analisado. Assim sendo, na primeira campanha de campo, o transporte de sedimentos através do método do deslocamento das dunas foi de 2.940 ton/dia.

QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO NA SEGUNDA CAMPANHA

Na segunda campanha, foram descartados os perfis P1, P4b e P4c, nos demais perfis houve um recobrimento satisfatório dos mesmos.

A seguir são apresentados os perfis levantados na segunda campanha (Figuras 28 a 34).

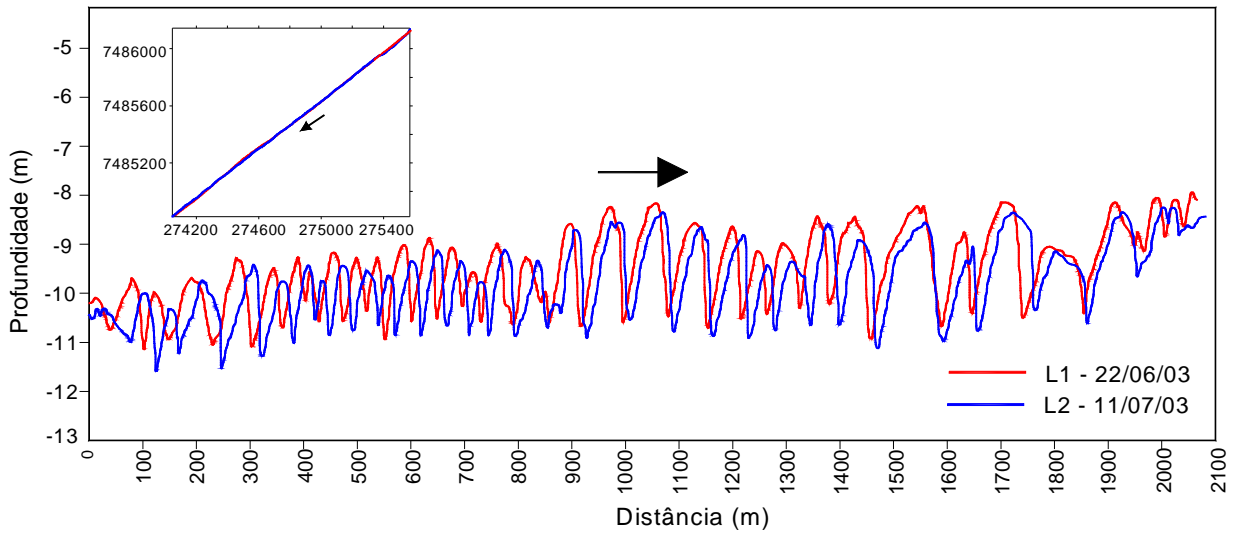


Figura 28 – P2 a, Campanha2

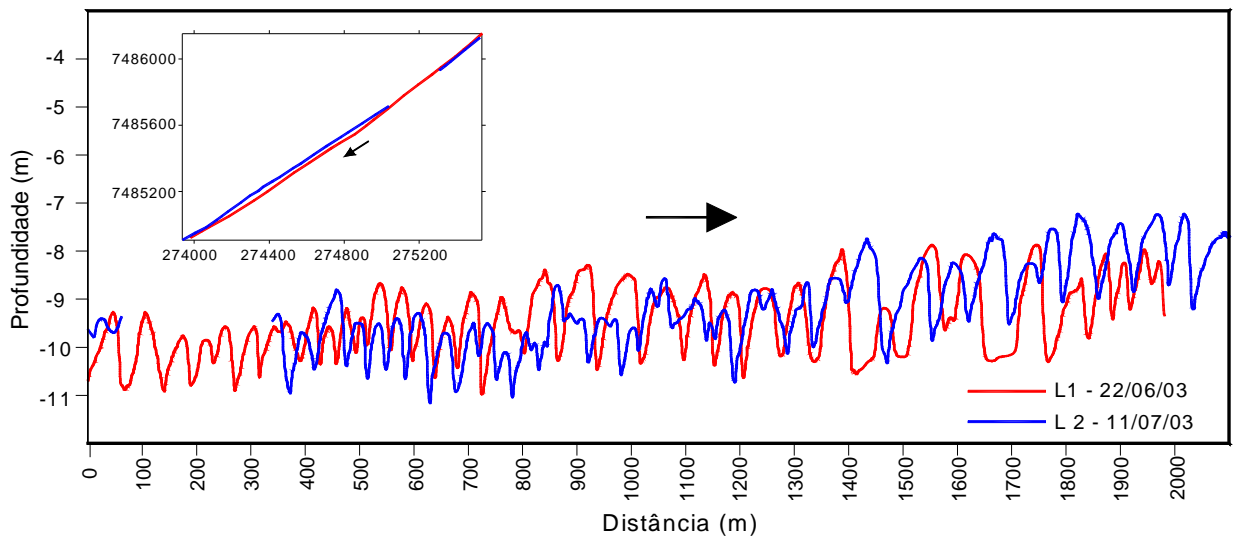


Figura 29 – P2b, Campanha 2

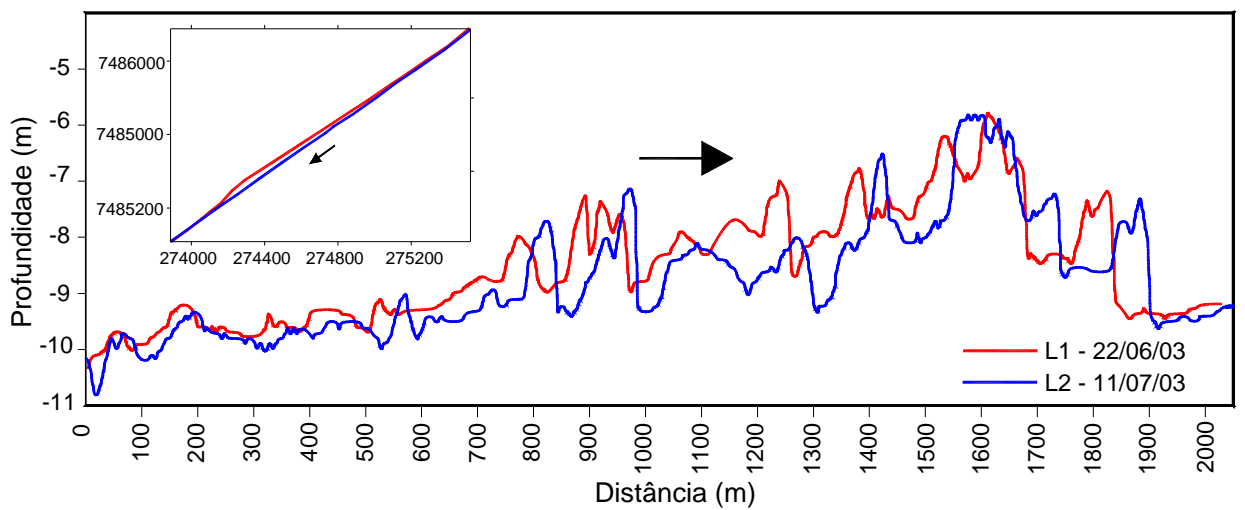


Figura 30 – P2c, Campanha 2

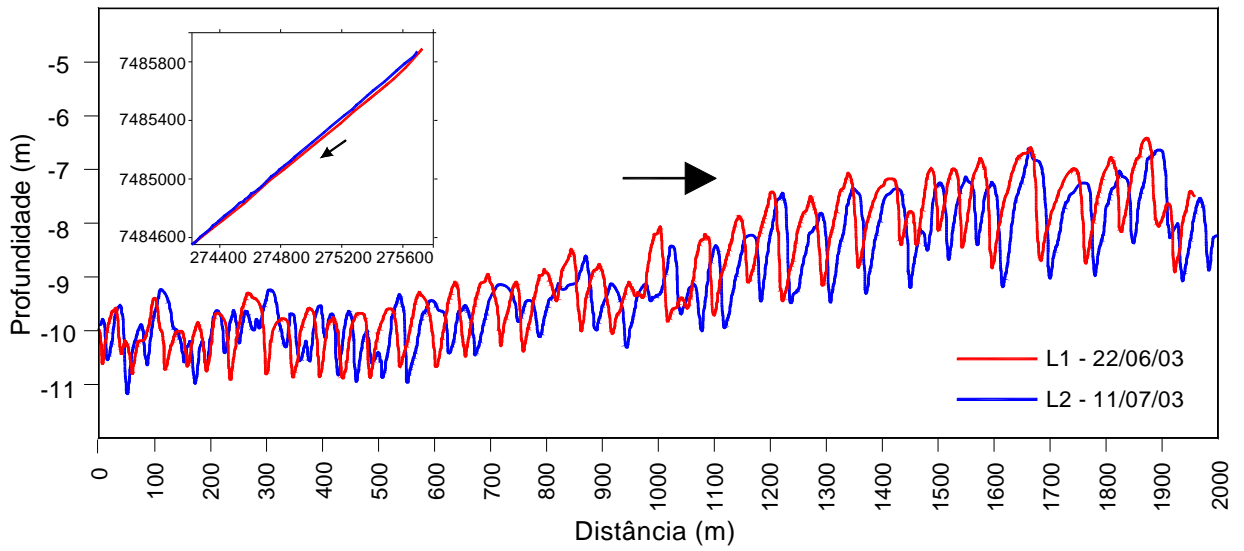


Figura 31– P3a, Campanha 2

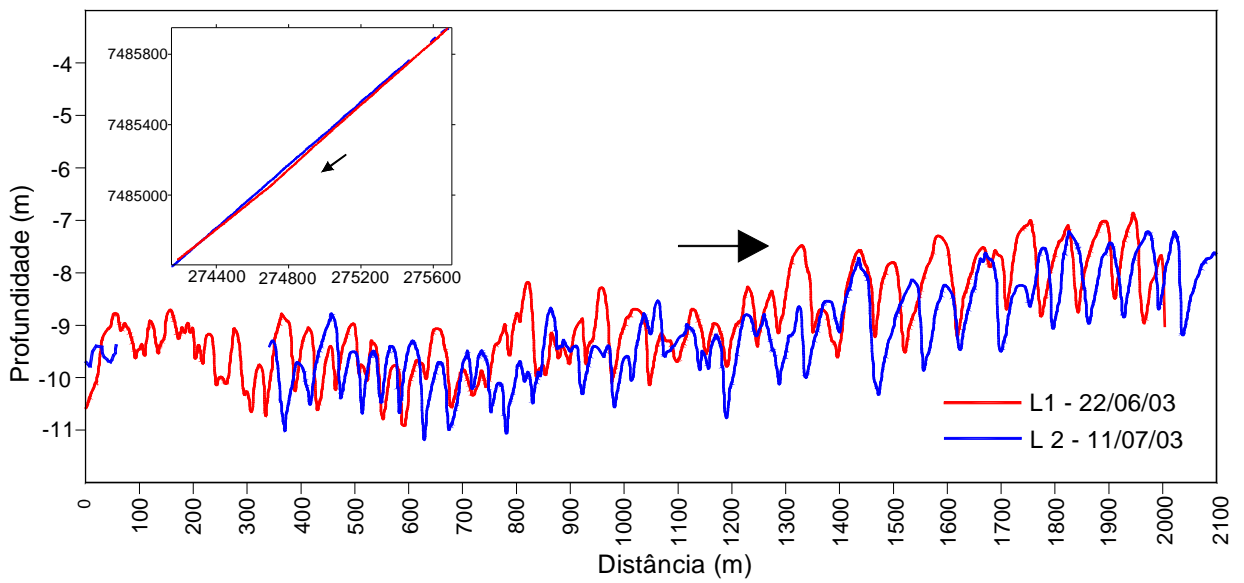


Figura 32 – P3b, Campanha 2

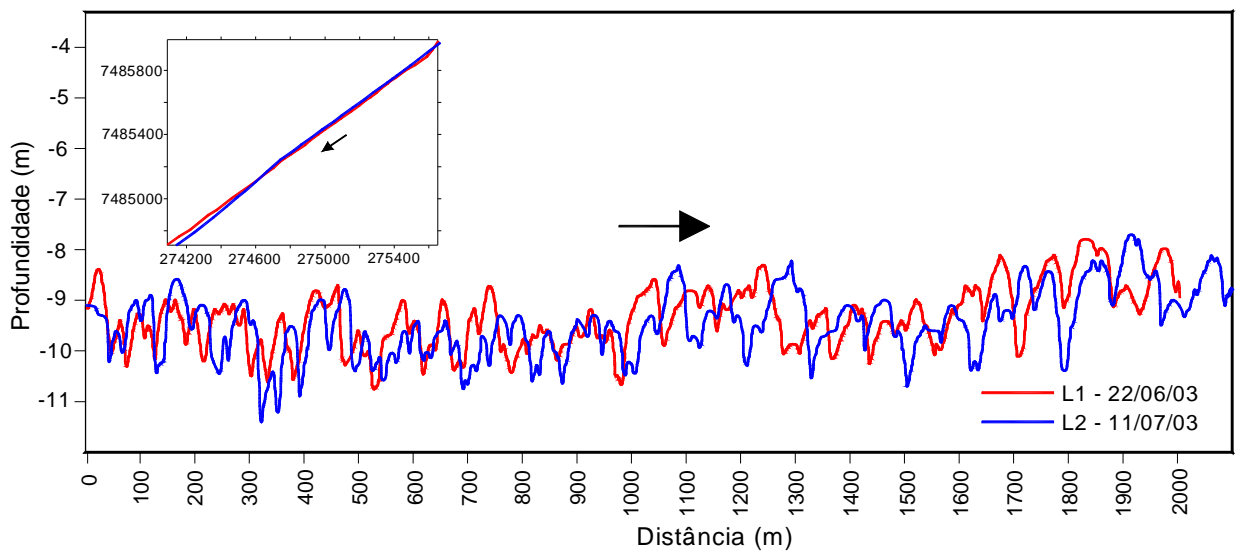


Figura 33 – P3c, Campanha 2

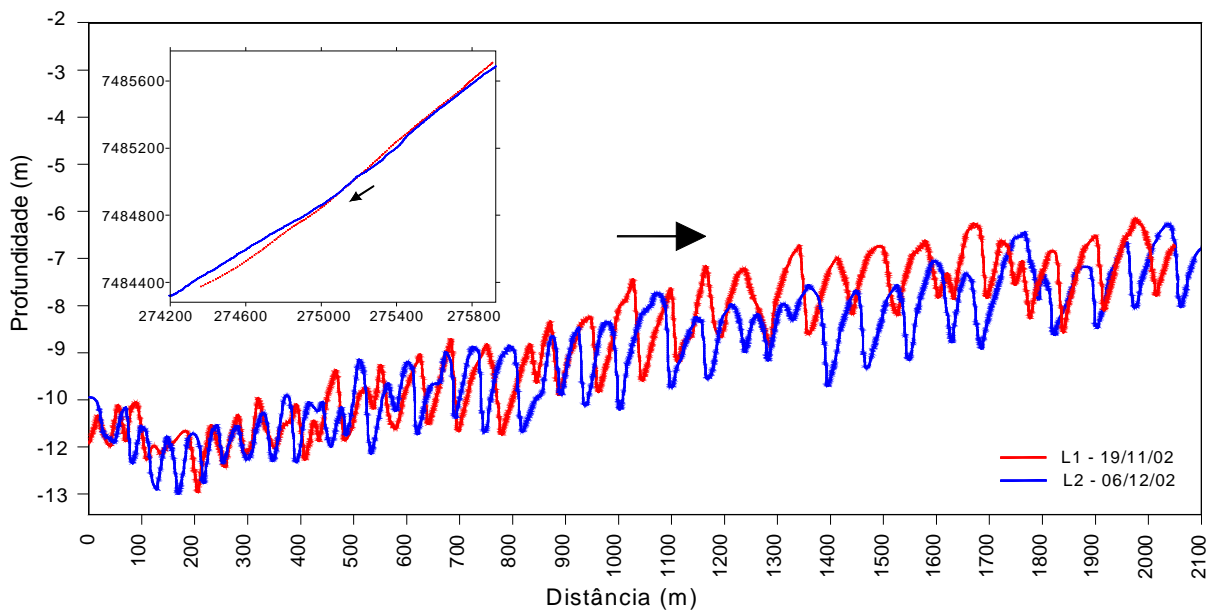


Figura 34 – P4c, Campanha 2

Na segunda campanha, a velocidade média de deslocamento linear das forma de fundo foi de 1,51 m/dia (45,0 m/mês), sob uma velocidade de fluxo variando entre 0,45 a 0,85 m/s (Tabela 3).

Tabela 3- Carga de Fundo (C_f) por perfil – Campanha 2

<i>Perfil</i>	<i>U_d</i> m/dia	<i>C_f</i> m ² / dia	<i>C_f</i> kg/m s
<i>Perfil 2a</i>	1,20	0,73	0,0223
<i>Perfil 2b</i>	1,65	0,82	0,0251
<i>Perfil 2c</i>	1,96	1,10	0,0337
<i>Perfil 3a</i>	1,30	0,75	0,0230
<i>Perfil 3b</i>	1,67	1,12	0,0343
<i>Perfil 3c</i>	1,53	0,80	0,0245
<i>Perfil 4c</i>	1,30	0,76	0,0233
<i>Média</i>	1,51	0,87	0,0266

Para a seção de Porto São José o volume de sedimentos transportados como carga de fundo no período da segunda campanha de campo foi de 1.022,46 m³/dia, o que corresponde a 2.710 ton/dia, para uma vazão média de 6.761 m³/s.

QUANTIFICAÇÃO DA CARGA DE FUNDO NA TERCEIRA CAMPANHA

A terceira campanha de campo foi a que apresentou os melhores resultados. Apenas o perfil 1 foi descartado, havendo nos demais perfis um recobrimento satisfatório das seções anteriormente levantadas. A seguir são apresentados os perfis levantados na terceira campanha (Figuras 35-43).

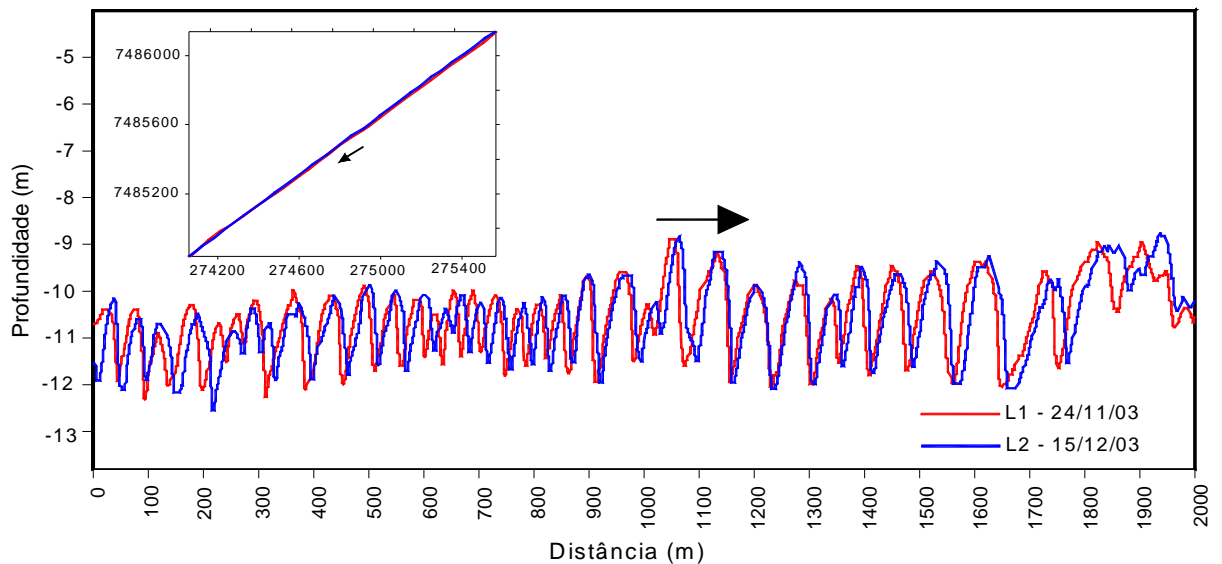


Figura 35– P2a, Campanha 3

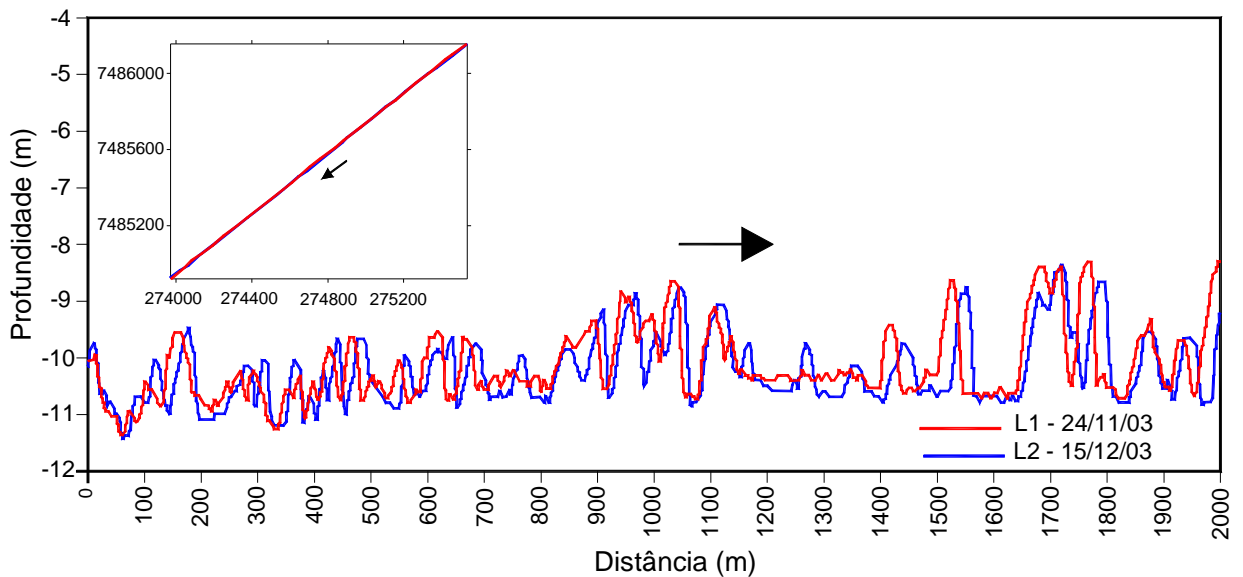


Figura 36 – P2b, Campanha 3

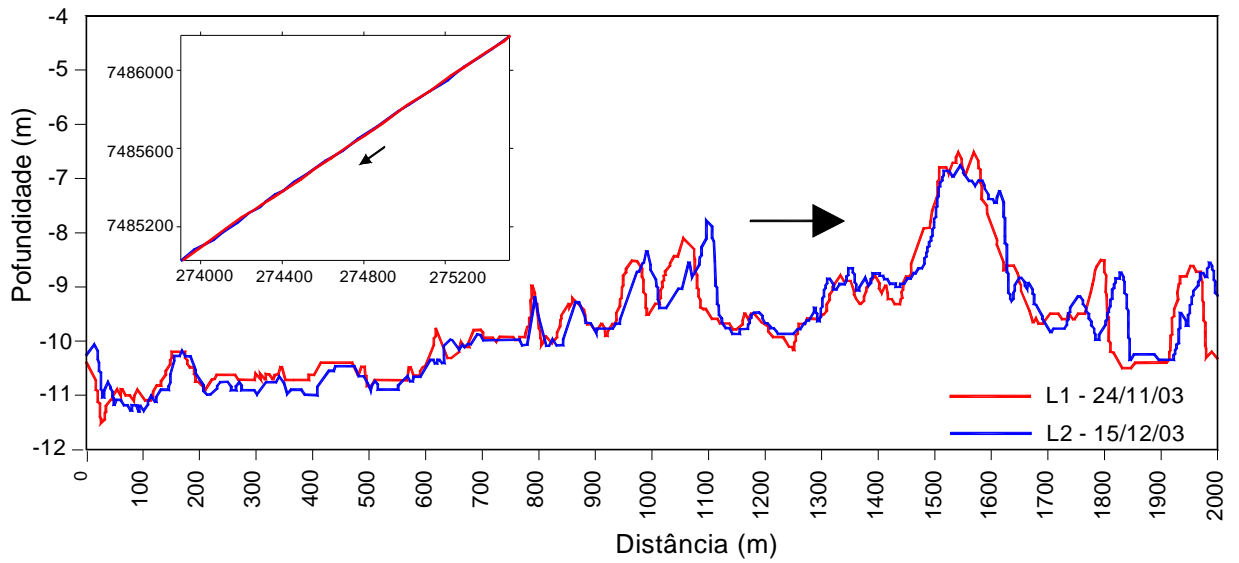


Figura 37 – P2c, Campanha 3

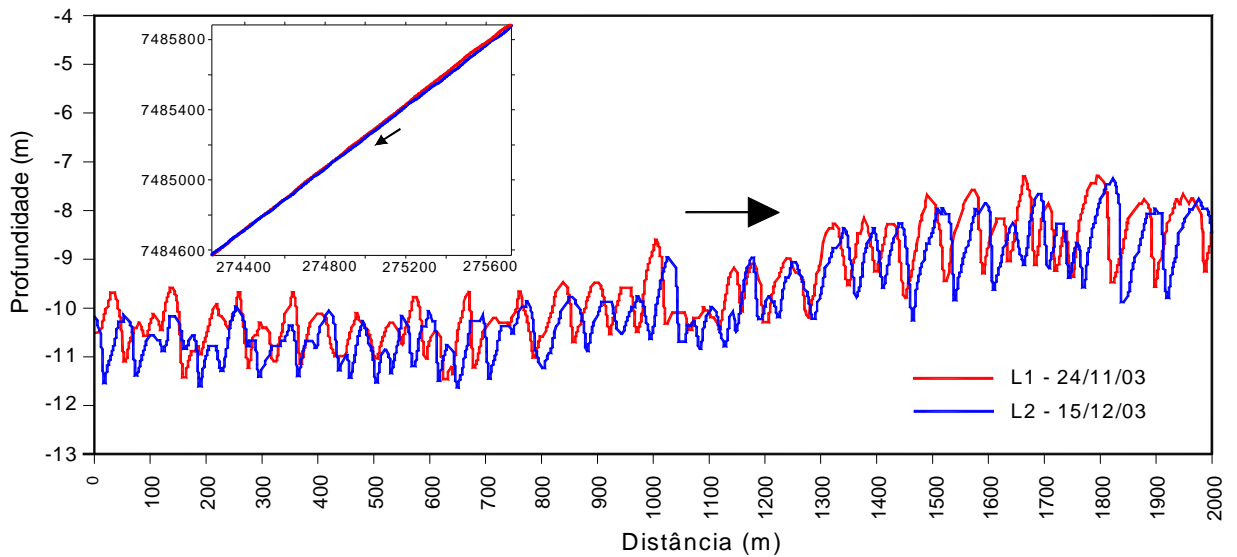


Figura 38– P3a, Campanha 3

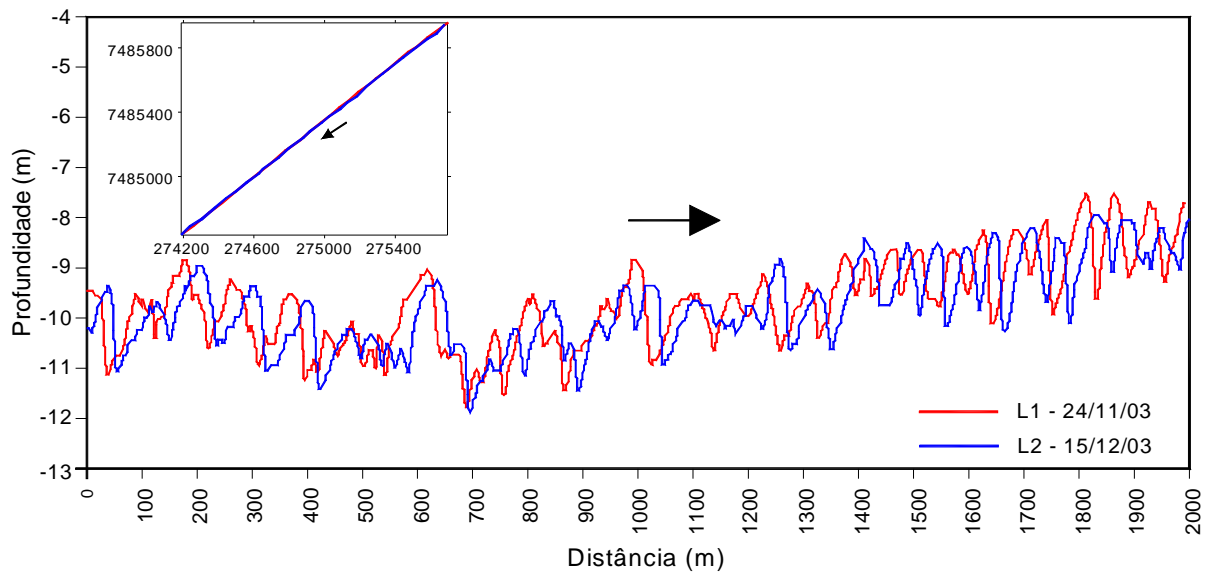


Figura 39 – P3b, Campanha 3

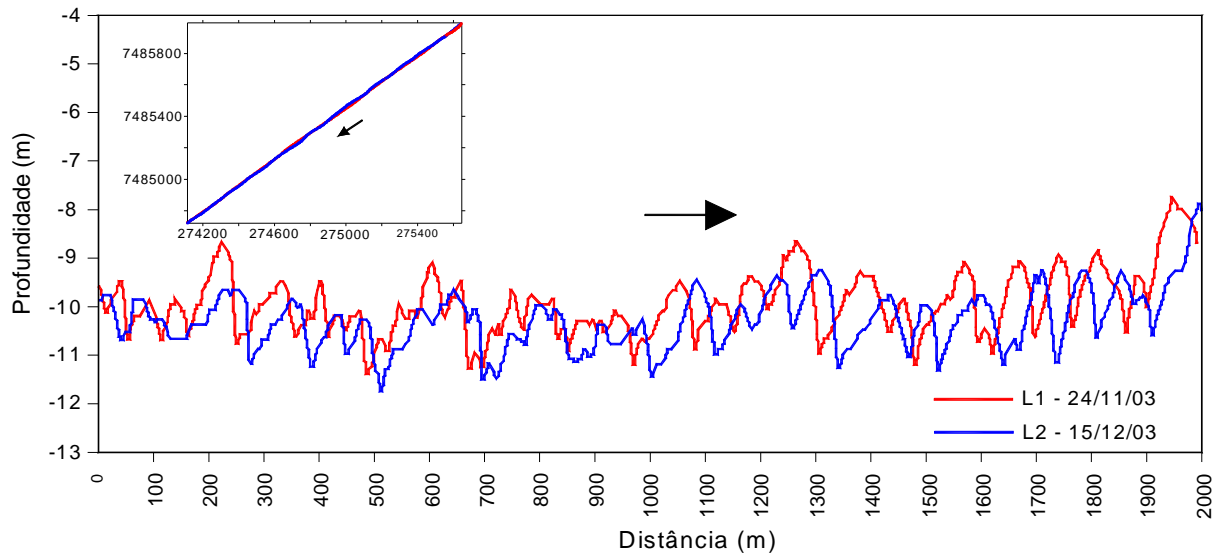


Figura 40 – P3c, Campanha3

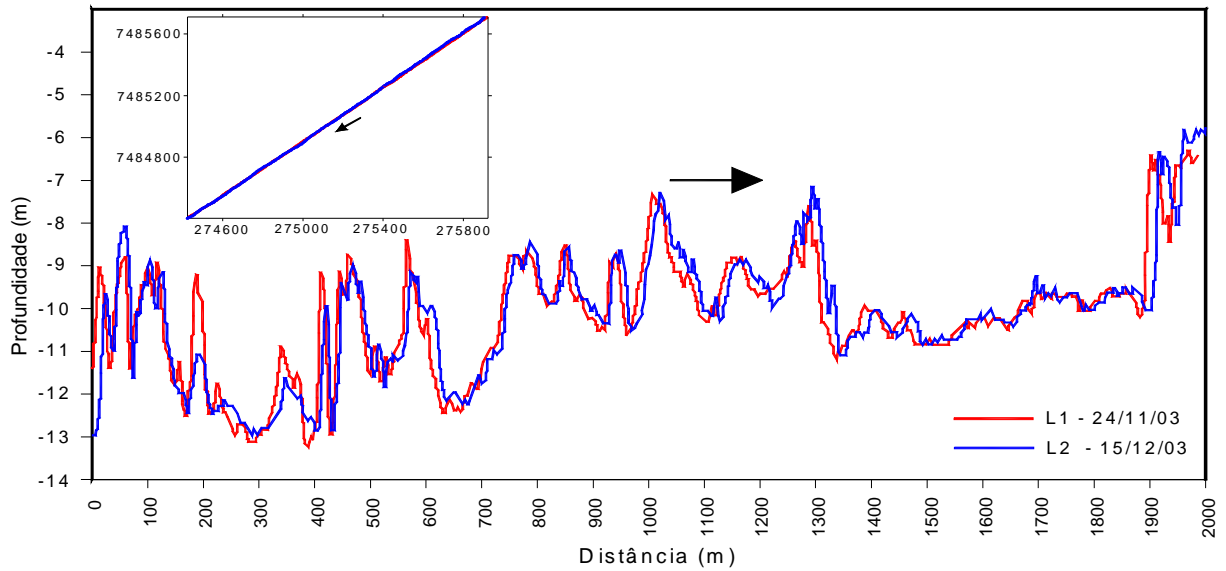


Figura 41– P4a, Campanha 3

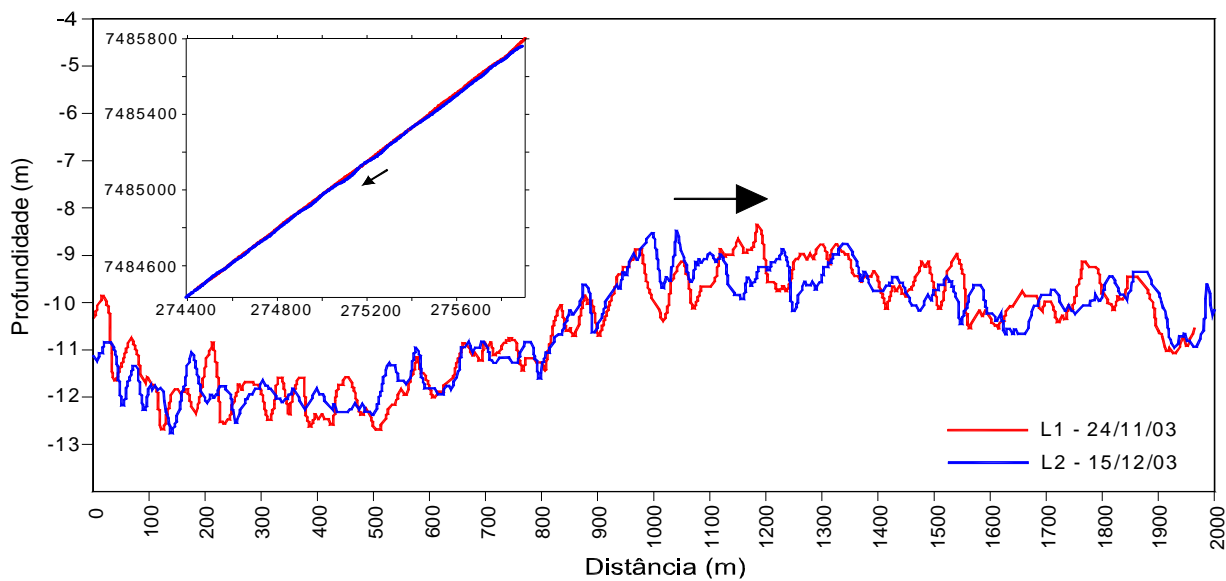


Figura 42 – P4b, Campanha 3

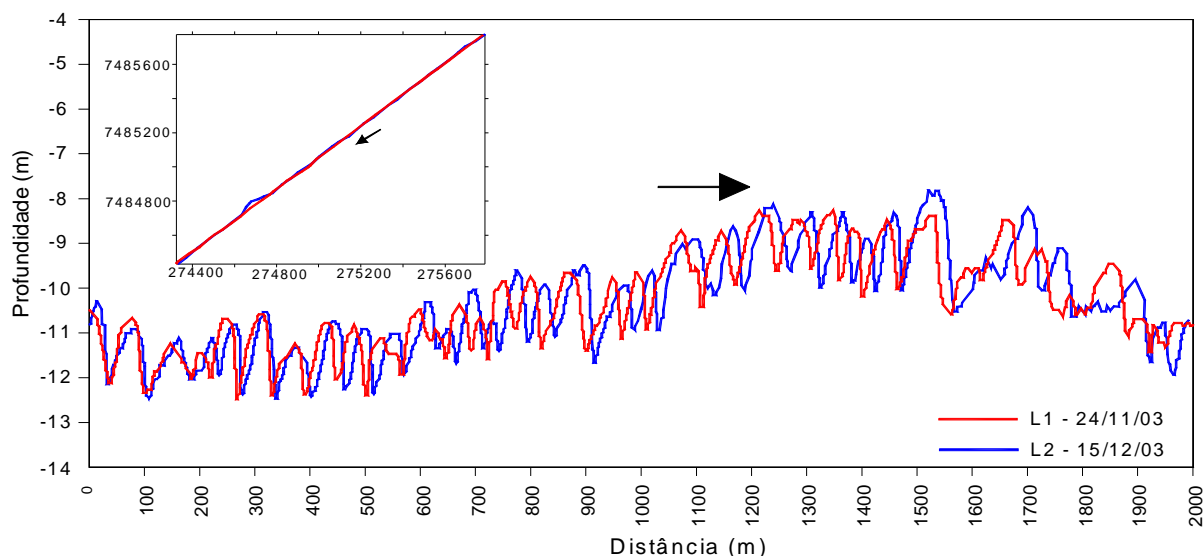


Figura 43 – P4c, Campanha 3

Na terceira campanha, a velocidade média de deslocamento linear das forma de fundo foi de 1,44 m/dia (43,20 m/mês), sob uma velocidade de fluxo variando entre 0,45 a 0,90 m/s (Tabela 4).

Tabela 4- Carga de Fundo (Cf) por perfil – Campanha 3

<i>Perfil</i>	<i>U_d</i> m/dia	<i>C_f</i> m ² / dia	<i>C_f</i> kg/m s
<i>Perfil 2a</i>	0,85	0,81	0,025
<i>Perfil 2b</i>	0,95	0,71	0,022
<i>Perfil 2c</i>	1,40	1,04	0,031
<i>Perfil 3a</i>	1,39	0,80	0,024
<i>Perfil 3b</i>	1,48	1,04	0,031
<i>Perfil 3c</i>	1,80	1,30	0,039
<i>Perfil 4a</i>	1,85	0,91	0,028
<i>Perfil 4b</i>	1,83	0,99	0,030
<i>Perfil 4c</i>	1,43	1,00	0,030
<i>Média</i>	1,44	0,96	0,028

No período da terceira campanha de campo o volume de sedimentos transportados como carga de fundo na **seção de Porto São José** foi de 1.061,28 m³/dia, o que corresponde a 2.812 ton/dia, para uma vazão média de 7.625 m³/s.

RESULTADOS

Os perfis batimétricos levantados ao longo deste trabalho comprovaram que as dunas são as formas de leito predominantes no canal do rio Paraná, na seção de Porto São José. É possível afirmar, ainda, que as dunas apresentaram uma regularidade quanto a sua forma, a qual, na maioria das vezes, se mantém à medida que as dunas se deslocam para jusante.

Durante a realização deste trabalho, as formas de fundo apresentaram um deslocamento linear médio de 48,3 m/mês (1,61 m/dia), para uma velocidade de fluxo entre 0,45 m/s a 0,90 m/s. Stevaux & Takeda (1995), analisando a migração das formas de leito no ano de 1994 no talvegue do rio Paraná, no mesmo trecho desta pesquisa, obtiveram uma taxa de 67 m/mês ou seja, uma velocidade de deslocamento linear 27 % superior a verificada neste trabalho. Crispim (2001), analisando a migração das na mesma seção no ano de 2000, encontrou valores médios de 62 m/mês ou seja, uma redução de 7,5 % em relação aos valores encontrados por Stevaux & Takeda (1995) e 22 % superior ao registros atuais.

Provavelmente as diferenças verificadas na velocidade de deslocamento das formas de fundo estão relacionadas às mudanças impostas pelos barramentos de montante. Segundo Rocha *et al.* (1998), “o controle das descargas efetuado pelas barragens tem alterado as características hidrodinâmicas naturais do rio, os aspectos erosivos e de transporte nos trechos sob influência da obra”.

A diminuição das velocidades de fluxo, associada à diminuição do aporte de sedimentos imposto pela barragem de Porto Primavera, tem refletido em modificações na concentração de sólidos em suspensão, que passou de 10,80 mg/l , em 2001, para 0,85 mg/l , em 2003, o que representa uma redução de 92 % na carga suspensa.

O transporte de carga e fundo no rio Paraná, na seção de Porto São José, calculado com base nos dados apresentados ao longo deste trabalho foi de 2.940 ton/dia na primeira campanha, 2.710 ton/dia na segunda campanha e 2.812 ton./dia na terceira, o que representa uma média de 2.820,6 ton/dia (tabela 5). Isto representa um total de aproximadamente 1.029.300 ton/ano.

Os resultados obtidos nas diferentes campanhas de campo mostraram-se coerentes entre si nos diferentes levantamentos. A campanha 3 foi a que apresentou os melhores resultados, em função do melhor recobrimento dos perfis batimétricos obtidos nos diferentes levantamentos. Isto proporcionou o aproveitamento de todos os perfis

levantados. Mesmo havendo o descarte de alguns perfis nas campanhas 1 e 2 os resultados obtidos podem ser considerados satisfatórios.

Tabela 5– Síntese do resultados obtidos nas campanhas de campo

	<i>Velocidade de deslocamento m/dia</i>	<i>Transporte ton/dia</i>	<i>Vazão m³/dia</i>
Campanha 1 (nov-dez/2002)	1,89	2.940,0	6.256,5
Campanha 2 (jun-jul/2003)	1,51	2.710,0	6.761,0
Campanha 3 (nov-dez/2003)	1,44	2.812,0	7.625,0

Convém salientar que os valores aqui apresentados são uma estimativa da carga de fundo transportada na referida seção, uma vez que a carga de fundo é calculada para área de abrangência de cada perfil batimétrico, a qual é extrapolada para toda seção. Daí as diferenças em relação a carga medida entre a primeira e última campanha. Esta diferença é dado em função do aproveitamento de um maior número de perfis batimétricos que atenderam os requisitos necessários para aplicação desta metodologia, o que representou um recobrimento maior de toda seção de estudo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A questão da determinação da descarga sedimentar nos rios aluviais é assunto ainda aberto nas pesquisas no campo da hidrologia e da geomorfologia fluvial. Das metodologias desenvolvidas até o momento, nenhuma pode ser aplicada com total confiança em todos os casos. A carga sedimentar transportada por arraste, cujo movimento dependem de muitos fatores, é de difícil mensuração e ainda não se dispõe de uma metodologia precisa para sua determinação.

No rio Paraná, no trecho superior, pela primeira vez experimentou-se um método direto de quantificação de carga de fundo que leva em consideração as dimensões do canal e a natureza dos processos de transporte de sedimentos. Por se tratar de um primeiro estudo, as estimativas aqui apresentadas servem de referência, não só quantitativamente mas qualitativamente, seja pela singularidade do fenômeno estudado, seja pela forma de abordagem.

Até então, a descarga sólida do rio Paraná tem sido determinada indiretamente a partir de um percentual da descarga em suspensão. Na seção de Porto São José, a Itaipu Binacional (1990) determinou uma descarga média anual de sólidos suspensos de $6,61 \times 10^6$ ton/ano. Assumindo a relação de 20% entre carga suspensa e carga de fundo, obteve-se um volume de $1,2 \times 10^6$ ton/ano para carga de fundo.

Embora os valores de carga de fundo estimados neste trabalho apresentem uma coerência em relação àqueles determinados pela Itaipu Binacional (1990), cabe salientar que a adoção simples, sem estudos prévios, de 20 % sobre o valor da descarga em suspensão, pode levar a resultados incorretos. Segundo Carvalho (1998) a relação percentual entre carga suspensa e carga sólida pode variar de 2% a 150%, em função das características da bacia e do canal fluvial.

No caso do rio Paraná, a seção de Porto São José está submetida ao controle de descarga de uma série de reservatórios a sua montante (Figura 42). Estes reservatórios podem ser considerados como possíveis agentes de mudanças nas relações percentuais entre a carga detrítica hidrotransportada na última década. Segundo Itaipu Binacional (1990), “as correlações entre a concentração de sólidos em suspensão e a vazão na seção Porto São José são precárias, pois tanto a vazão quanto os sólidos hidrotransportados são muito controlados pelas barragens de montante”. Dessa forma, em função das variáveis envolvidas nos processos de transporte de carga sedimentar no rio Paraná, a melhor maneira para determinar a carga hidrotransportada consiste na medição direta desta carga.

A vantagem do método do deslocamento das dunas para medição de carga de fundo se dá em função das variáveis utilizadas, as quais são medíveis facilmente através de levantamentos batimétrico e apresentam bons resultados.

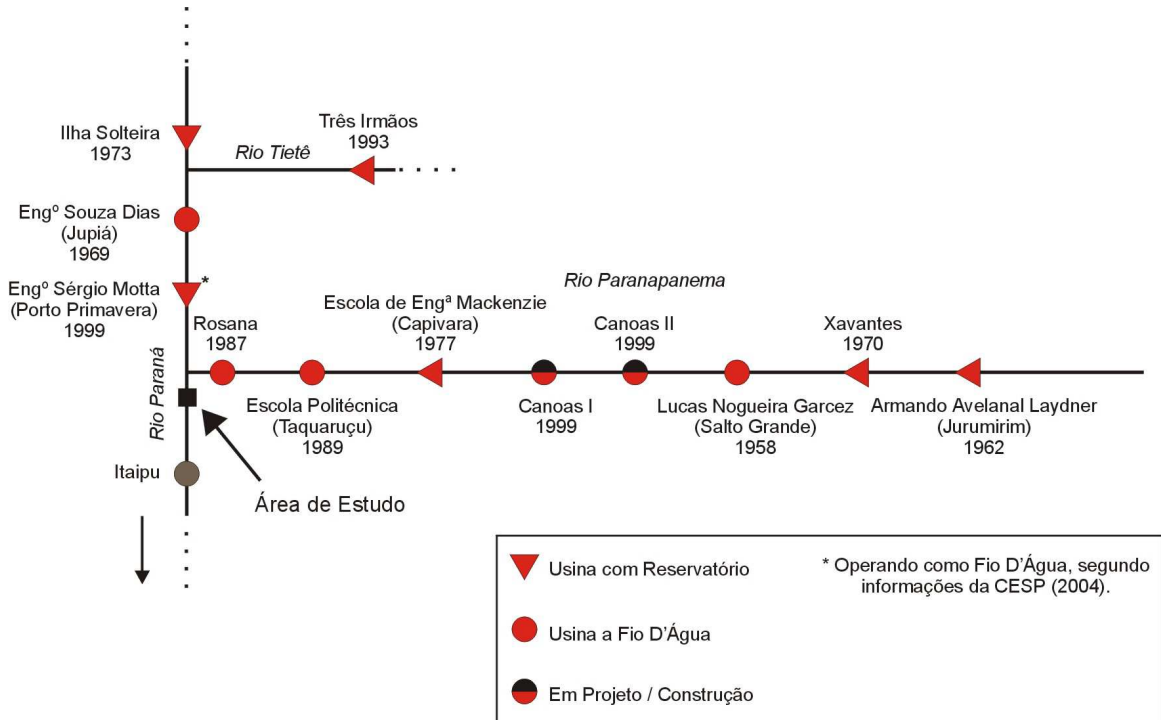


Figura 44 - Principais UHEs do sistema elétrico instalado na bacia do rio Paraná. (Modificado ONS – Operador Nacional do Sistema Elétrico)

Apesar de tentar incorporar todas as variáveis envolvidas no transporte, os valores aqui apresentados não consideraram o material transportado pelas microformas de fundo, feições bastante dinâmicas, de mobilidade muito rápida, que se sobrepõem às formas maiores. De acordo com Amsler & Galdin (1994), a partir de pesquisas realizadas no médio curso do rio Paraná (Argentina), ao desconsiderar-se o transporte sofrido pelas microformas pode-se incorrer em uma subestimativa da carga de arraste.

Os resultados obtidos com o desenvolvimento deste trabalho surgem como uma primeira análise das informações disponíveis e levantadas a respeito do transporte de fundo no alto rio Paraná. Para um melhor ajuste desta metodologia convém estender sua aplicação a níveis hidrométricos mais variados, bem como avaliar o papel das microformas de leito no transporte de sedimentos.

Certamente novos estudos poderão vir a complementar as informações aqui apresentadas, introduzindo-se novas variáveis, que poderão dar uma visão mais global

sobre o transporte da carga sedimentar e o papel das barragens na dinâmica hidrológica do canal.

PERPECTIVAS FUTURAS

Estender sua aplicação desta metodologia a níveis hidrométricos mais variados, bem como avaliar o papel das micro formas de leito no transporte de sedimentos.

Incorporar novas variáveis relacionadas a erosão e ao transporte de sedimentos (erosão de margens, migração do talvegue, etc.) a fim de que se tenha uma análise mais global da dinâmica erosivo-sedimentar no canal.

Aplicar outras metodologias para quantificação do transporte de fundo - Fedele (1995), Engelund-Fredøse (1976),) e Van Rijn (1984) - para que se disponha de parâmetros de comparação e possibilitem uma melhor discussão dos resultados aqui apresentados

Determinar a influência das barragens de Porto Primavera e Rosana na dinâmica hidrológica do canal e no transporte de sedimentos.

GLOSSÁRIO

Anti-dunas – corresponde a um conjunto topográfico de formas do leito com perfil assimétrico cujas formas individuais se movimentam em direção contrária ao fluxo.

Capacidade de transporte – corresponde a quantidade de material que um curso d'água pode transportar.

Carga dissolvida – São os constituintes da carga do leito transportados em solução química na massa de água.

Carga de leito / Carga de fundo – Partículas maiores, do tamanho de areia e cascalho ou fragmentos de rochas, que rolam, saltam ou deslizam nos fluxos dos rios.

Carga suspensa – Carga transportada pelos canais fluviais misturados às águas, corresponde as partículas muito finas, geralmente silte e argila.

Carta batimétrica – Carta topográfica com curvas que ligam pontos de igual profundidade.

Competência de transporte – relaciona-se ao maior diâmetro de grão que um curso d'água pode transportar.

Corrente aluvial - Corrente que transporta os sedimentos que compõem seu próprio leito, que por sua vez influencia a dinâmica do escoamento.

Deposição – É o processo de sedimentação de detritos orgânicos e inorgânicos. Ocorre quando há uma diminuição da capacidade fluvial, essa diminuição pode ser causada pela diminuição da declividade, pela redução do volume ou pelo aumento do calibre do material a ser transportado.

Duna – formas assimétricas possuindo suave declividade para montante e declividade íngreme para jusante. As dunas podem ser de origem eólica, fluvial e marinha, e sua formação esta associada a ambientes com grande disponibilidade de areias movimentadas pela ação do vento ou da água.

Granulometria – Especificação da dimensão dos diâmetros do materiais detríticos.

Isótacas – Linhas que unem pontos de mesma velocidade, são utilizadas em mapas de velocidade de fluxo.

Jusante – Termo usado para designar uma área após outra, tomando-se como parâmetros a altitude e/ou sentido do curso d'água que corta as áreas em questão. O oposto de *montante*;

Mega-ondulação (*Megaripples*) - variam seu tamanho entre 0,30m a 1,5m, apresentando-se sob a forma linguóide. Ocorre em locais onde a profundidade é superior a 30 e constitui forma de grande mobilidade (semelhante as ondulações)

Meia-vida - período de tempo que um material radioativo leva para ter reduzida pela metade sua radioatividade.

Montante – ver jusante

Morfometria – Características quantitativas das formas de relevo.

Ponto nodal (*Node point*) – trecho de canal fluvial localizado entre dois trechos entrelaçados. Estes locais concentram toda energia do escoamento a qual se dividirá ao deparar-se com um trecho entrelaçado a jusante.

Perímetro úmido (**perímetro molhado**) – linha que assinala a extensão da superfície limitante recoberta pelas águas.

Processos hidrodinâmicos – Processos responsáveis pela esculturação do modelado das superfícies.

Raio hidráulico – Valor resultante da relação entre a área e o perímetro molhado ($R=A/P$). Em canais largos este valor é aproximado ao da profundidade média do canal.

Regime de fluxo– Variação do nível das águas de um curso d'água ao longo do ano;

Remanso – Trecho de um rio no qual a velocidade de corrente é muito pequena. No caso de reservatórios, o remanso representa o ponto onde se encontram os ambientes fluvial e lacustre.

Ripples / ondulação – foras de fundo que tem altura variando desde poucos centímetros ate 30 cm, são formas efêmeras que mudam drasticamente em poucas horas.

Rugosidade - Corresponde a variabilidade topográfica verificada na superfície do leito fluvial pela disposição e ajustamento do material ali depositado.

Onda de areia - *Sand wave* - são formas de leito desenvolvidas que chegam a atingir até 13m de altura e comprimento superior a 1 km.

Tensão de cisalhamento (τ_0) – Corresponde a força paralela (horizontal) exercida pela massa d'água contra o área do canal. Tem influência direta no arraste de material no fundo do leito.

Vazão – Volume de água que passa por uma seção transversal de um curso d'água por uma unidade de tempo. A vazão é calculada através da equação $Q = v \times A$. O resultado é geralmente expresso em m^3/s .

Velocidade crítica – velocidade mínima necessária para superar a força de resistência do escoamento e promover o transporte de material sedimentar.

Viscosidade (μ) – propriedade dos fluídos em oferecer resistência as deformações.

REFERÊNCIAS

- AMSLER, M., & GAUDIN, H. E., 1994. **La superposición de dunas y el transport de la carga de fondo en el río Paraná.** Memórias XV Congresso Nacional del Água, La Plata, v.3:1-10.
- AMSLER, M.L., PRENDES, H.H., ROMANO, C.F., et al, 2000. **Características de grandes dunas observada en el río Paraná,** XIX Congresso Latinoamericano de Hidráulica, v. I. pp. 329-338, Córdoba, Argentina.
- ASCE, 1971. **Manuals and Reports on Engenering of the American Association of Civil Engineers.** Pratices n. 54. pp. 317-452..
- BORDAS, M. P.,SEMMELMANN, F. R., 2001. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C., 2001 (org.) **Hidrologia, ciência e aplicação.** 2ªedição. UFRGS, Porto Alegre.
- BONETTO, A. & ORFEO, O., 1984. **Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Confluencia y Esquina** (Prov. de Corrientes). Revista de la Asociación .Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 15 (3-4): 51-61.
- CARVALHO, N. O., CUNHA, S. B., 1998. **Estimativa da carga sólida do rio Amazonas e seus principais tributários para a foz e oceano: Uma retrospectiva.** In: Água em Revista: Revista técnica e informativa. CPRM. Ano VI, nº 10. pp. 44-58.
- CESP, 2004. COMPANHIA ENERGÉTICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Publicação Eletrônica** [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por <mauriciomeurer@yahoo.com.br> em 30 jan. 2004.
- COLEMAN, J., 1969. **Brahamaputra River: channel process and sedimentation.** Sedimentary Geology, v. 3, p. 129-139.
- CRISPIM, J. Q., 2001. **Alterações na hidrologia do canal após a construção do reservatório a montante: O caso da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (Represa de Porto Primavera) rio Paraná.** Dissertação de mestrado. Universidade

Estadual de Maringá – Pós-Graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais. 22 p.

CHRISTOFOLETTI, A., 1981. **Geomorfologia Fluvial: O Canal Fluvial**. São Paulo. Edgard Bulücher. 313 p.

EINSTEIN, H. A., 1944. **Bed-load transportation in Mountai Creek**, U.S. Dept. Agric. Soil Cons. Tech. Public. pp. 44 -55 .

FERNANDEZ, O.V.Q., 1990. **Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão nas margens: Região de Porto Rico-PR**. Rio Claro-SP. Dissertação de Mestrado, IGCE/UNESP. 96 p.

FERNANDEZ, O.V.Q., & SOUZA FILHO, E.E., 1995. **Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná**. Boletim Paranaense de Geociências nº43, Curitiba, pp. 161-171.

FREDSøE, J., 1981. **Unsteady flow in straight alluvial streams**. Part 2. Transition from Dunes to Plane Bed. Journal of Fluid Mechanics, v.102:20 32.

GREGORY, K.J., & WALLING., D.E., 1985. **Drainage Basin Form and process: a geomorphology approach**. Ed. Edward Arrald. 5ªed. London, pp. 159-170.

HUBBELL, D. W., 1964. **Apparatus and techniques for measuring bedload**. U.S. Geol. Survey Water-Suply. Paper 1748.

ITAIPU BINACIONAL, 1990. **Estudo sobre a carga suspensa na bacia do rio Paraná no período de 1986-1988**. Relatório interno s/n. s vol.

LIMA, D. R., CAMPANA, N. A., AMSLER, M., SCHREIDER, M. I., GAUDIN, H. E., 1990. **Desplazamiento de dunas y carga de fondo en un tramo del rio Paraná**. Memórias XVI congresso Latino-americano de Hidráulica, Montevidú, Uruguai, v.3:1203-1214.

LIU, Z., 2001. **Sediment Transport**. Laboratoriet for Hydraulik of Havnebygning Instituttet for Vand, Jord og Miljøteknik Aalborg Universitet, pp. 75. Disponível em: <<http://www.civil.auc.dk/~i5jpk/kysthydr/sediment%20transport.pdf>> Acesso em: 10 fev.2004.

MARTONI, A. M., LESSA, R. C., 1999. **O emprego do ADCP na obtenção de parâmetros para modelagem hidrodinâmica.** In: IV Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos países de Língua Oficial Portuguesa, Coimbra, Portugal.

MARTONI, A. M., LESSA, R. C., 1999. **Modelagem hidrodinâmica do canal do rio Paraná, trecho Porto São José – Porto 18. Parte 1: Caracterização Física do Canal.** Universidade Estadual de Maringá. Acta Scientiarum (21) pp. 950-959.

NANSON, G.C., CROKE, J.C., 1992. **A genetic classification of floodplains.** Geomorphology ,v 4. Amsterdã. pp. 459-486

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

ORFEO, O. 1995. **Sedimentología del río Paraná en el área de su confluencia con el río Paraguay.** Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral, 289 p.

ORFEO, O. & PATIÑO, C., 1998. **Efectos de la descarga sedimentaria de los ríos Bermejo, Paraguay y Paraná en la sección Corrientes - Resistencia.** Reunión de Comunic. Científ. y Técn., Secret. Gral. de Ciencia y Técnica (UNNE), Resistencia, Actas (6): 73-74.

PAIVA, M.P., 1982. **Grandes Represas do Brasil.** Brasilia-DF. Editerra.

PAOLI, C.; IRIONDO, M.; GARCÍA, N., 2000. **Características de Las Cuencas de Aporte,** In: PAOLI, C. & SCHREIDER, M. (Coordenadores), El río Paraná en su Tramo Medio: Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura, Tomo I, Santa Fé: Universidad Nacional del Litoral, pp. 27 - 68.

ROCHA, P.C., SOUZA FILHO, E.E., FERNANDEZ, O.V.Q., 1998. **Aspectos do controle de descargas efetuado por barramentos no alto rio Paraná.** Boletim Paranaense de Geociências nº 46. Curitiba-PR, pp. 117-122.

ROCHA, P. C., SANTOS, M. L., SOUZA FILHO, E. E., 2001. **Alterações no regime hidrológico do alto rio Paraná como resposta ao controle de descargas efetuado por**

grandes barramentos a montante. VIII Encuentro de Geógrafos de América Latina, Santiago-Chile, pp. 28-39.

SANTOS, M.L., 1991. **Faciologia e evolução de Barras de Canal do Rio Paraná na Região de Porto Rico-PR.** Rio Claro-SP. Dissertação de Mestrado. IGCE/UNESP.

SANTOS, M.L., FERNADEZ, O. V. Q., STEVAUX, J.C., 1992. **Aspectos morfométricos das barras de canal do rio Paraná, trecho de Porto Rico.** Boletim de Geografia. Maringá. pp. 11-24.

SANTOS, M.L., 1997. **Estratigrafia e Evolução do Sistema Siliciclástico do Rio Paraná no seu Curso Superior: Ênfase à Arquitetura dos Depósitos, Variação Longitudinal das Fácies e Processos Sedimentares.** Porto Alegre-RS. Tese de Doutorado.

SANTOS, M.L., & STEVAUX, J.C., 2000. **Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Paraná river.** Quaternary International, 72, pp. 87-94.

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E.V., & NORDIN, C. F., 1965. **Bedload equation for ripples and dunes.** Geol. Survey Prof. Paper 462-H, Washington D.C., 32p.

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E.V., 1966. **Resistance to flow in alluvial channels,** Professional Paper, P 0422-H, U.S Geological Survey, Washington.

SOUZA FILHO, E. E., 1993. **Aspectos da Geologia e Estratigrafia do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR).** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 214 p.

SOUZA FILHO, E.E., STEVAUX, J.C., 1997. **Geologia geomorfologia do complexo rio baía, Curutuba, Ivinheima.** In: Vazzoler, A.E.A.M., Agostinho, A.A, Hahn, N.s. (organizadores), A planície de inundação do alto rio Paraná. UEM-Nupélia.

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

STEVAUX, J. C., 1994. **The upper Paraná River (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology.** Quaternary International, v.21:143-161.

STEVAUX, J. C., TAKEDA, A. M., & MORAES, M., 1995. **Dinâmica sedimentar no canal do rio Paraná.** 6º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Boletim de Resumos Expandidos, v.1:284-287.

STEVAUX, J. C., TAKEDA, A. M., (1995). **Interaction between benthic community and fluvial geomorphological processes in the upper Paraná River (Brazil).** XXVI Congress of International Association of Theoretical and Applied Limnology. São Paulo, Brazil. Abstracts, p 30.

STEVAUX, J. C., TAKEDA, A. M., (2002). **Geomorphological processes related to density and variety of zoobenthic community of the upper Paraná river (Brazil).** Zeitschrift Für Geomorphology, Berlin, v. 129 pp 109-129.

STUCKRATH, T.,1969. **Movimento de las ondulaciones del lecho de rio Paraná.** Mitteilungen das Frazius Institute. Universitat Hannover, v1:20p. (tard. espanhol por Ing. M.H. Balderiote).

SUGUIO, K., & BIGARELLA, J.J., 1990. **Ambientes Fluviais.** Universidade Federal de Santa Catarina, 2ª ed. Florianópolis, SC.

TRENTO, A. AMSLER, M. E PUJOL, A., 1990. **Perfiles observados de velocidade em un tramo del rio Paraná – Analisis teorico.** Memorias XIV Congresso Latinoamericano de Hidráulica, Montevideo, Uruguai, v. 1:24 a 32.

YALIN, M. S., 1972. **Mechanics of sediment transport..** Oxford, Pergamon Press. Geoforum, vol 18. pp. 99-100.