

DUNAS FLUVIAIS NO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS
– DINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS –

Maximiliano Andrés Strasser

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Profª. Susana Beatriz Vinzon, D.Sc.

Prof. Rui Carlos Vieira da Silva, Dr.

Prof. José Paulo Soares de Azevedo, Ph.D.

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Naziano Pantoja Filizola Jr., Dr.

Prof. Benoit Le Guennec, Dr.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

FEVEREIRO DE 2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

STRASSER, MAXIMILIANO ANDRÉS

Dunas fluviais no rio Solimões-Amazonas
- Dinâmica e transporte de sedimentos -

[Rio de Janeiro] 2008

XII, 148 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc.,
Engenharia Civil, 2008)

Tese - Universidade Federal do Rio de
Janeiro, COPPE

1. Dunas
2. Morfologia Fluvial
3. Transporte de Sedimentos
4. Rio Amazonas

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

AGRADECIMENTOS

Aos professores Susana Beatriz Vinzon e Flavio César Borba Mascarenhas, pela orientação e apoio durante a realização deste trabalho de doutorado.

Ao Programa de Engenharia Civil (PEC/COPPE), pela oportunidade oferecida para desenvolver estudos de pós-graduação.

Aos professores Rui Carlos Vieira da Silva, José Paulo Soares de Azevedo, Otto Corrêa Rotunno Filho, Benoit Lê Guennec e Naziano Filizola, pelos participação na banca e pelos comentários que ajudaram a enriquecer este trabalho.

A Pascal Kosuth e a todo o pessoal que, de alguma forma, participou das campanhas e atividades de campo do Projeto HiBAm.

A todo o pessoal da Secretaria do Programa (Rita, Beth, Jairo, Wilma, Raul, Ana Cristina), pela sua disposição.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro fornecido para a realização do doutorado.

A minha família e amigos que, estando longe ou perto, sempre me acompanham.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

DUNAS FLUVIAIS NO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS
– DINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS –

Maximiliano Andrés Strasser

Fevereiro/2008

Orientador: Flavio César Borba Mascarenhas

Susana Beatriz Vinzon

Programa: Engenharia Civil

Este trabalho quantifica a geometria, transporte de sedimentos e dinâmica associada às configurações do leito do curso principal do rio Solimões – Amazonas. Os trabalhos de campo incluem levantamentos batimétricos, hidráulicos e sedimentológicos, os quais foram desenvolvidos no escopo do Projeto HiBAm (Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica) entre fevereiro de 2001 e junho de 2003. As medições de velocidades e vazões foram realizadas com correntômetro acústico de efeito Doppler (ADCP), enquanto que os registros do leito foram obtidos com ecobatímetro e ADCP.

As *dunas* são a forma de fundo predominante em todo o estirão fluvial do rio Amazonas em território brasileiro, com alturas que variam entre 0,2 e 12,0 metros e comprimentos de até 400m. As principais feições das dunas (altura e comprimento) permanecem praticamente inalteradas ao longo do ano. Foram avaliados modelos de previsão do tipo de forma de fundo e geometria de dunas que se mostraram pouco confiáveis, provavelmente devido aos baixos números de *Froude* associados a escoamentos com grandes profundidades. Foi estabelecida uma nova expressão para a previsão da altura de dunas baseada em mais de 200 dados de campo e laboratório. A partir de dados de acompanhamento de dunas, foi avaliada a acurácia de 5 equações de transporte de sedimentos por arrasto. A geometria e o movimento de dunas medidas em diferentes trechos do rio permitiram estimar o transporte de sedimentos por arrasto entre 4×10^6 e 5×10^6 t/ano entre as estações de Iracema e Óbidos, que representa menos de 1% do transporte total de sedimentos do rio Solimões – Amazonas.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

SUBAQUEOUS DUNES IN SOLIMÕES-AMAZON RIVER
– DYNAMICS AND BEDLOAD TRANSPORT –

Maximiliano Andrés Strasser

February/2008

Advisor: Flavio César Borba Mascarenhas

Susana Beatriz Vinzon

Department: Civil Engineering

This work quantifies the geometry, sediment transport and dynamics associated to the riverbed configuration of the main course of Solimões – Amazonas river. The field works comprise bathymetric, hydraulic and sedimentological surveying, which were carried out in the scope of HiBAm Project (Hydrology and Geochemistry of the Amazon Basin) between February 2001 and June 2003. The velocity and discharge measurements were done with an *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) and the riverbed profiles were obtained through echobathymeter and ADCP.

In the Brazilian territory, *dunes* are the prevailing bedform along the fluvial reach of Amazon River with heights that range from 0.2 to 12.0 meters and wavelengths up to 400 meters. The main characteristics of the dune geometry (height and wavelength) remain practically unaltered throughout the year. Prediction models of the bedform and geometry of the dunes were assessed. However, such models proved to be weakly reliable probably due to the low *Froude* numbers associated with high deep flows. A new expression was established for the prediction of the height of dunes based on more than 200 field and laboratory data. Based on dune tracking data five bedload transport equations were tested. Dune geometry and migration measured in different stretches of the river made possible to estimate the bedload transport varying from 4×10^6 to 5×10^6 t/year between Iracema and Óbidos stations, which represents less than 1% of the sediment transport of the Solimões – Amazonas River.

ÍNDICE DE CAPÍTULOS

INTRODUÇÃO	1
1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
1.2. EQUILÍBRIO HIDROSEDIMENTOLÓGICO EM CORRENTES ALUVIAIS	1
1.2.1. INTERAÇÃO ENTRE O LEITO DO RIO E O ESCOAMENTO	3
1.2.2. PROCESSOS DE RETROALIMENTAÇÃO EM ESCOAMENTOS ALUVIAIS.....	7
1.3. CONTEXTO SOCIOECONÔMICO DO TRABALHO.....	8
1.4. OBJETIVOS.....	10
1.5. ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	12
INFORMAÇÕES HIDRÁULICAS E SEDIMENTOLÓGICAS	14
2.1. INTRODUÇÃO.....	14
2.2. PROJETO HIDROLOGIA E GEOQUÍMICA DA BACIA AMAZÔNICA (HIBAM).....	14
2.3. ÁREA DE ESTUDO	15
2.4. DESCRIÇÃO DOS LEVANTAMENTOS DE CAMPO	21
2.5. EQUIPAMENTOS DE MEDIÇÃO.....	23
2.5.1. CORRENTÔMETROS ACÚSTICOS DE EFEITO DOPPLER (ADCP).....	23
2.5.2. ECOBATÍMETRO	25
2.5.3. POSICIONAMENTO GEOGRÁFICO	26
2.6. PERFIS BATIMÉTRICOS LONGITUDINAIS	27
2.7. AMOSTRAGEM DE SEDIMENTOS DO LEITO	30
2.7.1. DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO MATERIAL DO LEITO	31
TIPO E GEOMETRIA DAS CONFIGURAÇÕES DO LEITO.....	37
3.1. INTRODUÇÃO.....	37
3.2. ORIGEM DAS CONFIGURAÇÕES DO LEITO.....	37
3.3. FORMAS DE FUNDO DO TIPO DUNAS	40
3.4. PREVISÃO DO TIPO DE FORMA DE FUNDO	43
3.4.1. DIAGRAMA DE SIMONS & RICHARDSON (1966).....	44
3.4.2. DIAGRAMA DE VAN RIJN (1984B)	45
3.4.3. DIAGRAMA DE SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990).....	48
3.5. PREVISÃO DE DUNAS NO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS.....	49
3.6. GEOMETRIA DE DUNAS	51
3.6.1. CRIAÇÃO ESPONTÂNEA DE DUNAS	53
3.7. GEOMETRIA DE DUNAS DO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS	56
3.8. PREVISÃO DA GEOMETRIA DE DUNAS.....	60
3.8.1. ALTURA DE DUNAS.....	60

3.8.2.	COMPRIMENTO DE DUNAS.....	62
3.9.	ANÁLISE DE RESULTADOS	63
3.10.	SUMÁRIO	72
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR ARRASTO		76
4.1.	INTRODUÇÃO	76
4.2.	ACERCA DA MEDIÇÃO DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DE ARRASTO	78
4.3.	O USO DE AMOSTRADORES MECÂNICOS	80
4.4.	MÉTODO DO DESLOCAMENTO DE DUNAS	83
4.5.	FÓRMULAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR ARRASTO	86
4.5.1.	MEYER-PETER & MULLER - 1948	87
4.5.2.	KALINSKE – FRIJLINK (APUD VAN DEN BERG (1987))	89
4.5.3.	EINSTEIN – BROWN (BROWN, 1950)	90
4.5.4.	ENGELUND & FREDSOE (1982)	91
4.5.5.	VAN RIJN (1984A)	91
4.6.	O TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR ARRASTO NO RIO AMAZONAS	92
4.7.	SUMÁRIO	99
MOVIMENTO DE DUNAS		102
5.1.	INTRODUÇÃO	102
5.2.	VELOCIDADE DE DUNAS NO RIO AMAZONAS.....	104
5.3.	METODOLOGIAS DE PREVISÃO DA VELOCIDADE DE DUNAS	110
5.3.1.	PREVISÃO DA VELOCIDADE DE DUNAS NO RIO AMAZONAS.....	116
5.4.	SUMÁRIO	122
CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....		124
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		128
APÊNDICE: CELERIDADE DE DUNAS A PARTIR DA ANÁLISE DE ESTABILIDADE DE DE VRIES		145

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Esquema conceitual do balanço hidrossedimentológico proposto por LANE (1955).....	2
Figura 2 – Campo de dunas na desembocadura do rio Ji-Paraná que ocupou a calha do rio (GOOGLE EARTH, 2007).	5
Figura 3 – Presença de bancos de areia no rio Madeira que evoluem para ilhas alterando o desenho fluvial do curso de água (GOOGLE EARTH, 2007).	5
Figura 4 – Esquema ilustrativo do processo de retroalimentação entre o escoamento, o transporte de sedimentos e a morfologia de dunas em um curso de água.	8
Figura 5 – Imagem com os principais rios da Bacia Amazônica e localização do posto de Óbidos (principal estação de referência hidráulico-sedimentológica da bacia) e dos pontos extremos do trecho em estudo (Tabatinga - Gurupá) (ORE HYBAM, 2008).	16
Figura 6 – Diagrama temporal de vazões do rio Amazonas em Óbidos, elaborado a partir de valores médios mensais correspondentes ao período 1970-2005.	17
Figura 7 – Hidrograma do rio Solimões (Manacapuru), rio Amazonas (Óbidos) e rio Madeira (Fazenda Vista Alegre), elaborado com as cotas médias mensais correspondentes ao período 1970-2005.	18
Figura 8 – Defasagem entre os picos hidrológico e sedimentológico em Óbidos, sendo as cotas referidas ao NMM e a concentração de sedimentos em suspensão referente a amostragens colhidas na superfície do rio.	19
Figura 9 – Registro limnigráfico do rio Amazonas em Óbidos que permite identificar a influência da onda de maré durante o período de águas baixas (KOSUTH, comunicação pessoal).	20
Figura 10 – Imagem de satélite (sensor Terra MISR, 23/07/2000) que permite identificar o desenho fluvial do tipo ramificado no rio Solimões-Amazonas (NASA, 2004). ..	21
Figura 11 – Nível de água em Óbidos (referido ao nível médio do mar) e datas para as quais foram realizadas medições em Óbidos.	22
Figura 12 – ADCP e sensor do ecobatímetro colocados no suporte de medição.	24
Figura 13 – Exemplos de diagramas visualizados com o programa WinRiver. A) batimetria da seção e a composição dos perfis verticais de velocidade ao longo da medição; B) vetores da velocidade média (módulo e direção) em relação a trajetória da embarcação.	25
Figura 14 – Exemplo de um teste de precisão realizado com o DGPS.	27
Figura 15 – Trajetória da embarcação (em vermelho) enquanto realiza um perfil longitudinal com ADCP (em azul, o módulo e a direção da velocidade do escoamento).	28
Figura 16 – Perfil batimétrico longitudinal medido com ecobatímetro em Ilha da Grande Eva, no rio Amazonas.	29
Figura 17 – Perfil batimétrico longitudinal medido com ADCP em Iracema, no rio Amazonas.	30
Figura 18 – Amostrador de sedimentos do leito do tipo de raspagem horizontal.	31
Figura 19 – Distribuições granulométricas de sedimentos do leito do rio Solimões-Amazonas na seção transversal de Óbidos.	33
Figura 20 – Variação longitudinal do diâmetro médio do sedimento no rio Mississippi segundo RAFAY (1966, <i>apud</i> SIMONS & SENTURK, 1992).	34

Figura 21 – Variação longitudinal (a jusante de Tabatinga) do diâmetro médio do sedimento do leito para as medições realizadas em nov-dez. de 2001 e junho de 2002.....	35
Figura 22 – Variação longitudinal (a jusante de Tabatinga) do diâmetro médio do sedimento do leito para as medições realizadas em maio de 1977 e dezembro de 1982 por NORDIN <i>et al.</i> (1979) e MERTES & MEADE (1985).....	35
Figura 23 – Distribuições granulométricas de sedimentos do leito do rio Solimões-Amazonas correspondentes à campanha de medições de junho de 2002.....	36
Figura 24 – Seqüência das configurações do leito proposta por RICHARDSON <i>et al.</i> (1961).....	39
Figura 25 – Diagrama representativo de uma duna.....	41
Figura 26 – Diagramas que mostram uma configuração bidimensional (A) e tridimensional (B) de dunas segundo ASHLEY (1990).....	42
Figura 27 – Dunas no rio Solimões. A) campo de dunas bidimensionais na margem do rio; B) campo de dunas tridimensionais em um banco de areia.....	42
Figura 28 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo SIMONS & RICHARDSON (1966) e intervalo de variação dos dados do Amazonas (cinza).....	45
Figura 29 – Diagrama modificado de Shields (modificado de VAN RIJN, 1984a).....	47
Figura 30 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo VAN RIJN (1984b) e intervalo de variação dos dados do Amazonas (cinza).....	48
Figura 31 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990), modificado por CARLING (1998) e intervalo de variação dos dados do Amazonas (cinza).....	49
Figura 32 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990) como uma função da tensão de atrito e intervalo com os dados do Amazonas (cinza).....	51
Figura 33 – Nomenclatura adotada para a definição da altura (Δ) e comprimento (λ) de dunas a partir do registro em uma faixa de ecobatimétrico.....	52
Figura 34 – Determinação do erro relativo na altura, comprimento ou volume de uma duna em função do número de pontos medidos em cada duna (WILBERS, 2004).....	53
Figura 35 – Perfis batimétricos longitudinais registrados no mesmo local (Iracema) durante diferentes campanhas de medição.....	55
Figura 36 – Trajetória do barco para as medições de junho de 2002 e março de 2003, e localização da nova duna registrada.....	55
Figura 37 – Localização das estações de medição utilizadas para caracterizar a geometria das dunas.....	56
Figura 38 – Imagem do leito do rio Solimões em Manacapuru que permite visualizar a configuração bidimensional das dunas ao longo de toda a seção transversal.....	57
Figura 39 – Diagrama de previsão da altura de dunas segundo ALLEN (1968).....	61
Figura 40 – Distância longitudinal percorrida pelos vórtices em um escoamento turbulento totalmente desenvolvido (YALIN, 1977).....	63
Figura 41 – Altura média da duna relativa a profundidade do escoamento para o rio Solimões-Amazonas e modelos de previsão desenvolvidos por YALIN (1964), ALLEN (1968), JACKSON (1976), FREDSOE (1982) e RODEN (1998).....	65
Figura 42 – Altura média e altura máxima (pontual) de dunas como uma função da profundidade do escoamento para o rio Solimões-Amazonas.....	65
Figura 43 – Variação na altura de dunas entre o período de águas altas e águas baixas no rio Solimões.....	66

Figura 44 – Relação entre a altura de duna e a profundidade para o rio Solimões-Amazonas e outros conjuntos de dados disponíveis na literatura.	67
Figura 45 – Variação do comprimento médio das dunas do rio Solimões-Amazonas em função de profundidade do escoamento.	68
Figura 46 – Relação entre a altura e comprimento de dunas para os valores médios de cada perfil longitudinal do rio Solimões-Amazonas.	69
Figura 47 – Relação entre a altura e o comprimento da duna para os valores pontuais do rio Solimões-Amazonas, junto às expressões propostas por FLEMMING (1988, <i>apud</i> ASHLEY, 1990).	69
Figura 48 – Relação entre a altura e o comprimento da duna para os valores pontuais do rio Solimões.	70
Figura 49 – Relação entre a altura e o comprimento da duna para os valores pontuais do rio Amazonas.	70
Figura 50 – Adequação dos dados de altura de dunas do rio Solimões-Amazonas aos métodos de previsão de VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995).	71
Figura 51 – Adequação dos dados de esbeltez de dunas do rio Solimões-Amazonas aos métodos de previsão de VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995).	71
Figura 52 – Comparação das expressões de previsão de altura de dunas de YALIN (1964), ALLEN (1968), VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995), além da relação desenvolvida neste trabalho.	74
Figura 53 – Comparação da altura média de dunas e granulometria do sedimento do leito ao longo do estirão de estudo.	75
Figura 54 – Imagem do leito do rio Amazonas em Óbidos que permite visualizar a configuração tridimensional das dunas (o sentido do escoamento é de cima para baixo).	75
Figura 55 – Mudanças morfológicas provocadas pelo movimento dos sedimentos, ao longo de um ano, na seção transversal de Manacapuru, no Rio Solimões.	77
Figura 56 – Mudanças morfológicas que afetam a localização do canal de navegação devido ao movimento dos bancos de areia no estuário do Amazonas (OLIVEIRA & VINZON, 2004).	77
Figura 57 – Variação temporal do transporte de sedimentos por arrasto em um rio com vazão constante (modificado de CAREY, 1985).	82
Figura 58 – Esquema do movimento de dunas.	84
Figura 59 – Determinação do erro relativo no cálculo da migração de dunas associado a resolução espacial e temporal dos levantamentos (WILBERS, 2004).	86
Figura 60 – Avaliação do transporte de sedimentos por arrasto a partir do movimento de dunas e com as fórmulas de Meyer-Peter & Muller, Einstein-Brown, Kalinske-Frijlink, Engelund & Fredsoe e van Rijn.	98
Figura 61 – Comportamento da fórmula de E&F após a modificação da constante de calibração.	99
Figura 62 – Esquema proposto por WILBERS (2004) para o escoamento e transporte de sedimentos sobre uma duna.	104
Figura 63 – Localização dos perfis batimétricos longitudinais utilizados para avaliar o deslocamento de dunas no rio Solimões-Amazonas.	105
Figura 64 – Superposição dos perfis batimétricos longitudinais medidos com ecobatímetro em Iracema, sem a correção devido ao movimento de dunas.	108
Figura 65 – Determinação do deslocamento e movimento do trem de dunas para os perfis longitudinais medidos em Iracema.	108

Figura 66 – Determinação do movimento de dunas a partir dos perfis longitudinais medidos com ecobatímetro em Óbidos.	109
Figura 67 – Determinação do movimento de dunas a partir dos perfis longitudinais medidos com ADCP em Ilha da Grande Eva.	109
Figura 68 – Determinação do movimento de dunas a partir dos perfis longitudinais medidos com ADCP em Iracema.	110
Figura 69 – Diagrama para o cálculo da velocidade de dunas segundo Pushkarev (YALIN, 1977).	111
Figura 70 – Diagrama para o cálculo da velocidade de dunas segundo Kondratiev (GRAF, 1971).	113
Figura 71 – Avaliação da expressão de Barekyan segundo SIMONS <i>et al.</i> (1965).	113
Figura 72 – Diagrama para o cálculo da velocidade de dunas segundo KONDAP & GARDE (1973).	114
Figura 73 – Avaliação da expressão de Pushkarev em relação aos dados do rio Amazonas.	118
Figura 74 – Avaliação da expressão de Znamenskaya em relação aos dados do rio Amazonas.	118
Figura 75 – Avaliação da expressão de Kondratiev em relação aos dados do rio Amazonas.	119
Figura 76 – Avaliação da expressão de KONDAP & GARDE (1973) e extrapolação proposta ao critério desses autores considerando os dados do rio Amazonas e de outros escoamentos naturais.	120
Figura 77 – Avaliação da expressão de Orgis em relação aos dados do rio Amazonas.	121
Figura 78 – Avaliação da expressão de FEDELE (1995) em relação aos dados do rio Amazonas.	122
Figura 79 – Diagrama de propagação das celeridades relativas, onde duas das curvas expressam a celeridade das pequenas perturbações da superfície livre e a terceira curva expressa a celeridade das pequenas perturbações no leito.	147

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Variação das características hidráulicas do Solimões-Amazonas ao longo do trecho em estudo.....	20
Tabela 2 – Resumo do período e trecho compreendido para cada campanha de medição.	23
Tabela 3– Resumo dos perfis longitudinais realizados em cada campanha de medição.	28
Tabela 4 – Resumo das amostras de sedimentos do leito coletadas em cada campanha de medição.....	31
Tabela 5 – Variação do diâmetro médio do sedimento ao longo do trecho em estudo para as campanhas C-3, C-4, C-6 e os dados de NORDIN <i>et al.</i> (1979) e MERTES & MEADE (1985).	32
Tabela 6 – Características de rugosidade associadas a cada configuração do leito (JULIEN, 1995).	40
Tabela 7– Valores médios das propriedades geométricas de dunas para cada estação de medição.....	58
Tabela 8 – Avaliação do transporte de sedimentos por arrasto a partir do deslocamento de dunas e através das fórmulas de Meyer-Peter & Muller (M-P&M), Einstein-Brown (E-B), Kalinske-Frijlink (K-F), Engelund & Fredsoe (E&F) e van Rijn (VR).	95
Tabela 9 – Capacidade de previsão do transporte de sedimentos por arrasto para as fórmulas de Meyer-Peter & Muller, Einstein-Brown, Kalinske-Frijlink, Engelund & Fredsoe, van Rijn e Engelund & Fredsoe (modificada).	98
Tabela 10 – Velocidade de dunas para o rio Solimões-Amazonas e as características hidráulicas médias do trecho em estudo durante as campanhas de medição de 2001, 2002 e 2003.	107
Tabela 11 – Intervalos de abrangência dos dados do rio Paraná e Paraguai usados na calibração por FEDELE (1995).	116
Tabela 12 – Resumo das expressões de previsão do movimento de dunas.	117

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

O escoamento em rios e canais fluviais apresenta diversas propriedades que se tornam responsáveis pela interferência permanente nos processos fluviais, fundamentalmente no tocante a morfodinâmica dos escoamentos com superfície livre. A água que escoia pelos cursos de água carrega consigo um conjunto de partículas sólidas (sedimentos) resultantes da meteorização na área de drenagem da bacia e dos processos atuantes sobre os contornos da calha fluvial. As variáveis, parâmetros e fatores mais relevantes de um curso de água combinam-se de diferentes formas, provocando processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos, dando lugar a diversos padrões na calha fluvial e no perfil longitudinal do curso de água.

A dinâmica dos escoamentos naturais, analisada desde a perspectiva da hidráulica fluvial, ganha destaque devido à influência exercida pela água sobre os sedimentos, seja no leito e nas margens, no transporte de sedimentos ou especificamente nos fenômenos de erosão-deposição, responsáveis pelo desenho da morfologia do leito. Dessa forma, o movimento dos sedimentos depende das características do escoamento e configura um complexo sistema bifásico (água + sedimento) em permanente interação-evolução. Esse é o principal motivo pelo qual os problemas associados à mecânica do transporte de sedimentos não devem ser tratados separadamente da hidrodinâmica da corrente de água.

1.2. Equilíbrio hidrossedimentológico em correntes aluviais

A idéia de interdependência entre a fase líquida e a fase sólida é muito antiga, sendo o pesquisador francês P. du Buat, em 1786, um dos primeiros a mencioná-la no livro “*Principes d’Hydraulique*” (GRAF, 1971). No entanto, passaram-se muitos anos até um pesquisador expor essa interdependência em termos práticos, através do conceito de equilíbrio hidrossedimentológico em uma corrente aluvial (LANE, 1955). A equação

proposta por Lane expressa que o fluxo líquido e o transporte de sedimentos não são mais que respostas aos processos e ao estado de equilíbrio atuante no sistema fluvial (Figura 1). Essa relação constitui um princípio de auto-ajustamento para os escoamentos naturais (Eq. 1), indicando que se uma ou mais variáveis são alteradas, necessariamente deverá existir uma modificação em uma (ou em todas) as variáveis restantes no sistema para restabelecer o equilíbrio entre erosão e sedimentação. Dito em outras palavras, do equilíbrio entre as componentes da descarga líquida e sólida, ponderadas pelas características dos sedimentos e pela declividade média do escoamento, ocorre a modelação da calha fluvial.

$$Q_s d_{50} \propto QS \quad \text{Eq. 1}$$

onde Q_s = descarga de sedimentos,

d_{50} = diâmetro médio dos sedimentos que compõem o leito,

Q = vazão líquida do rio ou canal,

S = declividade do leito.

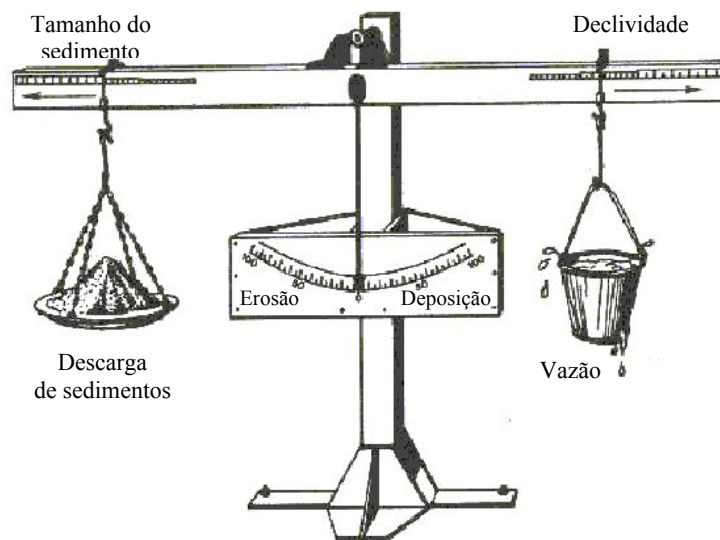


Figura 1 – Esquema conceitual do balanço hidrossedimentológico proposto por LANE (1955).

O modelo conceitual proposto por Lane foi posteriormente aperfeiçoado e ampliado por numerosos pesquisadores, entre os que se citam LEOPOLD *et al.* (1964), SCHUMM (1971), JANSEN *et al.* (1979), CHRISTOFOLETTI (1981), SIMONS &

SENTÜRK (1992), entre outros, que introduziram novas variáveis e elaboraram modelos quali-quantitativos mais complexos para o estudo do comportamento geomorfológico e hidrossedimentológico dos escoamentos naturais. SCHUMM (1971) apresentou modelos empíricos baseados principalmente em 8 variáveis (vazão, declividade, largura e profundidade do rio, sinuosidade e comprimento dos meandros, descarga de sedimentos e tipo de material transportado pela corrente) fornecendo uma base conceitual adequada para discutir as mudanças naturais e antrópicas passíveis de ocorrer na morfologia de um rio, chegando inclusive a sua metamorfose total.

JANSEN *et al.* (1979) identificaram nove variáveis como as responsáveis pela dinâmica dos escoamentos aluviais, sendo elas as que governam o escoamento e sua interação com a morfologia da calha fluvial (na condição de equilíbrio), a saber: a direção principal do escoamento, a variação temporal do fenômeno, a vazão, a profundidade, a largura do canal, a declividade da linha de energia, a carga sólida de fundo, um parâmetro característico do material do leito e a rugosidade do leito. CHRISTOFOLETTI (1981) também identificou as variáveis mais relevantes desde o ponto de vista da dinâmica fluvial de um escoamento, agrupando-as em variáveis independentes (vazão, carga de sedimentos, litologia da bacia), variáveis semi-dependentes (rugosidade do leito, granulometria dos sedimentos, mecanismos de transporte de sedimentos, tipo do canal) e variáveis dependentes (declividade, profundidade e largura da seção, velocidade do escoamento). O autor concluiu que os processos fluviais são controlados por uma complicada interrelação dessas variáveis, face à variação contínua, tanto temporal quanto espacialmente.

1.2.1. Interação entre o leito do rio e o escoamento

Considerando uma perspectiva mais específica no que diz ao equilíbrio hidrossedimentológico em correntes aluviais, GARDE & ALBERTSON (1959) observaram que quando se modificam as características do escoamento, do fluido e/ou do sedimento, as características naturais do leito e da superfície livre também serão modificadas, gerando na superfície do leito diferentes elementos de rugosidade denominados formas de fundo. Em conseqüência, pode assumir-se que as formas de fundo são expressões através das quais um curso de água tenta estabelecer condições de

equilíbrio entre as características hidráulicas (por exemplo: vazão, profundidade, declividade) e as características sedimentológicas (por exemplo: tamanho das partículas de sedimento, distribuição granulométrica, peso específico). As formas de fundo mais freqüentemente observadas nos escoamentos aluviais são as dunas, que constituem a morfologia fluvial de maior relevância, tanto pela resistência que oferecem ao escoamento quanto pelo mecanismo de transporte de sedimentos que representam (EINSTEIN, 1950; ROUSE, 1950; ENGELUND & HANSEN, 1967).

Na atualidade, o conceito proposto por GARDE & ALBERTSON (1959) mudou parcialmente, pois aceita-se que as formas de fundo são geradas a partir do transporte de sedimentos como uma forma de equacionar a energia do escoamento, mas também se reconhece que elas são diretamente influenciadas pelas características turbulentas do escoamento (JACKSON, 1976; YALIN, 1977; McLEAN & WOLFE, 1993; BENNETT & BEST, 1995; SECHET & LE GUENNEC, 1999). Em particular, a forma de fundo do tipo *dunas* é uma consequência das estruturas turbulentas que afetam toda a coluna de água, dando lugar à idéia de que a duna é uma morfologia que evolui com a profundidade do escoamento e que, por sua vez, gera efeitos turbulentos que interagem com a totalidade do escoamento (ASHLEY, 1990; BENNETT & BEST, 1995; ASCE, 2002).

As formas de fundo do tipo dunas têm sido estudadas durante muitos anos devido ao papel fundamental que representam na engenharia fluvial e na sedimentologia, dando lugar a trabalhos técnicos e científicos gerados em diversos contextos. O interesse dos sedimentólogos, por exemplo, baseia-se no uso das formas de fundo para reconstruir ambientes fluviais e costeiros antigos e, dessa forma, inferir as direções e velocidades da corrente, profundidade dos canais e variações temporais das condições hidráulicas da corrente (ALLEN, 1968; LECLAIR, 2006). Para os geomorfólogos, as formas de fundo podem alterar a morfologia em planta do escoamento (particularmente devido à presença de barras e bancos de areia), provocar erosão nas margens e até mudar a localização do canal principal (LEOPOLD *et al.*, 1964; CHRISTOFOLETTI, 1981).

Na seqüência do texto apreciam-se exemplos de como a presença de formas de fundo podem influenciar o comportamento e dinâmica de um escoamento. Na Figura 2 observa-se a desembocadura do rio Ji-Paraná, afluente do rio Madeira, onde um campo de dunas ocupou a totalidade da calha desse braço do rio, o que pode levar a mudanças no desenho fluvial do curso de água, enquanto que a Figura 3 evidencia como a presença de um banco de areia no rio Madeira evoluiu para um conjunto de ilhotas que provocaram mudanças no padrão do escoamento e alteraram o desenho em planta do rio Madeira.

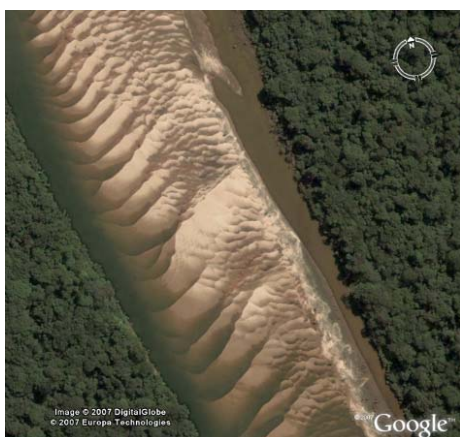


Figura 2 – Campo de dunas na desembocadura do rio Ji-Paraná que ocupou a calha do rio (GOOGLE EARTH, 2007).



Figura 3 – Presença de bancos de areia no rio Madeira que evoluem para ilhas alterando o desenho fluvial do curso de água (GOOGLE EARTH, 2007).

Por outro lado, as dunas são as formas de fundo que maior resistência impõem ao escoamento, influenciando localmente os processos de erosão-deposição e alterando as taxas de transporte de sedimentos por arrasto (ENGELUND & FREDSOE, 1982; YEN, 1991; VAN RIJN, 1993). Nesse sentido, para os engenheiros hidráulicos, é prioritário conhecer a geometria e dinâmica de dunas para a execução de obras no leito do curso de água, como por exemplo, a construção de pontes, túneis e barragens, a travessia de dutos ou a implantação de hidrovias (CAREY & KELLER, 1957; PETERS, 1988; AMSLER & SCHREIDER, 1999; ASCE, 2002; VINZON *et al.*, 2004).

Em escoamentos naturais, é intuitivo reconhecer que existe uma relação entre as características do escoamento, o transporte de sedimentos e a morfologia do leito

(BAGNOLD, 1966; ALLEN, 1968; YALIN, 1977). No entanto, as novas pesquisas revelaram que o que existe é uma intrincada relação entre essas variáveis (MULLER & GYR, 1986; BENNETT & BEST, 1995; McEWAN *et al.*, 1999; MAZUMDER, 2000; KOSTASCHUK, 2006).

MULLER & GYR (1986) descrevem as estruturas vorticais que surgem na camada de mistura a jusante da crista de dunas e consideram que essas estruturas coerentes alimentam a interação entre o fluxo, o transporte de sedimento e as formas de fundo, tornando-se responsáveis pelo desenvolvimento, evolução e permanência das dunas no leito de uma corrente aluvial. BENNETT & BEST (1995) descreveram a estrutura da turbulência e sua relação com as formas de fundo do tipo dunas a partir de medições da velocidade sobre dunas bidimensionais (fixas) em canais de laboratório. Dessa forma, mostraram que as instabilidades geradas na interface entre a camada limite e a região de descolamento do escoamento são responsáveis pelas elevadas intensidades turbulentas associadas às dunas, e que a distribuição espacial desses eventos turbulentos proporciona mecanismos para o início do movimento, o transporte e a suspensão de sedimentos associados as dunas.

McEWAN *et al.* (1999) expuseram que a interação entre as partículas de sedimento e o fluido compõem um mecanismo estabilizante em relação ao transporte de sedimentos de fundo. Através da implementação de um modelo conceitual, mostraram que a rugosidade provocada pelo movimento dos grãos de sedimento pode ser um fator relevante quanto à rugosidade total do escoamento e indicaram, também, como o transporte de sedimentos encontra-se limitado pela disponibilidade de sedimentos no domínio e pela capacidade de transporte do escoamento. A partir de medições do perfil de velocidades na camada próxima ao leito, MAZUMDER (2000) realizou um estudo da interação fluido-partícula na camada limite turbulenta no qual reconheceu feições que vinculam os mecanismos do transporte de sedimentos aos processos turbulentos e que afetam diretamente a gênese das formas de fundo. O trabalho de KOSTASCHUK (2006) não tem caráter inédito quanto ao desenvolvimento apresentado, mas é interessante a coletânea de dados de campo que faz para, posteriormente, mostrar que existe uma forte correlação entre a geometria da duna, as características do escoamento

e a dinâmica dos sedimentos que estão sendo transportados por arrasto e/ou em suspensão.

1.2.2. Processos de retroalimentação em escoamentos aluviais

O exposto nos parágrafos precedentes permite traçar uma idéia dos processos de retroalimentação (*feedback* na literatura em inglês) que atuam entre o escoamento, o transporte de sedimentos e a morfologia de dunas em um curso de água (Figura 4). Na medida em que existem mudanças na dinâmica do escoamento, verifica-se um ajustamento nas demais variáveis do sistema alterando, dessa forma, a potência da corrente, e influenciando diretamente a capacidade de transporte de sedimentos e o desenho da morfologia do leito. Paralelamente, a morfologia do leito, em nosso caso representada por formas de fundo do tipo dunas, é moldada pelo movimento de dunas, o que se traduz em transporte de sedimentos por arrasto. Nessa situação, as dunas passam a constituir elementos fundamentais desde o ponto de vista da resistência hidráulica (SIMONS & RICHARDSON, 1960; SHEN, 1962).

O incremento na resistência ao escoamento traz implícita uma redução na energia disponível no escoamento, reduzindo assim o transporte de sedimentos e provocando novas mudanças na morfologia do leito do curso de água (ENGELUND, 1966; VANONI & HWANG, 1967). Além das componentes do escoamento médio, é imprescindível considerar os processos turbulentos que atuam no escoamento, influenciando as características do transporte de sedimentos (SECHET & LE GUENNEC, 1999) e, fundamentalmente, interagindo com as dunas (SCHINDLER & ROBERT, 2005). KOSTASCHUK & CHURCH (1993) descreveram as dunas como as geradoras de estruturas macroturbulentas, sendo que, por sua vez, essas estruturas provocam a suspensão e advecção das partículas de sedimento para o escoamento (OSBORNE & VINCENT, 1996; KOSTASCHUK, 2000).

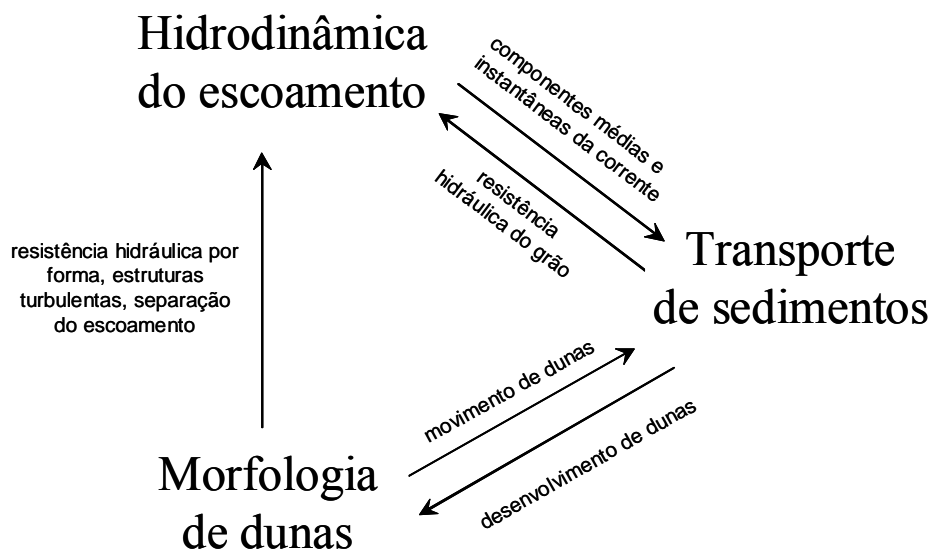


Figura 4 – Esquema ilustrativo do processo de retroalimentação entre o escoamento, o transporte de sedimentos e a morfologia de dunas em um curso de água.

1.3. Contexto socioeconômico do trabalho

O rio Solimões-Amazonas possui uma localização estratégica pela proximidade de fronteiras internacionais, sem contar a riqueza em recursos naturais e a expressiva biodiversidade que a região oferece, tornando-a de reconhecida importância no cenário mundial. O transporte fluvial na rede aquaviária amazônica confere também grande destaque aos estudos associados nesse ambiente, fundamentalmente devido à circulação de navios de grande calado, barcos e barcaças ao longo dos 19 mil quilômetros de vias navegáveis do rio Amazonas e seus tributários (ANTAQ, 2007).

A Amazônia Legal ocupa 61% do espaço físico do Brasil, no entanto alberga apenas 13 % de sua população e responde por 7 % do Produto Interno Bruto (IBGE, 2005). Paralelamente, os rios amazônicos representam a maior reserva de água doce do mundo, constituindo-se assim em um bem de inestimável valor econômico para a geração atual e as futuras. Um exemplo simples permite quantificar a importância desse recurso, já que a vazão média do rio Amazonas permitiria o abastecimento de água potável para o equivalente a mais de 3000 cidades do tamanho do Rio de Janeiro. Por esses motivos, considera-se a Amazônia uma região estratégica neste Século XXI, e se reconhece durante as últimas décadas um maior interesse do governo federal pelo desenvolvimento da região Norte.

O desenho das políticas públicas justificam o estabelecimento do Eixo de Desenvolvimento Madeira-Amazonas, favorecendo fundamentalmente as ações que propiciam a geração de energia elétrica para o sistema nacional e a implantação de infra-estruturas na região norte, através de diversos empreendimentos como:

- ✚ construção do complexo hidrelétrico do rio Madeira (usinas de Santo Antônio e Jirau, com 7.480 MW de potência instalada) e do complexo hidrelétrico Belo Monte no rio Xingu (com 11.182 MW de potência instalada), não apenas como empreendimentos para equacionar a questão da escassez de energia, mas também como projetos estruturantes do eixo de desenvolvimento Madeira - Amazonas (FURNAS, 2005; PNLT, 2007);

- ✚ revitalização das hidrovias em rios amazônicos (hidrovia do Amazonas, do Solimões, do Madeira, Tapajós-Teles Pires, do Branco-Negro e do Marajó) através de parcerias público-privadas com os principais operadores na região (PNLT, 2007). É interessante notar que, nos próximos anos, essas hidrovias serão responsáveis pelo escoamento de 50% da soja produzida no Brasil, viabilizando a saída aos mercados internacionais através dos rios Madeira, Tapajós e Amazonas, operando em navios de longo curso desde os portos fluviais de Manaus, Itacoatiara, Santarém e Belém (CARGILL, 2003; ANTAQ, 2004; HERMASA, 2005);

- ✚ mudança da matriz energética nas termelétricas de Manaus e Porto Velho para o gás natural, criando condições para o desenvolvimento econômico e industrial da região. Estima-se que as reservas de gás natural, nas províncias petrolíferas da Amazônia, chegam a 25% do total das reservas brasileiras, que lhe conferem a segunda posição na classificação nacional, ainda que para usufruir desse gás precisa-se de gasodutos até as cidades de Manaus e Porto Velho, totalizando cerca de 1.000 km de extensão (PRATES, 2002; OLIVEIRA MARTINS, 2002);

- ✚ resgate das rodovias para a integração geopolítica e social da região, entre elas a Transamazônica, já que seu traçado liga os últimos pontos da navegação de cabotagem dos afluentes da margem direita do rio Amazonas (PNLT, 2007).

Percebe-se que o desenvolvimento da região Norte do Brasil encontra-se atrelado à implantação de grandes infra-estruturas como hidrovias e aproveitamentos hidrelétricos, para os quais é indispensável o conhecimento do comportamento aluvial dos rios da bacia amazônica.

1.4. Objetivos

A partir da indubitável importância dos escoamentos fluviais, resulta fundamental avançar no conhecimento dos mecanismos responsáveis pelo seu comportamento, visando otimizar o aproveitamento, gestão, controle e preservação dos corpos de água.

Realizar medições de descarga líquida e sólida em rios da bacia amazônica representa um grande desafio, por um lado, devido às dificuldades que envolvem naturalmente os trabalhos de campo e, pelo outro, devido às características particulares que envolvem o estudo de cursos de água de semelhante magnitude. É interessante notar que o estudo da física e dinâmica hidrológica e do transporte de sedimentos nos rios da bacia Amazônica iniciou-se há mais de 40 anos, e ainda existem numerosos aspectos básicos, principalmente vinculados à mecânica do transporte de sedimentos, que precisam de uma avaliação mais aprofundada.

As pesquisas desenvolvidas até o momento em relação à morfologia do leito do Amazonas são escassas na literatura. Mais ainda, diretamente não existe qualquer estudo que considere a sua dinâmica ou sua influência sobre o escoamento. NORDIN *et al.* (1979) descreveram a presença de dunas nos rios Solimões e Amazonas, com alturas que variam entre 1 m e 6 m. No entanto, MERTES & MEADE (1985) chegaram a medir dunas de até 12 m de altura na cidade de Óbidos (rio Amazonas). STRASSER *et al.* (2002) apresentaram o primeiro conjunto de medições completas da altura e comprimento de dunas em 5 pontos de medição localizados no trecho médio do rio Amazonas. Já na região estuarina, TORRES (1997) e VITAL *et al.* (1998) dão conta da presença de dunas simétricas e assimétricas em diversos trechos do Canal Sul e Norte do Amazonas, com alturas entre 4 m e 11 m, e comprimentos variando entre 85 m e 300 m.

Em geral, a carga de arrasto de um rio representa uma fração menor em relação à carga total de sedimentos, mas devido a sua importante contribuição à morfologia fluvial é uma informação necessária e essencial nos estudos sobre evolução de canais de navegação e a formação de ilhas e deltas. Devido à complicada tarefa de estimar o transporte de sedimentos de arrasto mediante amostragem, verifica-se que as estimativas disponíveis na literatura correspondem, basicamente, à aplicação de fórmulas de cálculo (CARVALHO & CUNHA, 1998; DUNNE *et al.*, 1998), ou simplesmente à adoção de uma percentagem em relação à carga de sedimento em suspensão (GIBBS, 1967; MILLIMAN & MEADE, 1983). STRASSER (2002) realizou uma quantificação preliminar do transporte de sedimentos de arrasto mediante o método do deslocamento de dunas em alguns trechos do rio Amazonas, entretanto a quantidade de dados utilizados não permitiu obter resultados conclusivos.

Propõe-se, portanto, como objetivo fundamental deste trabalho, descrever a ocorrência e geometria de formas de fundo em grandes rios com leito de areia e quantificar a dinâmica dos sedimentos de arrasto no rio Solimões-Amazonas. Nesse sentido, os objetivos específicos deste trabalho são os seguintes:

- i) determinar as principais feições que caracterizam a geometria de dunas através do processamento e análise das informações coletadas durante campanhas de medição do rio Solimões-Amazonas e principais afluentes (2001-2003);
- ii) reunir a informação já publicada em relação a formas de fundo do tipo dunas (geometrias e celeridades), correspondentes a medições em correntes naturais e em experimentos de laboratório;
- iii) avaliar a adequação de diferentes metodologias de previsão do tipo e geometria das formas de fundo do rio Solimões-Amazonas;
- iv) estimar a celeridade de grupos de dunas do rio Solimões-Amazonas a partir de medições de campo, contrastando com a adequação de diferentes expressões empíricas;

- v) quantificar o transporte de sedimentos do leito obtido através do deslocamento de dunas, comparando com os valores calculados mediante fórmulas de transporte;
- vi) determinar e analisar a distribuição longitudinal dos sedimentos do leito do Solimões-Amazonas.

1.5. Organização da Tese

O objetivo principal desta tese consiste em apresentar as medições realizadas em rios da bacia Amazônica, detalhando as características do escoamento e a ocorrência, geometria e transporte de sedimentos por arrasto associado à presença de formas de fundo do tipo dunas. Os objetivos específicos foram desenvolvidos em núcleos temáticos, como descritos a seguir.

O Capítulo 2 trata da apresentação das informações hidráulicas, batimétricas e sedimentológicas utilizadas no escopo deste trabalho. Nesse sentido, são apresentados os dados coletados durante as medições de campo realizadas no rio Solimões-Amazonas durante o período 2001-2003, o que permitiu determinar as principais feições que caracterizam a geometria de dunas, bem como o movimento das mesmas. Em seguida, descreve-se a área de estudo bem como as metodologias de medição e os equipamentos utilizados durante os trabalhos de campo. Entre os dados reunidos, além dos correspondentes a rios amazônicos, encontram-se também informações já publicadas em relação a geometrias e celeridades de dunas, referentes a medições em correntes naturais e experimentos de laboratório. É interessante salientar que uma contribuição valiosa deste trabalho consiste em disponibilizar um conjunto de dados totalmente inéditos vinculados a morfologias fluviais medidas num dos corpos de água mais importantes do mundo.

O Capítulo 3 aborda o processamento e análise das informações batimétricas apresentadas no capítulo anterior. Dessa forma, o objetivo principal visa determinar o tipo de forma de fundo registrada e definir as principais feições que caracterizam a geometria de dunas ao longo dos quase 3.000 km que compreendem nosso estudo entre as localidades de Tabatinga (AM) e Gurupá (PA). Pretende-se, também, a partir das

numerosas expressões existentes na literatura, avaliar quais as metodologias de previsão do tipo e geometria das formas de fundo mais significativas do ponto de vista físico, bem como aquelas de melhor representação para o caso do rio Solimões-Amazonas. Este ponto é particularmente importante devido ao fato de que a maior parte das expressões disponíveis surgiram de experimentos realizados em canais de laboratório ou em escoamentos naturais de pequenas dimensões, mostrando-se inadequado, em algumas situações, o uso de tais metodologias. A partir dos dados de geometrias coletados no escopo deste trabalho e mais outros dados correspondentes a medições em rios e em canais de laboratório, é proposta uma expressão para a previsão da altura de dunas em grandes rios.

No Capítulo 4 e no Capítulo 5, tratam-se dois assuntos interdependentes, quais sejam: o movimento do leito, avaliado através do deslocamento das dunas, e o transporte de sedimentos por arrasto. O Capítulo 4 determina o transporte de sedimentos por arrasto a partir do método do deslocamento de dunas e, posteriormente, esses resultados são comparados à precisão de fórmulas de transporte de sedimentos de uso extensivo na literatura. No Capítulo 5 trata-se a determinação da velocidade dos trens de dunas no rio Amazonas e, mais adiante, pondera-se a adequabilidade de expressões empíricas de previsão da velocidade de dunas.

Finalmente, o Capítulo 6 proporciona um sumário dos principais resultados atingidos no desenvolvimento do presente trabalho.

CAPÍTULO 2

INFORMAÇÕES HIDRÁULICAS E SEDIMENTOLÓGICAS

2.1. Introdução

Durante décadas as pesquisas de campo foram relegadas, não apenas no Brasil como no mundo todo, em prol da realização de trabalhos experimentais em canais de laboratório. O impacto direto dessas práticas, amplamente exploradas desde o início do século XX, foi o desenvolvimento de uma hidráulica fluvial e mecânica dos fluidos fortemente experimental. Os avanços tecnológicos ocorridos nos últimos 20 anos permitiram o uso, no ambiente acadêmico, de novas tecnologias, com custos acessíveis, com o que os trabalhos de campo receberam um forte impulso, e as medições em campo ganharam em precisão, praticidade e, às vezes, em simplicidade, permitindo entrever que nem sempre o fenômeno em estudo esteve devidamente reproduzido através das experiências em canais de laboratório (CRICKMORE, 1970; COSTELLO & SOUTHARD, 1981; MARTI, 1998). Surgiu, assim, uma preocupação maior pela representação da física envolvida nesses fenômenos de transporte e, como consequência disso verifica-se, na prática, um incremento sensível na realização de pesquisas de campo (AMSLER & SCHREIDER, 1992; KOSTASCHUK & VILLARD, 1996; VILLARD & KOSTASCHUK, 1998; CARLING *et al.*, 2000a,b; BRAVO-ESPINOZA *et al.*, 2003; VILLARD & CHURCH, 2003; DINEHART & BURAU, 2005; KOSTASCHUK, 2006).

2.2. Projeto Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica (HiBAm)

A medição em escoamentos naturais é naturalmente difícil, tornando-se bem mais complicada quando se refere a trabalhos em grandes bacias hidrográficas e seus respectivos cursos de água devido aos elevados custos operacionais, por um lado, e aos perigos das medições de campo pelo outro. Nesse contexto, é importante destacar a importância e o grande desafio que significa realizar medições no maior rio do mundo, o rio Solimões-Amazonas.

As medições de campo utilizadas neste trabalho foram executadas no âmbito do Projeto HiBAM – Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica (ORE-HYBAM, 2006), o qual no período 1994 a 2003 contou com a cooperação técnico-científica das seguintes instituições: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Institut de Recherche pour le Développement (IRD/França), Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica (DNAEE; posteriormente participou a Agência Nacional de Energia Elétrica –ANEEL– e logo a Agência Nacional de Águas –ANA–), além da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e a Universidade de Brasília (UnB). Este projeto iniciou-se com o objetivo de estudar a dinâmica hidrológica do rio Amazonas e de seus principais tributários, e posteriormente ampliou seu escopo para incluir estudos de geoquímica sobre os principais rios e as várzeas, o impacto da variabilidade climática sobre as descargas líquidas e sólidas, o funcionamento e a importância das várzeas e da planície de inundação, e o monitoramento de rios e lagos mediante o uso de sensoriamento remoto.

2.3. Área de Estudo

A bacia Amazônica, com uma superfície de drenagem de $6,1 \times 10^6 \text{ km}^2$, representa a maior área de drenagem do planeta (Figura 5), sendo que 63 % da mesma localiza-se em território brasileiro, 17 % no Peru, 11 % na Bolívia, 5,8 % na Colômbia e o restante corresponde ao Equador, à Venezuela e à Guyana (GUYOT *et al.*, 1999). As nascentes do rio Amazonas situam-se na Cordilheira dos Andes, no Peru, mas tradicionalmente se atribuem aos rios Ucaiali e Marañon como sendo suas nascentes, a partir de onde percorre acima de 6.000 quilômetros até sua desembocadura no Oceano Atlântico.

Uma das principais estações de referência hidráulico-sedimentológica do trecho fluvial do rio Amazonas localiza-se na cidade de Óbidos (PA), onde a vazão média é aproximadamente $170.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (ANA, 2007). A vazão mínima nesse estirão pode chegar aos $\sim 85.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto que o pico da cheia pode atingir $\sim 270.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Já na região de estuário, o rio Amazonas apresenta uma vazão média de aproximadamente $209.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (MOLINIER *et al.*, 1995, *apud* FILIZOLA & GUYOT, 2004).



Figura 5 – Imagem com os principais rios da Bacia Amazônica e localização do posto de Óbidos (principal estação de referência hidráulico-sedimentológica da bacia) e dos pontos extremos do trecho em estudo (Tabatinga - Gurupá) (ORE HYBAM, 2008).

O período de águas altas no rio Amazonas apresenta-se entre os meses de abril e julho, enquanto a estiagem ocorre entre outubro e dezembro, como se evidencia na Figura 6. Nessa figura, apresenta-se um diagrama temporal das vazões do rio Amazonas em Óbidos, elaborado a partir de valores médios mensais correspondentes ao período 1970-2005 (ANA, 2007), que permite identificar não apenas os valores extremos como também a alternância de períodos úmidos e secos.

Os períodos de estiagem, enchente, pico da cheia e vazante do rio são também visualizados na Figura 7, que mostra o hidrograma do rio Solimões (em Manacapuru), do rio Amazonas (em Óbidos) e do rio Madeira (em Fazenda Vista Alegre), elaborado com as cotas médias mensais referidas ao nível médio do mar (NMM), correspondentes ao período 1970-2005 (ANA, 2007). Da avaliação dessa figura surge um elemento que mostra a complexidade da dinâmica hidrológica da bacia amazônica: a defasagem no tempo de contribuição das diferentes bacias afluentes ao curso principal do rio (GUYOT, 1993), o que provocaria que o pico da cheia anual ocorra aproximadamente 20-30 dias antes em Óbidos do que na localidade de Manacapuru (AM), localizada 700 km a montante.

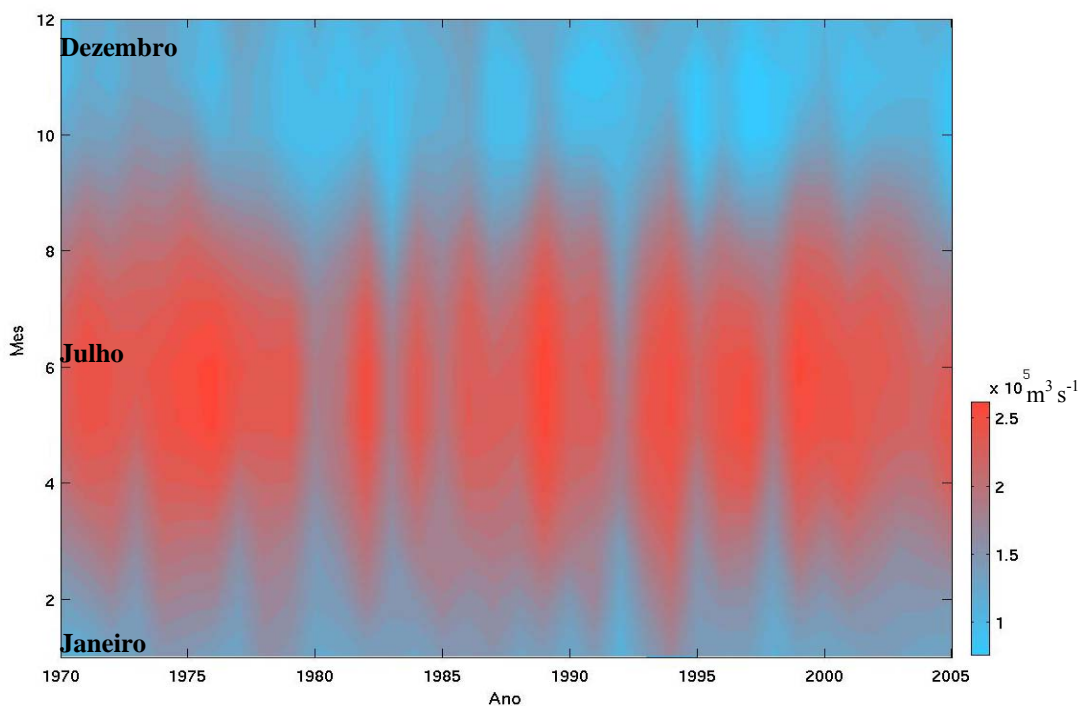


Figura 6 – Diagrama temporal de vazões do rio Amazonas em Óbidos, elaborado a partir de valores médios mensais correspondentes ao período 1970-2005.

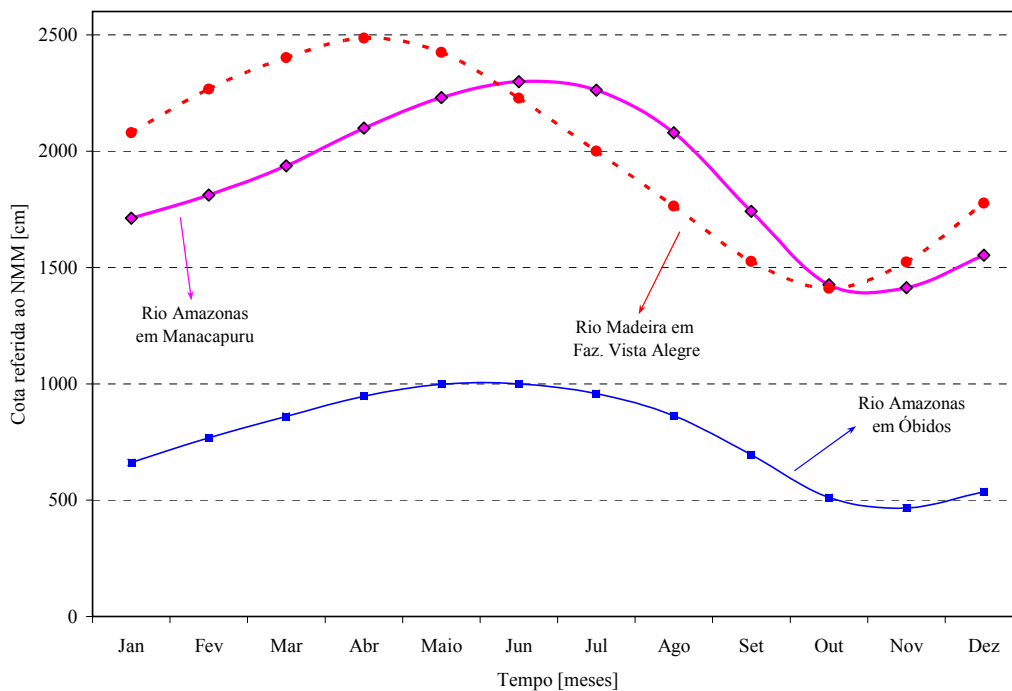


Figura 7 – Hidrograma do rio Solimões (Manacapuru), rio Amazonas (Óbidos) e rio Madeira (Fazenda Vista Alegre), elaborado com as cotas médias mensais correspondentes ao período 1970-2005.

Em relação a sedimentologia do rio Amazonas, é interessante destacar o comportamento da onda de sedimentos em suspensão, pois a mesma se antecipa em torno de 100-130 dias em relação ao pico da cheia (Figura 8). Nessa figura, identifica-se claramente essa defasagem entre os picos hidrológico e sedimentológico na estação de Óbidos, sendo que os dados de concentração de sedimentos em suspensão correspondem a amostras coletadas em superfície pelo Projeto HiBAM (ORE-HYBAM, 2006). Já para o rio Madeira, que resulta ser o principal tributário desde o ponto de vista sedimentológico, a situação é diferente, pois o pico hidrológico e sedimentológico praticamente coincidem na ocorrência (FILIZOLA, 2003; GUYOT *et al.*, 2005).

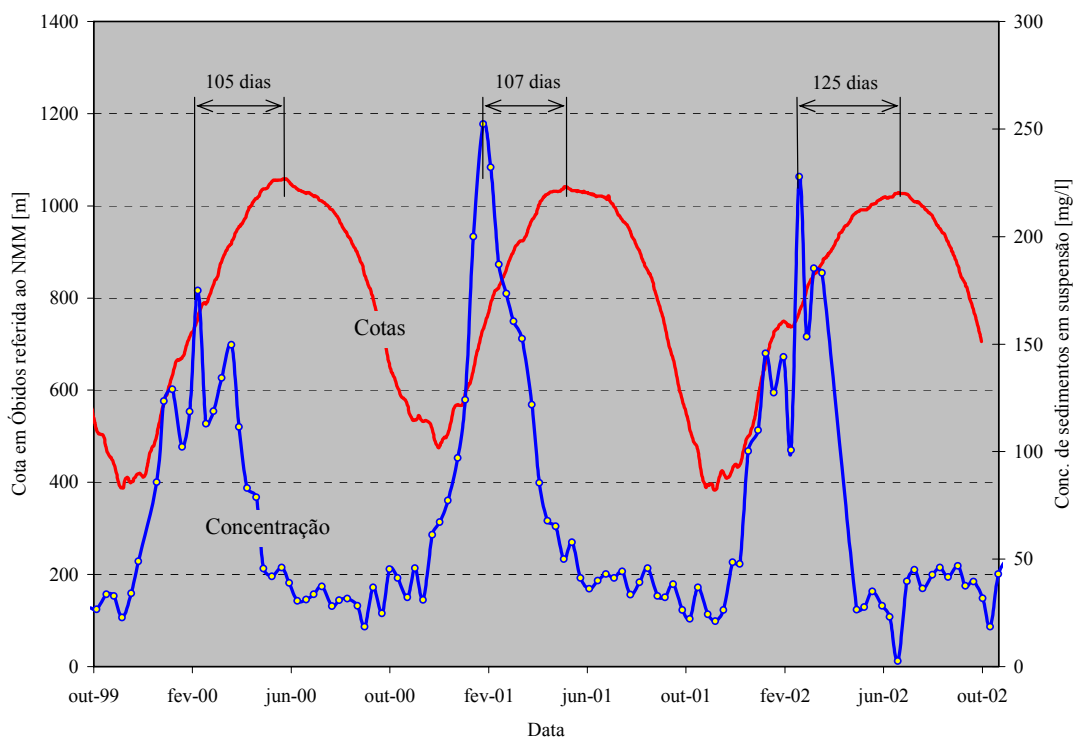


Figura 8 – Defasagem entre os picos hidrológico e sedimentológico em Óbidos, sendo as cotas referidas ao NMM e a concentração de sedimentos em suspensão referente a amostragens colhidas na superfície do rio.

Uma outra peculiaridade do Amazonas é que a influência da onda de maré chega-se a registrar a 900 km a montante da desembocadura do rio, no posto fluviométrico de Óbidos (Figura 9), estabelecendo assim o limite prático para o trecho fluvial, como já fora descrito em DEFANT (1960) e comprovado através de dados de campo por KOSUTH *et al.* (1999a).

A declividade média da linha de água para o trecho médio do Amazonas (Manacapuru–Óbidos) é de 1,50 cm/km, variando em função do regime hidrológico desde 2,10 cm/km no período de águas altas até 1,00 cm/km no período de estiagem (KOSUTH *et al.*, 1999b; STRASSER, 2002).

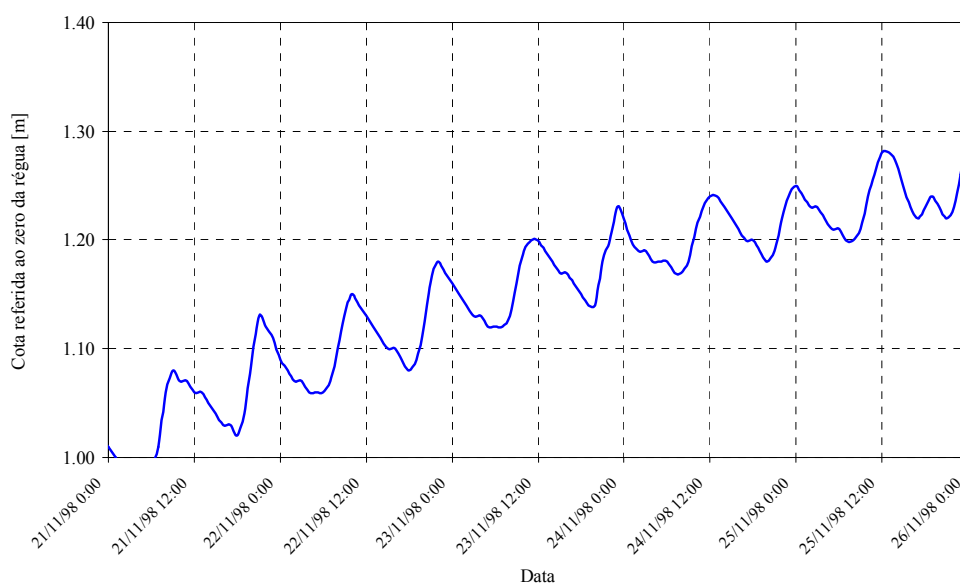


Figura 9 – Registro limnográfico do rio Amazonas em Óbidos que permite identificar a influência da onda de maré durante o período de águas baixas (KOSUTH, comunicação pessoal).

Ao longo do trecho em estudo, é sensível a variação de algumas características hidráulicas do rio, como se pode observar na Tabela 1. É interessante notar que, devido às características morfológicas da calha fluvial, a largura de cada seção transversal (leito menor do rio) permanece praticamente inalterada ao longo do ano hidrológico. Portanto, as diferenças entre o período de estiagem e de cheia são facilmente visualizadas na profundidade média do escoamento (colunas 3 e 4 da tabela). Os dados foram obtidos a partir de medições realizadas em novembro de 2001 (período de estiagem) e junho de 2002 (período de cheia).

Tabela 1 – Variação das características hidráulicas do Solimões-Amazonas ao longo do trecho em estudo.

Estação	Largura [m]	Profundidade (estiagem) [m]	Profundidade (cheia) [m]
Tabatinga (prog. 0 km)	1000	21,8	27,1
São Paulo de Olivença (prog. 290 km)	1550	17,0	24,9
Santo Antonio de Içá (prog. 420 km)	1930	18,5	25,4
Fonte Boa (prog. 730 km)	900	24,4	32,9
Itapeua (prog. 1220 km)	1150	42,3	50,1
Manacapuru (prog. 1540 km)	3100	19,8	31,2
Iracema (prog. 1760 km)	3550	22,5	32,8
Óbidos (prog. 2260 km)	2380	49,6	56,2

A morfologia em planta do rio apresenta, alternadamente, trechos estreitos com grandes profundidades (a seção de Itacoatiara, localizada próxima à desembocadura do rio Madeira, possui profundidades de até 120 m) seguidos de trechos com uma expansão em planta, normalmente associada a uma redução significativa da profundidade e da velocidade média do escoamento (a velocidade chega a duplicar seu valor entre o trecho raso e o profundo). O desenho do canal fluvial é, em geral, do tipo ramificado, com uma significativa presença de braços (ou paranás) formando ilhas (Figura 10), no entanto o trecho superior do rio Solimões apresenta também um caráter meandriforme.



Figura 10 – Imagem de satélite (sensor Terra MISR, 23/07/2000) que permite identificar o desenho fluvial do tipo ramificado no rio Solimões-Amazonas (NASA, 2004).

2.4. Descrição dos levantamentos de campo

O Projeto HiBAm realizou regularmente, ao longo do ano, campanhas de medição de campo, durante as quais a prática habitual incluía o levantamento das vazões mediante o uso de correntômetros acústicos de efeito Doppler e a amostragem de água e sedimentos em suspensão. No começo de 2001, a UFRJ sugeriu incorporar novas medições sedimentológicas, caracterizadas pelo levantamento de perfis batimétricos longitudinais do leito associados à amostragem de sedimentos do leito, com o propósito específico de conhecer os aspectos relativos à morfologia e dinâmica do leito do rio Solimões-Amazonas.

Nesse contexto, no período de fevereiro de 2001 a junho de 2003, houve levantamentos da morfologia do leito durante 8 campanhas de medição em diferentes estações localizadas ao longo dos 3000 quilômetros do rio Solimões-Amazonas, compreendidos entre as localidades de Tabatinga (cidade que faz fronteira com a Colômbia) e Gurupá (a jusante da bifurcação do Amazonas em Canal Sul e Canal Norte), e durante 4 campanhas no rio Madeira, principalmente entre as localidades de Fazenda Vista Alegre e a confluência com o Amazonas (Figura 5).

A data de realização de cada campanha foi escolhida de modo a representar os diferentes regimes sazonais do Solimões-Amazonas, ou seja, durante o período de enchente (fev./março de 2001, 2002 e 2003), pico da cheia (junho de 2001, 2002 e 2003), vazante (agosto de 2001) e a estiagem (dezembro de 2001) (Figura 11). A identificação de cada campanha de medição (C-1, C-2, ..., C-8), junto ao período e ao trecho compreendido em cada campanha, encontram-se sintetizados na Tabela 2.

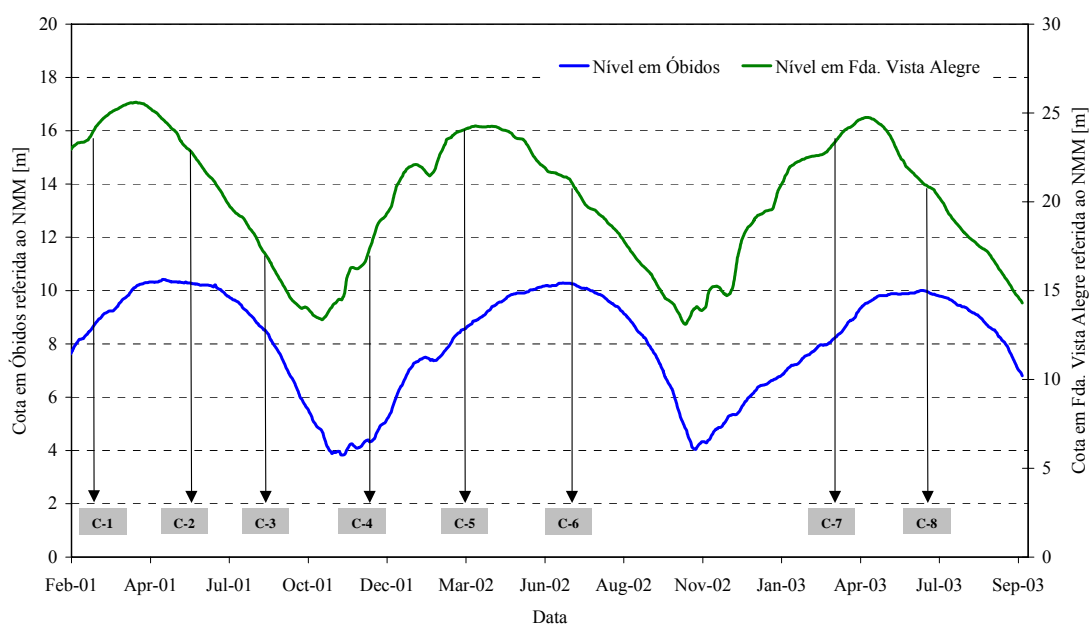


Figura 11 – Nível de água em Óbidos (referido ao nível médio do mar) e datas para as quais foram realizadas medições em Óbidos.

Tabela 2 – Resumo do período e trecho compreendido para cada campanha de medição.

ID	Período	Trecho de medição
C-1	Fevereiro / 2001	Manacapuru – Urucurituba – Santarém
C-2	Junho / 2001	Manacapuru – Fda. Vista Alegre – Santarém
C-3	Agosto / 2001	Manacapuru – Nova Olinda do Norte – Santarém
C-4	Dezembro / 2001	Tabatinga – Nova Olinda do Norte – Santarém
C-5	Março / 2002	Manacapuru – Porto Velho – Santarém
C-6	Julho / 2002	Tabatinga – Gurupá
C-7	Março / 2003	Tabatinga – Santarém
C-8	Junho / 2003	Manacapuru – Santarém

2.5. Equipamentos de medição

Os primeiros levantamentos de campo realizados no rio Solimões-Amazonas foram um grande desafio, pois desconhecia-se completamente as características morfológicas dos locais escolhidos para as medições. Por esse motivo, as duas primeiras campanhas foram principalmente destinadas ao reconhecimento das características dos rios nas seções e trechos de medição, realizando os primeiros levantamentos batimétricos do leito com o uso de correntômetros acústicos de efeito Doppler, e identificando as metodologias e equipamentos mais adequados para tal fim. A análise dos levantamentos realizados nas campanhas C-1 e C-2 permitiu constatar a presença de formas de fundo do tipo dunas na maior parte do trecho de estudo do Solimões-Amazonas e em vários trechos do rio Madeira. As medições realizadas no rio Negro, a montante da cidade de Manaus, não mostraram a presença de formas de fundo. No entanto, novos trabalhos desenvolvidos pela COPPE (VINZON *et al.*, 2004) identificaram a presença de pequenas dunas e rugas em locais onde existem depósitos de areia, no trecho compreendido entre Manaus até o local denominado “Encontro das Águas”.

2.5.1. Correntômetros acústicos de efeito Doppler (ADCP)

Os correntômetros acústicos de efeito Doppler (ADCP - *Acoustic Doppler Current Profiler*) medem a velocidade instantânea nas três dimensões (u , v , w) a partir

de um dispositivo que pode ser montado em um barco ou fixado no leito do corpo de água (Figura 12). O ADCP emite pulsos acústicos a partir de transdutores (quatro *beams*) e, posteriormente, recebe e processa o sinal refletido pelas partículas sólidas em suspensão na água. Através do uso do efeito Doppler é possível transformar esse sinal refletido (retroespalhamento ou “*backscatter*”) em componentes da velocidade da corrente e, dessa forma, determinar a velocidade e a direção do fluxo em diferentes níveis da coluna de água. O somatório dos sucessivos perfis verticais de velocidades instantâneas ao longo da medição permite determinar a vazão instantânea do rio. O ADCP determina também a intensidade do sinal refletido, fato que é considerado uma medida relativa ou indireta da concentração de sedimentos em suspensão na água (RDI, 2003; FILIZOLA, 2003; FILIZOLA & GUYOT, 2004).

O princípio de funcionamento do ADCP assume que a corrente é homogênea em camadas de espessura constante e, conseqüentemente, os transdutores encontram-se orientados em diferentes direções para estimar as componentes da velocidade e o erro associado. Cada transdutor orienta-se de forma ortogonal e com uma inclinação de 20° em relação a vertical o que, na prática, implica que cada medição é realizada em um local diferente para cada componente da velocidade.

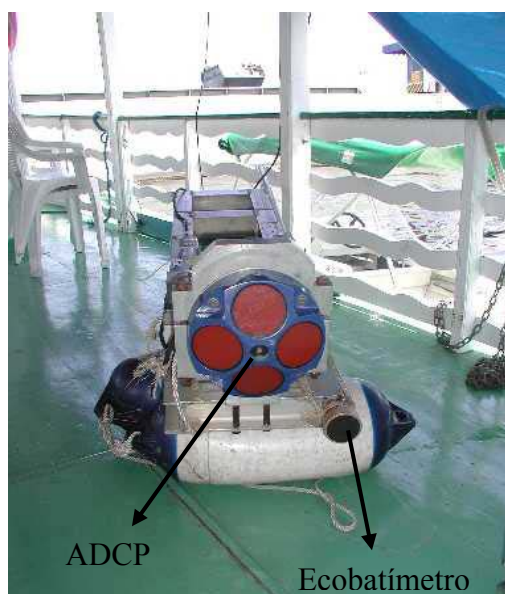


Figura 12 – ADCP e sensor do ecobatímetro colocados no suporte de medição.

O programa de aquisição dos dados fornecido pelo fabricante denomina-se *WinRiver*, sendo que essa interface permite visualizar em tempo real as medições bem como realizar diferentes gráficos em função da variável de interesse. A Figura 13 apresenta os diagramas mais utilizados nesse aplicativo, sejam a batimetria da seção e a composição dos perfis verticais de velocidade ao longo da medição (A), como a configuração dos vetores da velocidade média (módulo e direção) em relação a

trajetória da embarcação (B). O *WinRiver* permite exportar todos os dados da medição em formato ASCII ou, alternativamente, utilizar outro programa de pós-processamento fornecido pelo fabricante (*WinADCP*).

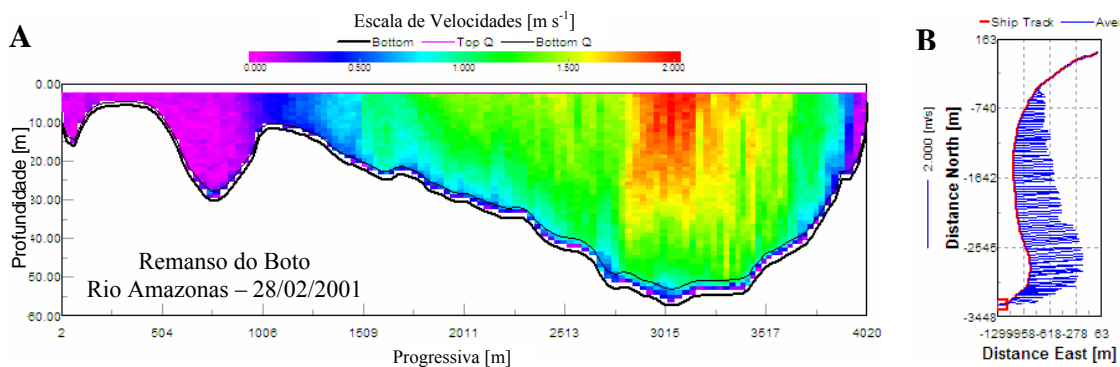


Figura 13 – Exemplos de diagramas visualizados com o programa WinRiver. A) batimetria da seção e a composição dos perfis verticais de velocidade ao longo da medição; B) vetores da velocidade média (módulo e direção) em relação a trajetória da embarcação.

Nos trabalhos de campo realizados na Amazônia, foram utilizados três ADCP's *Work Horse* da *RD Instruments*®, com frequências de 300 kHz, 600 kHz e 1200 kHz, montados na borda lateral de voadeiras ou de um barco regional. Para evitar interferências magnéticas com a bússola do equipamento, a voadeira e o barco utilizados eram de alumínio e madeira respectivamente, no entanto os suportes dos equipamentos foram construídos de alumínio. Por outro lado, no momento de realizar as medições, era inserida uma correção local da variação magnética no arquivo de configuração, a qual era determinada a partir do procedimento proposto nas cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação. É importante esclarecer que, durante as campanhas de medição C-1, C-2, C-5, C-6, C-7 e C-8, os registros batimétricos longitudinais foram realizados unicamente com ADCP's, enfatizando principalmente a coleta de informações referentes a dunas de grandes dimensões.

2.5.2. Ecobatímetro

A partir do conhecimento da existência de formas de fundo de diferentes tamanhos, e com o objetivo de descrever com maior precisão a morfologia do leito dos rios, durante as campanhas C-3 e C-4 (agosto e dezembro de 2001), os levantamentos foram realizados com um ecobatímetro analógico-digital da Raytheon DE719E

(*Precision Survey Fathometer*®). Este equipamento, com saída acústica de 200 kHz, possui um intervalo de trabalho até os 160m de profundidade, e calibragem semi-automática realizada a partir das informações de temperatura e salinidade da água (Figura 12). A temperatura da água era verificada em cada seção de amostragem de sedimentos em suspensão, no entanto a variação da mesma não se mostrou relevante. A resolução vertical do equipamento é de 0,01m, enquanto que a resolução temporal configurada permitia a gravação de dois dados a cada segundo.

A visualização dos dados medidos, em tempo real, foi realizada através do programa computacional *Hypack Max*, da empresa Hydrographic Survey Software (*Coastal Oceanographics*), que possibilita a aquisição sincronizada entre o ecobatímetro (profundidade) e o dispositivo de posicionamento geográfico. O programa *Hypack* permite também realizar o pós-processamento e edição dos dados coletados.

2.5.3. Posicionamento Geográfico

O levantamento de dados batimétricos em grandes rios como o Amazonas precisam de um adequado sistema de navegação e posicionamento geográfico. Nesse contexto, um sistema amplamente utilizado e que apresenta boa precisão para os trabalhos de campo é o Sistema de Posicionamento Global (*Global Positioning System* – GPS), que envolve o uso de informações de satélite para calcular as coordenadas.

A localização das medições realizadas com ADCP foi realizada com o modelo básico de equipamentos GPS da empresa *Garmin*®, modelos XL12 e II Plus, produzindo um erro médio de localização da ordem de 10m. Já para a localização das medições realizadas com o ecobatímetro utilizou-se um sistema de posicionamento global com correção diferencial (DGPS) da *Trimble*®, modelo Ag132, que realiza a correção (diferencial) em tempo real via satélite, utilizando-se o sinal RACAL. Uma vantagem operacional do DGPS é que oferece uma acurácia de 2-10m para aplicações de navegação dinâmica e maior acurácia chegando a 2m para o caso de aplicações estáticas. O nível de precisão final nos dados depende da qualidade do sinal de correção enviado pelo provedor, sendo que as fontes mais comuns de erro são a disponibilidade

do sinal (erro induzido) e o atraso na propagação do sinal para atravessar a ionosfera e a troposfera.

Durante as campanhas C-3 e C-4, o nível de precisão do DGPS foi adequado para os trabalhos pretendidos, sendo que o erro quadrático médio das coordenadas geográficas (na horizontal) foi de 2,9 metros e que 91% dos dados apresentou um desvio inferior a 5m em relação ao valor médio (Figura 14).

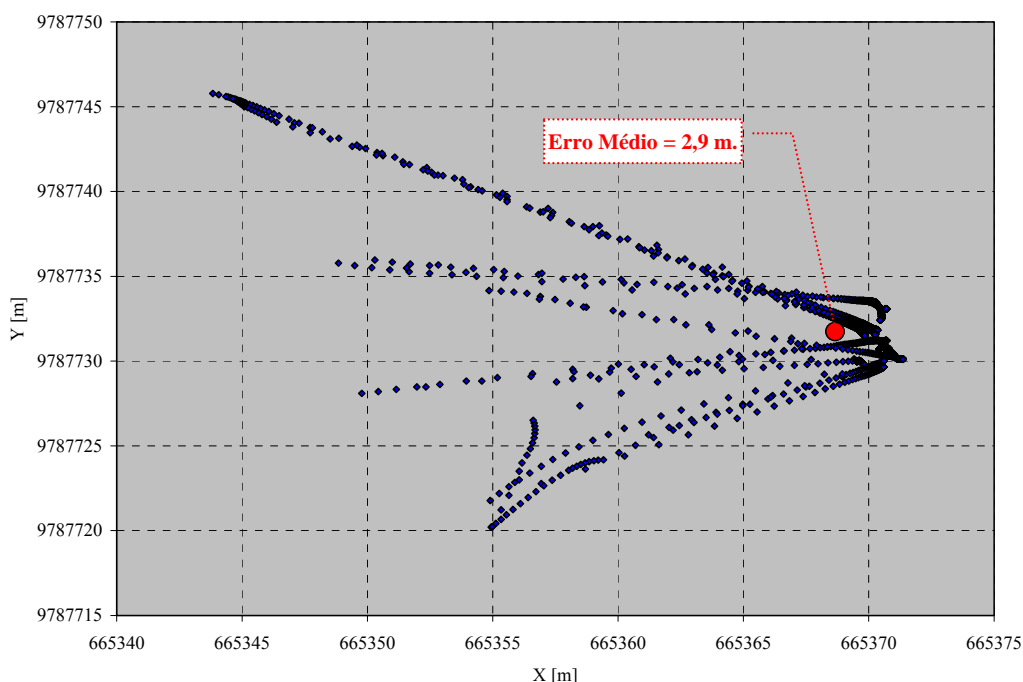


Figura 14 – Exemplo de um teste de precisão realizado com o DGPS.

2.6. Perfis batimétricos longitudinais

Durante os trabalhos de campo, ao longo das 8 campanhas de medição, foram realizados 255 perfis batimétricos longitudinais do leito, levando em consideração as medições realizadas com ADCP e ecobatímetro (Tabela 3). O levantamento dos perfis longitudinais foi realizado preferencialmente na região do talvegue (linha de maior profundidade), e quando existia a disponibilidade de tempo eram também realizados perfis longitudinais em linhas paralelas a anterior. Durante a medição, procurava-se orientar a embarcação no mesmo sentido do escoamento, seguindo as linhas de corrente, de forma a medir corretamente a trajetória do sedimento que conforma o leito do

escoamento (Figura 15). Nesse exemplo, percebe-se que, logo no início do perfil, o barco não se encontra paralelo às linhas de corrente e que posteriormente a trajetória é corrigida.

Tabela 3– Resumo dos perfis longitudinais realizados em cada campanha de medição.

ID	Período	Nº de Perfis Longitudinais
C-1	Fevereiro / 2001	22 perfis
C-2	Junho / 2001	17 perfis
C-3	Agosto / 2001	51 perfis (17 com ADCP)
C-4	Dezembro / 2001	72 perfis (46 com ADCP)
C-5	Março / 2002	23 perfis
C-6	Julho / 2002	43 perfis
C-7	Março / 2003	9 perfis
C-8	Junho / 2003	18 perfis

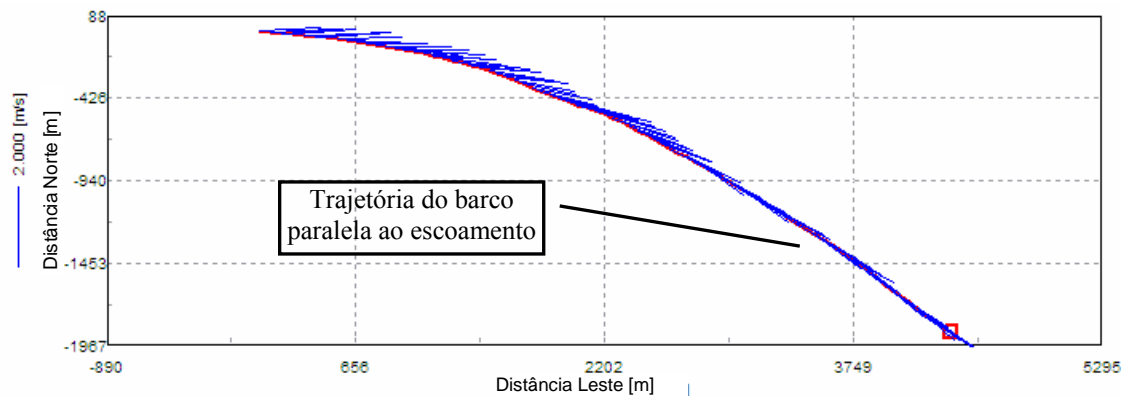


Figura 15 – Trajetória da embarcação (em vermelho) enquanto realiza um perfil longitudinal com ADCP (em azul, o módulo e a direção da velocidade do escoamento).

A taxa de aquisição temporal (e espacial) de dados é bem diferente entre o ADCP e o ecobatímetro, pois enquanto o primeiro fornece 1 dado a cada 2-4 segundos (em função dos parâmetros de configuração e da frequência do ADCP) o segundo registra de 2 a 3 pontos por segundo. Essa diferença, em termos da resolução espacial (na horizontal) dos equipamentos é notável, impondo certas restrições para o levantamento de dados. Por esse motivo, quando a medição do perfil longitudinal é

realizada com ADCP, recomenda-se que a mesma seja realizada no sentido contrário ao escoamento, de jusante para montante (dessa forma a corrente se contrapõe ao movimento do barco e resulta, em termos práticos, em uma taxa de aquisição espacial maior), enquanto que a taxa de aquisição normalmente adotada nas medições com ecobatímetro garantem um levantamento batimétrico de qualidade.

A título de exemplo, apresentam-se dois perfis batimétricos longitudinais medidos com ecobatímetro (Figura 16) e ADCP (Figura 17) no rio Amazonas, nas estações de Ilha da Grande Eva e Iracema respectivamente. A medição em Ilha da Grande Eva foi realizada no mesmo sentido do escoamento, dando uma média espacial de 1 dado a cada 1,7m, enquanto que em Iracema, ainda que a medição foi realizada no sentido contrário ao escoamento, a média espacial foi de 1 dado a cada 4,5 metros. No caso em particular da Figura 17, as mudanças que se observam na superfície de base do perfil longitudinal, que chegam a ser de 30m em uma distância de 5.000m, são devidas a um processo de expansão em planta do trecho do curso de água.

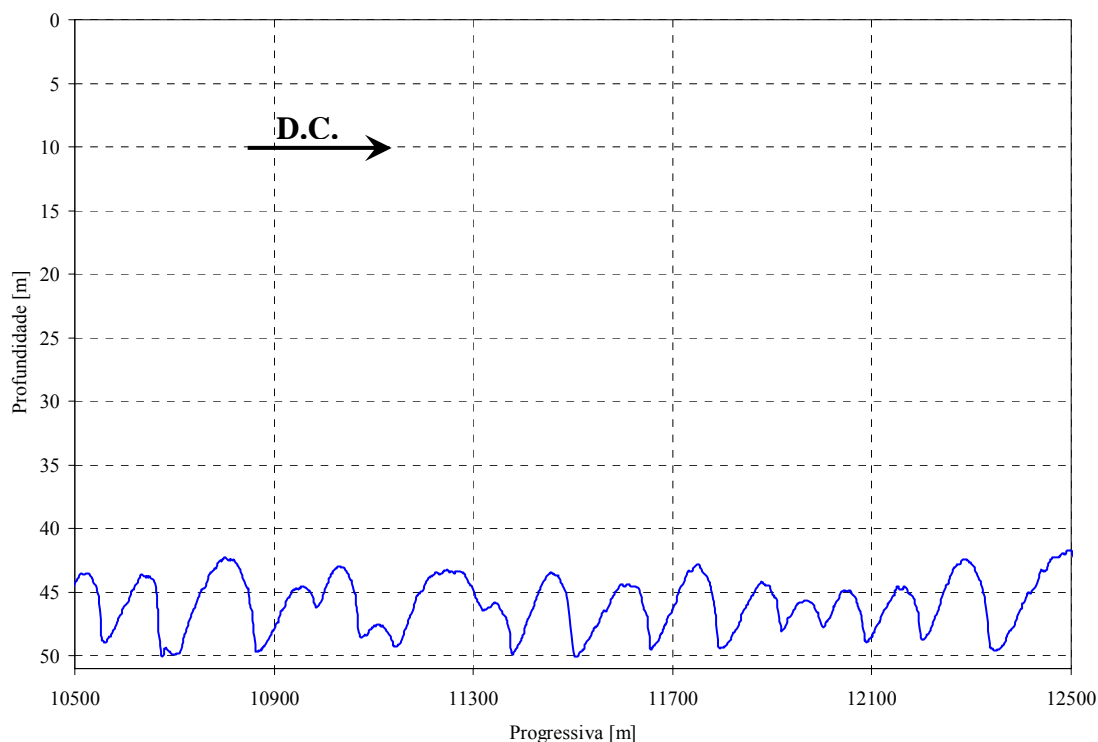


Figura 16 – Perfil batimétrico longitudinal medido com ecobatímetro em Ilha da Grande Eva, no rio Amazonas.

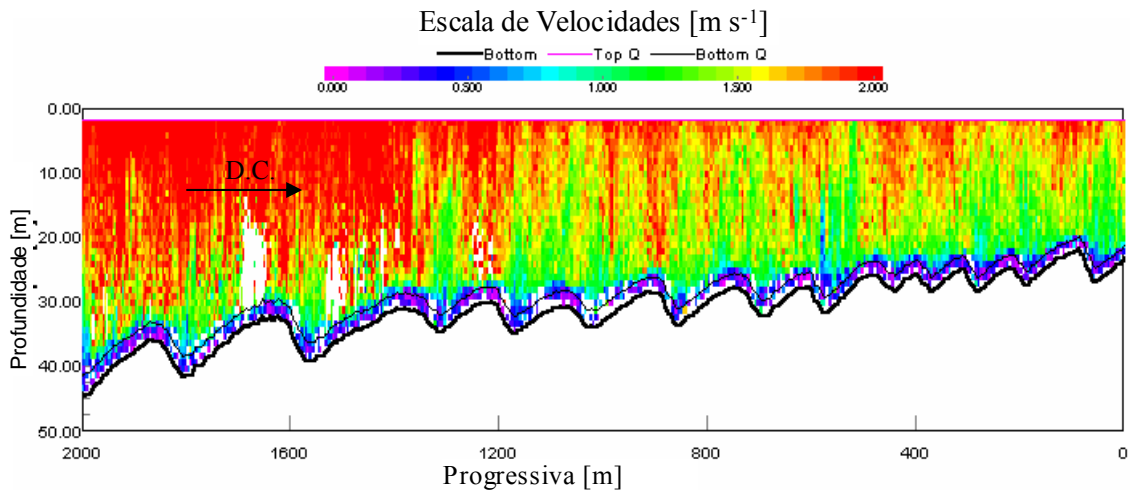


Figura 17 – Perfil batimétrico longitudinal medido com ADCP em Iracema, no rio Amazonas.

2.7. Amostragem de sedimentos do leito

A amostragem de sedimentos do leito normalmente é realizada para caracterizar a distribuição granulométrica dos sedimentos susceptíveis de serem transportados pelo fundo, e que eventualmente podem ser colocadas em suspensão. Essa atividade é sempre trabalhosa e demorada, além de perigosa para o pessoal e os equipamentos envolvidos. Segundo consta na literatura (EDWARDS & GLYSSON, 1999; CARVALHO *et al.*, 2000; WMO, 2003; DAVIS, 2005), um dos equipamentos mais adequados para operar a grandes profundidades e com elevadas velocidades é o modelo US BM-54, do tipo de penetração vertical. Em diversas campanhas do projeto HiBAm, tentou-se medir com esse tipo de amostrador porém, na maioria das vezes, não foi possível realizar a medição já que o mecanismo de fechamento (mola) disparava antes de o amostrador chegar ao leito do rio, possivelmente devido às condições extremas do escoamento (velocidades e profundidades).

Para contornar essa situação, foi utilizado um amostrador do tipo de raspagem horizontal com uma sacola de tecido para armazenagem do material coletado (Figura 18). O equipamento consta de um cilindro de ferro fundido de 0,39 m de comprimento e 0,10 m de diâmetro, amarrado pela lateral, sendo seu peso total de 18 kg e sua capacidade de coleta de material de 7,5 kg. Durante o procedimento de amostragem, o equipamento é jogado na corrente e, logo que pousa no leito, é arrastado pelo fundo do rio (aproveitando a deriva do barco no sentido do escoamento) para coletar o material passível de ser transportado por arrasto.

O tempo de amostragem foi variável, dependendo das condições do escoamento, porém visando sempre obter a quantidade mínima necessária de material sedimentar para as análises granulométricas. No total, considerando os trabalhos de campo de todas as campanhas, foram coletadas 132 amostras do leito, distribuídas ao longo de todo o trecho de estudo (Tabela 4).



Figura 18 – Amostrador de sedimentos do leito do tipo de raspagem horizontal.

Tabela 4 – Resumo das amostras de sedimentos do leito coletadas em cada campanha de medição.

ID	Período	Nº de Amostras
C-1	Fevereiro / 2001	----
C-2	Junho / 2001	9
C-3	Agosto / 2001	34
C-4	Dezembro / 2001	38
C-5	Março / 2002	----
C-6	Junho / 2002	37
C-7	Março / 2003	5
C-8	Junho / 2003	9

2.7.1. Determinação granulométrica do material do leito

Para obter a distribuição granulométrica dos sedimentos do leito, foi utilizado o método de peneiramento a seco, mediante a agitação mecânica e manual da série de peneiras com malhas padronizadas segundo as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT). Os resultados das análises granulométricas são apresentados pelas porcentagens de material dos diversos diâmetros, para os quais são traçadas as curvas granulométricas. Na curva granulométrica de material do leito, podem ser assinaladas as porcentagens de diâmetros característicos para 16, 50, 84 e 90%, que são

denominados de d_{16} , d_{50} , d_{84} e d_{90} , respectivamente, que serão utilizadas em diferentes seções ao longo deste trabalho.

Os locais amostrados apresentaram uma predominância marcada de areias de tamanho fino (125-250 μm) e médio (250-500 μm) em todas as campanhas, sem conteúdo de matéria orgânica nem quantidade significativa de sedimentos finos. O intervalo de variação do diâmetro médio ao longo do trecho em estudo na campanha de agosto de 2001 (C-3), dezembro de 2001 (C-4) e junho de 2002 (C-6) pode ser observado na Tabela 5, junto com o intervalo correspondente aos dados de NORDIN *et al.* (1979) e MERTES & MEADE (1985).

Na seqüência será analisada a variação do diâmetro médio do sedimento ao longo de uma seção transversal para verificar se as variações nela encontradas podem ser tão significativas quanto a variação do d_{50} ao longo do trecho em estudo.

Tabela 5 – Variação do diâmetro médio do sedimento ao longo do trecho em estudo para as campanhas C-3, C-4, C-6 e os dados de NORDIN *et al.* (1979) e MERTES & MEADE (1985).

ID	Período	d_{50} [mm]		
		Médio	Min.	Max.
C-3	Agosto / 2001	0,34	0,18	0,62
C-4	Dezembro / 2001	0,30	0,18	0,49
C-6	Junho / 2002	0,30	0,15	0,68
Nordin <i>et al.</i> (1979)	Mai / 1977	0,27	0,12	0,56
Mertes & Meade (1985)	Dezembro / 1982	0,24	0,08	0,58

Um resultado derivado da análise das amostras de sedimentos do leito tem a ver com a variação do diâmetro médio ao longo da seção transversal, podendo apresentar uma diversidade granulométrica grande (Figura 19). Como exemplo, apresenta-se a seção transversal de Óbidos (com uma largura de ~2.400 metros e uma profundidade média de 50 metros), a qual se caracteriza por apresentar três regiões bem definidas em termos da granulometria do sedimento do leito, certamente influenciadas pela

configuração em curva (acentuada) que apresenta o Amazonas a montante da seção analisada. A região mais profunda localiza-se a 700-800m da margem esquerda (~30% ME) e apresenta um $d_{50} = 0,57$ mm. A região mais rasa localiza-se a ~2.000m da margem esquerda (~80% ME) com um $d_{50} = 0,16$ mm, e no centro (~60% ME) encontra-se uma região de transição com um $d_{50} = 0,30$ mm.

Destaca-se também que, associada a essa variação granulométrica ao longo da seção transversal, também foi observada uma variação no tamanho das formas de fundo em cada região supracitada: a região mais profunda apresentou dunas de grandes dimensões (~8 m de altura), a região central, dunas de 4 metros de altura (em alguns casos com superposição de dunas pequenas) e a região mais rasa, dunas pequenas ou leito plano.

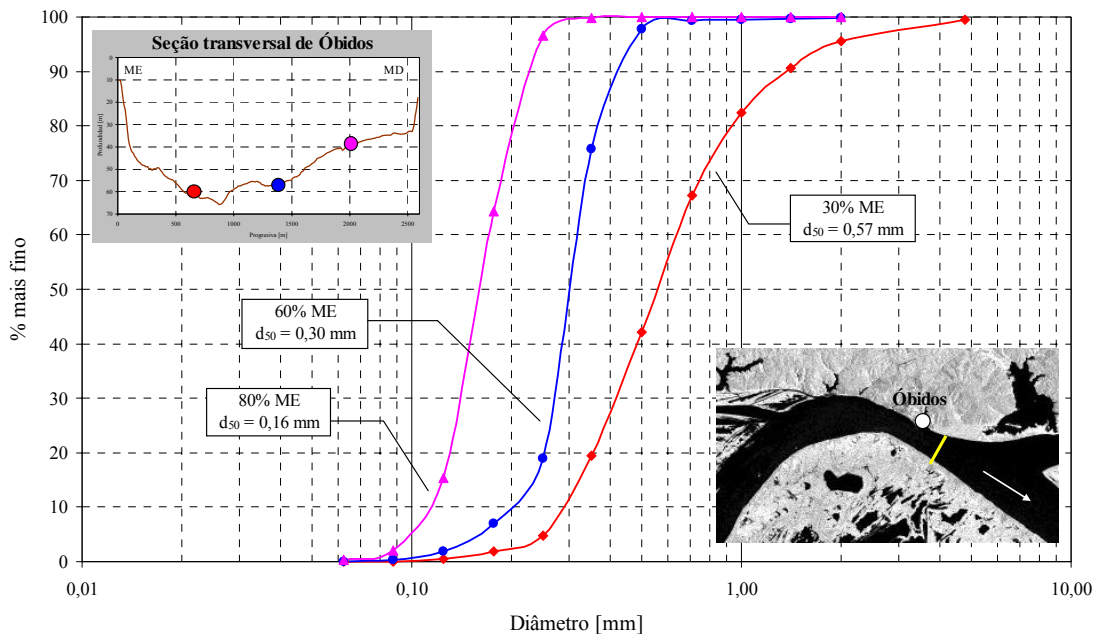


Figura 19 – Distribuições granulométricas de sedimentos do leito do rio Solimões-Amazonas na seção transversal de Óbidos.

Uma característica dos escoamentos aluviais consiste na diminuição do diâmetro médio dos sedimentos que compõem o leito no sentido do escoamento, principalmente devido ao atrito entre as partículas. Como exemplo, cita-se o rio Mississippi, no qual o diâmetro médio (d_{50}) varia de ~0,7 para 0,2 mm num trecho de 1.600 km de extensão (Figura 20).

No caso do rio Solimões-Amazonas, a situação é um pouco diferente pois, ao longo dos ~3.000 quilômetros que compreende o estirão em estudo, observa-se apenas uma leve diminuição dessa variável (Figura 21). Nessa figura, representa-se a variação longitudinal (distância medida pelo talvegue a jusante de Tabatinga) do d_{50} do leito correspondente às amostragens realizadas em nov-dez. de 2001 e junho de 2002. A redução do diâmetro médio se verifica de ~0,35 mm no Alto Solimões para ~0,25 mm no baixo rio Amazonas. No entanto, existe uma área entre os locais de Ilha da Grande Eva e Paraná de Silves com d_{50} maiores do que 0,40 mm, possivelmente afetada por fatores geológicos ou geomorfológicos, ou simplesmente pela variabilidade local da granulometria do sedimento. Esse resultado encontra-se em concordância com a variação longitudinal obtida a partir dos dados de NORDIN *et al.* (1979) e MERTES & MEADE (1985), Figura 22.

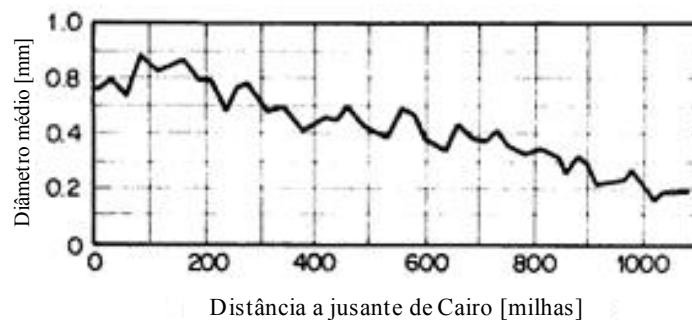


Figura 20 – Variação longitudinal do diâmetro médio do sedimento no rio Mississippi segundo RAFAY (1966, *apud* SIMONS & SENTURK, 1992).

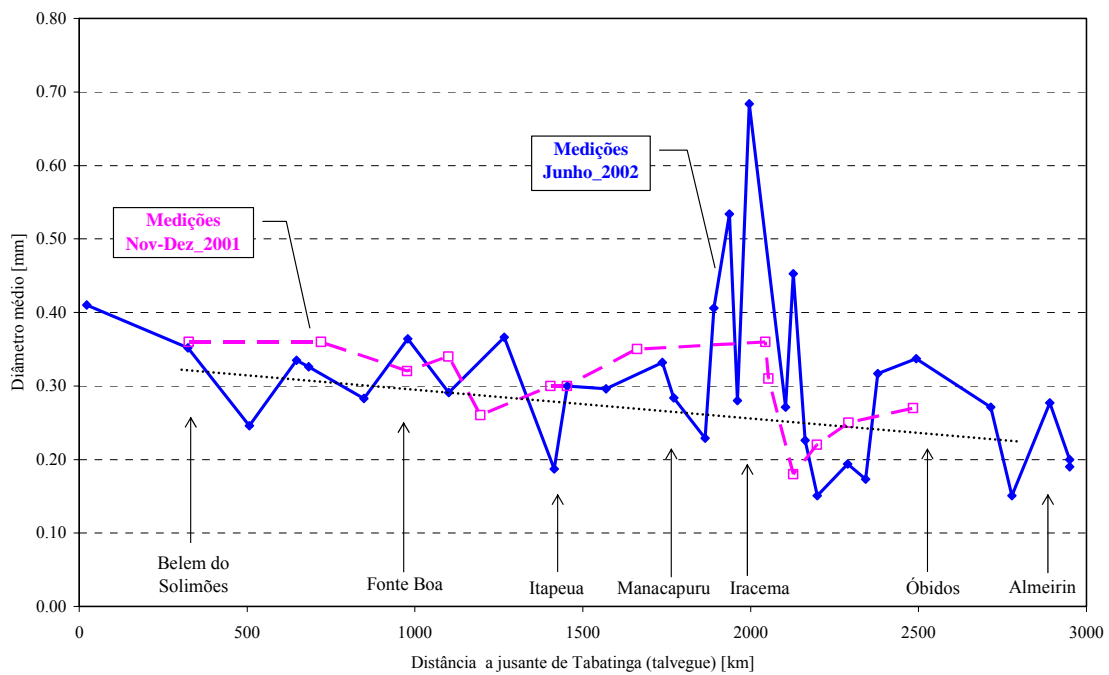


Figura 21 – Variação longitudinal (a jusante de Tabatinga) do diâmetro médio do sedimento do leito para as medições realizadas em nov-dez. de 2001 e junho de 2002.

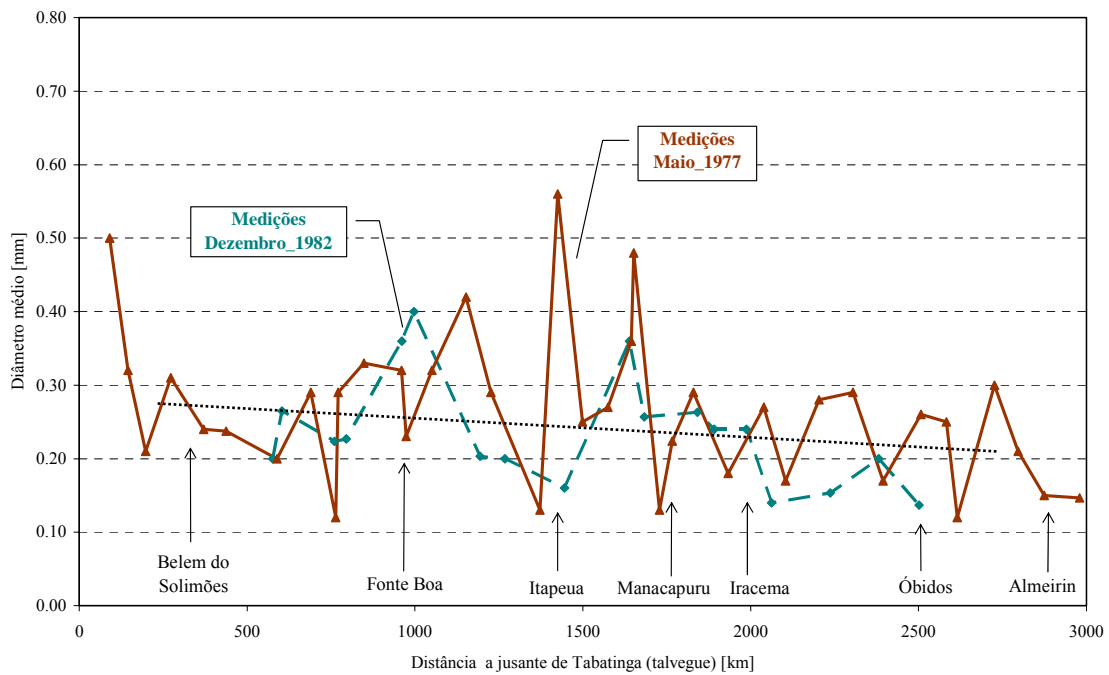


Figura 22 – Variação longitudinal (a jusante de Tabatinga) do diâmetro médio do sedimento do leito para as medições realizadas em maio de 1977 e dezembro de 1982 por NORDIN *et al.* (1979) e MERTES & MEADE (1985).

Comprova-se, assim, a partir do apresentado nos parágrafos precedentes, que a variação do d_{50} ao longo de uma seção transversal (Figura 19) pode ser tão significativa quanto a variação do d_{50} ao longo dos ~3.000 km que compreende o estirão em estudo, entre as localidades de Tabatinga e Gurupá (Figura 23).

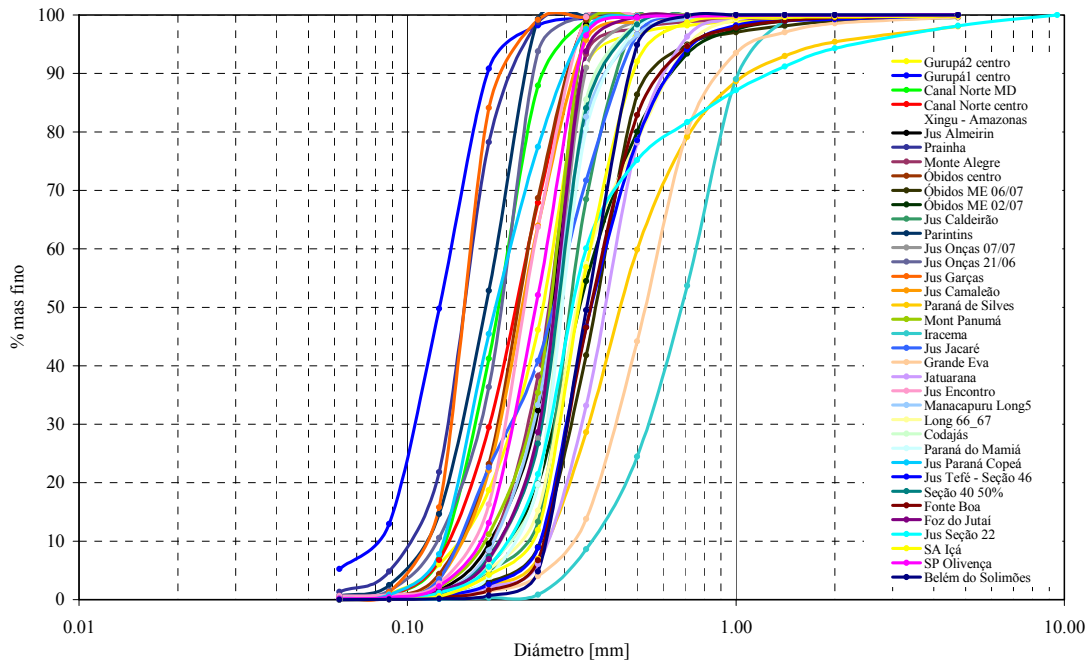


Figura 23 – Distribuições granulométricas de sedimentos do leito do rio Solimões-Amazonas correspondentes à campanha de medições de junho de 2002.

CAPÍTULO 3

TIPO E GEOMETRIA DAS CONFIGURAÇÕES DO LEITO

3.1. Introdução

O texto a seguir aborda o processamento e análise das informações batimétricas coletadas durante os trabalhos de campo ao longo dos ~3.000 km compreendidos entre as localidades de Tabatinga e Gurupá (Figura 5) no rio Solimões-Amazonas. O objetivo principal deste capítulo consiste em identificar as configurações do leito (ou formas de fundo) registradas no trecho em estudo, e posteriormente, caracterizar a correspondente geometria a partir do reconhecimento das principais feições dessas morfologias.

As configurações do leito de maior tamanho (por exemplo, dunas e barras) podem afetar a navegação de alguns trechos de rio devido ao seu crescimento e deslocamento (CAREY & KELLER, 1957; PETERS, 1988; AMSLER & SCHREIDER, 1999), e inclusive, podem até pôr em risco obras civis executadas no leito da corrente (CHRISTIAN *et al.*, 1966; AMSLER *et al.*, 2000), o que vem a reforçar a importância de conhecer as principais feições dessas morfologias fluviais.

3.2. Origem das configurações do leito

Uma característica específica dos escoamentos aluviais manifesta-se nas mudanças morfológicas do leito, justamente, devido à influência mútua entre o escoamento e os sedimentos que compõem o leito. Quando as forças hidrodinâmicas que atuam sobre o leito do escoamento são suficientemente fortes para mover as partículas de sedimento, identificam-se perturbações na superfície do leito, visualizadas como pequenas ondas, que refletem o resultado dos processos aleatórios de erosão e sedimentação dos grãos de sedimento (RAUDKIVI, 1998).

Em muitas situações, essas ondulações desenvolvem-se dando lugar a diversas configurações morfológicas, comumente chamadas configurações do leito ou formas de fundo. Por esse motivo, se pode assumir que as formas de fundo são uma expressão

através das quais um curso de água tenta estabelecer condições de equilíbrio entre as características hidráulicas (vazão, profundidade, declividade, entre outras) e as características sedimentológicas (tamanho das partículas de sedimento, distribuição granulométrica, entre outras). Nesse sentido, há muitos anos, GARDE & ALBERTSON (1959) estabeleceram que, quando são modificadas as características do escoamento, do fluido e/ou do sedimento, as características originais do fundo e da superfície líquida também serão modificadas, gerando diferentes elementos de rugosidade no leito: as formas de fundo.

Em meados do século XX, no âmbito da hidráulica fluvial, a atenção estava principalmente direcionada para o transporte de sedimentos seja em suspensão como pelo fundo, baseados nos trabalhos clássicos de KALINSKE (1947), MEYER-PETER & MULLER (1948, *apud* YALIN (1977)) e EINSTEIN (1950). No entanto, alguns trabalhos pioneiros nessa área já vislumbravam a importância das formas de fundo para a dinâmica dos escoamentos com superfície livre (EINSTEIN & BARBARROSA, 1952; CAREY & KELLER, 1957; GARDE & ALBERTSON, 1959; NEILL, 1965; RAUDKIVI, 1966).

A partir de 1956, o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) estabeleceu um programa para pesquisar a rugosidade e o transporte de sedimentos em escoamentos aluviais, que permitiu realizar numerosos experimentos de laboratório com diferentes condições hidráulicas e de transporte sólido (SIMONS & RICHARDSON, 1960). Fazendo uso da extensa base de dados gerada nesse programa, RICHARDSON *et al.* (1961) e SIMONS & RICHARDSON (1962) foram pioneiros em sugerir o uso de um diagrama com uma seqüência lógica para as configurações do leito, e propuseram que uma modificação crescente na potência da corrente ($u\tau$) traz implícito um ajustamento nas demais variáveis do sistema, sejam elas a velocidade, a profundidade, e fundamentalmente, as morfologias do leito (Figura 24). Nesta figura, observam-se as diferentes configurações de fundo, representando, cada uma delas, um incremento na taxa de transporte de sedimentos na seqüência:

i) leito plano sem transporte de sedimentos,

- ii) rugas,
- iii) dunas com rugas ou dunas pequenas superpostas,
- iv) dunas,
- v) transição,
- vi) leito plano com transporte de sedimentos,
- vii) antidunas,
- viii) rápidos e soleiras.

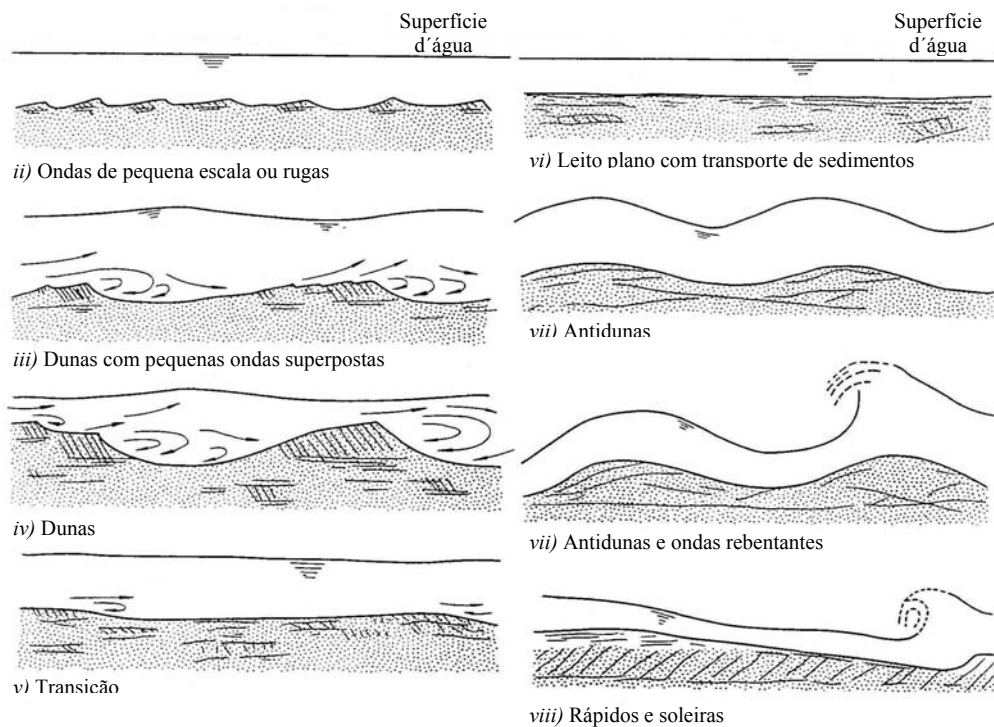


Figura 24 – Sequência das configurações do leito proposta por RICHARDSON *et al.* (1961).

Leito plano, sem transporte de sedimentos, refere-se à superfície do leito sem qualquer configuração. As rugas são pequenas ondulações da superfície do leito (com alturas menores do que $\sim 0,05\text{m}$), que apresentam forma entre sinusoidal e aproximadamente triangular. As dunas são formas de fundo maiores que as rugas, que se encontram fora de fase em relação à superfície de água e, para baixas velocidades, podem apresentar rugas ou pequenas dunas superpostas na sua face de montante. O perfil longitudinal das dunas também é aproximadamente triangular, com a face de montante estendida e uma face de jusante abrupta, que provoca o descolamento do escoamento a jusante da crista. A transição consiste em uma configuração que possui,

alternadamente, condições de dunas e de fundo plano com transporte de sedimentos, que se caracteriza pela elevada taxa de sedimentos em suspensão. As antidunas são formas de fundo simétricas, quase sinusoidais, em fase com as ondas da superfície de água. Em geral, apresentam-se para valores elevados do número de *Froude* ($F > 1$) e, dependendo das propriedades do escoamento e do sedimento, podem deslocar-se para jusante, para montante (grandes *Froude*) ou permanecer estacionárias (pequenos *Froude*).

Cada tipo de configuração do leito apresenta características rugosas específicas em relação ao escoamento, sendo as dunas as que impõem maior resistência hidráulica ao escoamento. Como exemplo, apresenta-se a Tabela 6, que permite reconhecer o tipo de rugosidade dominante referido a cada morfologia, bem como a capacidade média de transporte de sedimentos em suspensão associada.

Tabela 6 – Características de rugosidade associadas a cada configuração do leito (JULIEN, 1995).

Forma de fundo	Tipo de rugosidade	Coef. de rugosidade n de Manning	Concentração [mg/l]
leito plano	grão	0,014	0
rugos	forma	0,018 – 0,028	10 – 200
dunas	forma	0,020 – 0,040	200 – 3000
transição	variável	0,014 – 0,025	1000 – 4000
leito plano	grão	0,010 – 0,013	2000 – 4000
antidunas	grão	0,010 – 0,020	2000 – 5000
rápidos e soleiras	variável	0,018 – 0,035	5000 – 50000

3.3. Formas de fundo do tipo DUNAS

Nos escoamentos naturais predominam os escoamentos em regime subcrítico (*Froude* $\ll 1$), sendo que as dunas representam as formas de fundo mais freqüentemente observadas nesses ambientes. As dunas são ondas de areia de forma aproximadamente triangular cujo tamanho evolui com a profundidade do escoamento. Em geral, apresentam um padrão periódico e se encontram fora de fase em relação à superfície de água. As dunas constituem uma das formas de fundo de maior relevância, tanto pela resistência que oferecem ao escoamento quanto pelo mecanismo de transporte

de sedimentos que representam (RAUDKIVI, 1966; ENGELUND & HANSEN, 1967). As dunas podem aumentar ou diminuir o seu comprimento e altura, em função das variações na capacidade de transporte de sedimentos no leito da corrente. O transporte de sedimentos diretamente vinculado a essas morfologias é relativamente baixo devido a que o movimento dos grãos de sedimento ocorre principalmente em contato com o leito, o que implica maior atrito, porém ganha maior relevância devido a sua relação com as variações morfológicas do leito.

As dunas são caracterizadas por apresentar uma declividade suave na face de montante, ligeiramente convexa na direção do fluido, e uma face de jusante inclinada aproximadamente no ângulo de repouso do material (Figura 25; ASCE *Task Committee*, 1966; ASHLEY, 1990). A resistência ao escoamento que essas morfologias impõem é causada pela diferença de pressão entre a face de montante e jusante de uma duna, o que provoca a separação local do escoamento e a recirculação do escoamento a jusante da crista (FREDSOE, 1982; ASHLEY, 1990). O descolamento do escoamento na crista gera vórtices turbulentos de grande escala que podem alcançar a superfície livre (COLEMAN, 1969; JACKSON, 1976), constituindo um importante mecanismo dissipador de energia, como tem sido demonstrado através de experimentos de laboratório por BROOKS (1958), VANONI & HWANG (1967), ALAM & KENNEDY (1969), HAQUE & MAHMOOD (1983), BENNET & BEST (1995), MUSALEM & NIÑO (2000).

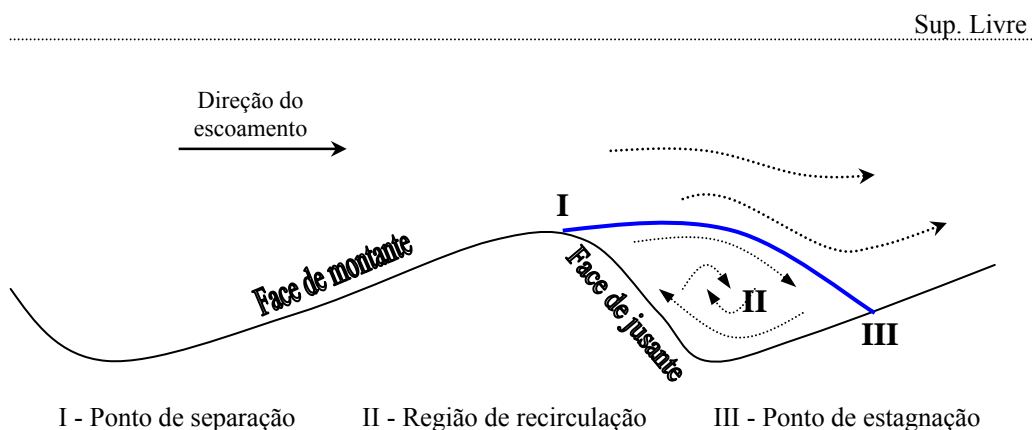


Figura 25 – Diagrama representativo de uma duna.

A morfologia das dunas apresenta forte correlação com as características hidráulico-sedimentológicas do curso de água. As dunas associadas a ambientes de elevada energia (elevadas velocidades) apresentam uma configuração tipicamente tridimensional (3-D). Por outro lado, também podem apresentar um padrão bidimensional (2-D) em escoamentos com velocidades menores (Figura 26; ASHLEY, 1990). As situações esquematizadas na figura anterior foram verificadas no rio Solimões, em campos de dunas que ficaram expostos durante o período de águas baixas. A Figura 27A corresponde a pequenas rugas e dunas com desenho bidimensional expostas na margem do rio, enquanto que a Figura 27B mostra um campo de dunas com um desenho tridimensional em um banco de areia exposto. Pelas configurações expostas em um e outro caso, intui-se que as velocidades que atuam sob o banco de areia no centro do rio são maiores do que as velocidades que atuam na margem.

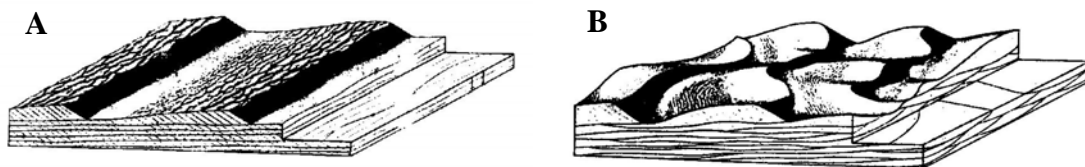


Figura 26 – Diagramas que mostram uma configuração bidimensional (A) e tridimensional (B) de dunas segundo ASHLEY (1990).

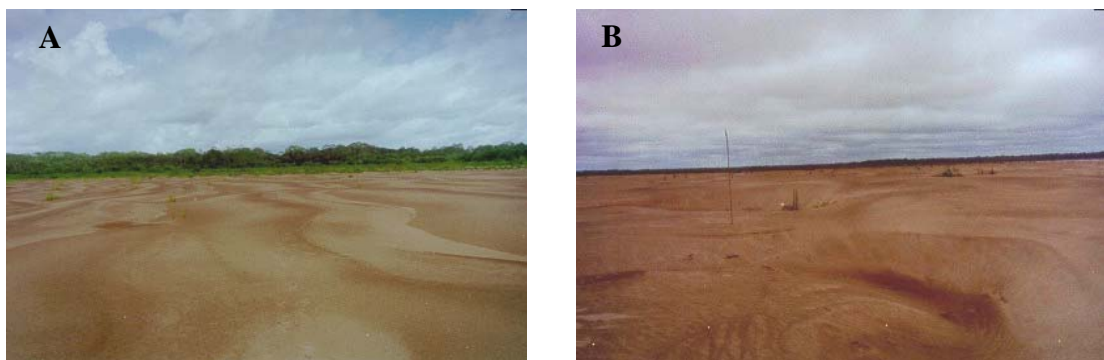


Figura 27 – Dunas no rio Solimões. A) campo de dunas bidimensionais na margem do rio; B) campo de dunas tridimensionais em um banco de areia.

3.4. Previsão do tipo de forma de fundo

Conhecer o tipo de formas de fundo que podem existir, em condições de equilíbrio, em um curso de água, é importante como uma forma de descrever as condições hidráulicas e sedimentométricas da corrente, além de fornecer um importante subsídio para o desenho de canais estáveis, para a determinação de relações de descarga $h-Q$ estáveis e para a determinação da descarga sólida do rio (coluna 4 da Tabela 6).

A previsão do tipo de forma de fundo foi um assunto amplamente abordado na literatura, o que levou a estabelecer a seqüência de configurações apresentada na Figura 24, ou seja, leito plano sem transporte de sedimentos, rugas, dunas, leito plano com transporte de sedimentos, antidunas. Os trabalhos pioneiros, entre as décadas de '60 a '90 do Século XX, concentraram sua atenção principalmente em leitos cobertos de areia (LIU, 1957; GARDE & ALBERTSON, 1959; GARDE & RAJU, 1963; SIMONS & RICHARDSON, 1966; VAN RIJN, 1984b; SOUTHARD & BOGUCHWAL, 1990, SCHREIDER & AMSLER, 1992), enquanto que estudos mais recentes começaram a pesquisar a presença de formas de fundo em leitos de granulometria estendida, compostos de areia e cascalho (DINEHART, 1989; CARLING, 1998).

Os estudos desenvolvidos, basicamente procuraram definir, a partir de dados de fácil obtenção em um curso de água (profundidade, velocidade da corrente, declividade, diâmetro do sedimento), zonas de existência das morfologias que compõem o leito do escoamento. Na ausência de soluções analíticas reconhecidas e/ou acuradas, tem sido uma constante a construção de diagramas (dimensionais ou adimensionais), os quais se basearam fundamentalmente em dados de laboratório, sendo que, nos últimos anos, foram sendo incorporados alguns poucos dados de escoamentos naturais. É importante notar que os métodos gráficos de previsão de formas de fundo estão limitados pelo fato de não poder considerar a totalidade das variáveis envolvidas no problema da morfodinâmica em escoamentos aluviais. Essa é uma das possíveis causas que provocariam uma importante dispersão nos resultados das relações propostas.

Não existe consenso em relação a um diagrama universal de previsão do tipo de formas de fundo; faz-se necessário, portanto, que cada metodologia seja avaliada para

cada curso de água em particular, salientando-se as principais vantagens e desvantagens decorrentes de sua aplicação. Foram selecionados 3 diagramas de previsão de formas de fundo, de uso comum na literatura, para examinar sua pertinência ao rio Solimões-Amazonas: o diagrama de potência da corrente de SIMONS & RICHARDSON (1966), o diagrama de excesso da tensão de atrito de VAN RIJN (1984b) e o diagrama de velocidade média de SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990).

3.4.1. Diagrama de SIMONS & RICHARDSON (1966)

Os autores desenvolveram uma relação simples que considera apenas a potência da corrente (τU) e o diâmetro médio de sedimentação das partículas. Dessa forma, conhecendo a profundidade, declividade, velocidade do escoamento e diâmetro de sedimentação do material que compõe o leito, seria possível prever a forma de fundo para o escoamento. Para determinar o diagrama, os autores utilizaram uma relevante base de dados com experimentos de laboratório com diâmetros de sedimento de 0,19mm, 0,27mm, 0,32mm, 0,45mm e 0,93 mm (GUY *et al.*, 1966), além de uns poucos dados de campo do rio Elkhorn (Nebraska), rio Grande (Texas), rio Middle Loup (Nebraska), rio Grande (Novo México) e canais de irrigação da Índia e Paquistão.

A Figura 28 mostra que o intervalo de potência da corrente (em ordenadas) no qual podem existir dunas diminui na medida que o diâmetro de sedimentação do material do leito é menor. Por esse motivo, quando o diâmetro de sedimentação é pequeno ($d < 0,3$ mm), uma pequena variação na potência pode mudar significativamente a configuração do leito, provocando também uma mudança na resistência ao escoamento. As formas de fundo previstas com esse critério coincidem com as observadas no rio Grande por NORDIN (1964), onde as profundidades foram menores que 2m e as velocidades registradas foram altas. Já para o rio Mississippi, com velocidades semelhantes as do Rio Grande mas com profundidades superiores aos 15m, o diagrama indica fundo plano em locais onde foi verificada a existência de dunas (SIMONS & SENTURK, 1992).

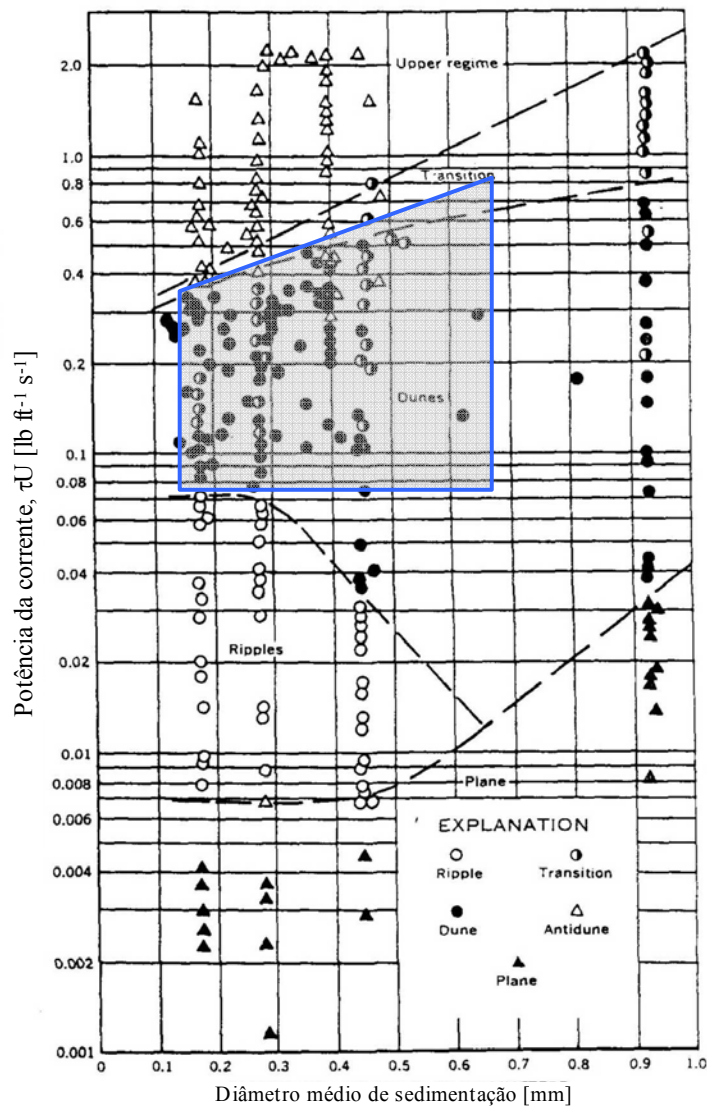


Figura 28 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo SIMONS & RICHARDSON (1966) e intervalo de variação dos dados do Amazonas (cinza).

3.4.2. Diagrama de VAN RIJN (1984b)

No desenvolvimento do critério, van Rijn parte da idéia de que o regime inferior (leito plano sem transporte de sedimentos, rugas e dunas) e o regime de transição são os mais importantes em condições naturais e que, nesses casos, o transporte de sedimentos não está relacionado ao número de *Froude*. Portanto, essa variável não é considerada no estudo. Na medida em que o escoamento incrementa sua energia, as partículas de sedimento são colocadas em suspensão de acordo com a razão entre a tensão de atrito do grão e a velocidade de queda do grão, situação na qual as dunas tendem a desaparecer devido a erosão (por lavagem) das mesmas. Segundo os estudos de van

Rijn, esse processo seria adequadamente descrito pelo parâmetro de intensidade de transporte T , que pode expressar-se em função de variáveis de simples obtenção em campo: profundidade, velocidade média da corrente e granulometria dos sedimentos. O parâmetro T é definido como:

$$T = \frac{u_*'^2 - u_{*c}^2}{u_{*c}^2} \quad \text{Eq. 2}$$

onde u_{*c} é a velocidade de atrito crítica para o início do movimento do grão (m s^{-1}), e u_*' é a velocidade de atrito do grão (m s^{-1}), a qual pode calcular-se com as expressões que consideram a velocidade média da corrente e uma distribuição logarítmica de velocidades da corrente que avalia o coeficiente de atrito associado à resistência do grão:

$$u_*' = \frac{U\sqrt{g}}{C'} \quad , \quad C' = 18 \log\left(\frac{12R_b}{3d_{90}}\right) \quad \text{Eq. 3}$$

onde U = velocidade média da corrente [m s^{-1}],

g = aceleração da gravidade [m s^{-2}];

C' = coeficiente de resistência de Chézy associado ao grão [$\text{m}^{0,5} \text{s}^{-1}$];

R_b = raio hidráulico [m];

d_{90} = representa o diâmetro do sedimento para o qual 90 % dos sedimentos são menores [m].

A velocidade de atrito crítica pode ser obtida a partir do diagrama modificado de Shields proposto por VAN RIJN (1984a, Figura 29), mediante a utilização do parâmetro adimensional da partícula (D_*) e a tensão de atrito crítica adimensional (τ_{*c}).

$$D_* = d_{50} \left(\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \text{Eq. 4}$$

onde ν = viscosidade cinemática do fluido [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$];

d_{50} = representa o diâmetro do sedimento para o qual 50 % dos sedimentos são menores [m];

$s = \rho_s / \rho$ = densidade relativa do fluido [-];

ρ_s = massa específica do sedimento [kg m^{-3}];

ρ = massa específica do fluido [kg m^{-3}].

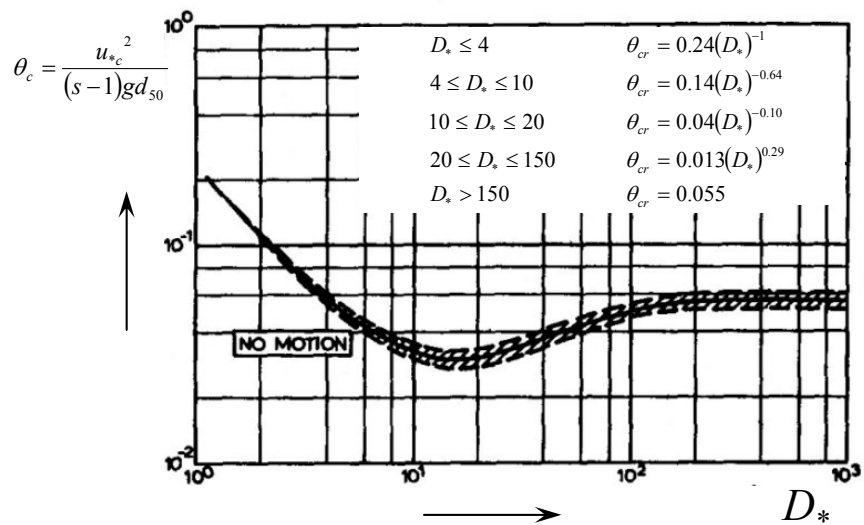


Figura 29 – Diagrama modificado de Shields (modificado de VAN RIJN, 1984a).

O diagrama proposto é válido apenas para escoamentos em regime subcrítico ou em transição (Figura 30), e encontra-se baseado em numerosos dados de laboratório e de campo cuidadosamente selecionados. A presença de dunas acontece para valores de $T < 15$. Também se observa que as rugas aparecem para o caso de partículas pequenas ($< 0,45\text{mm}$) logo após iniciado o movimento, mas desaparecem quando $T > 3$. O regime de transição (com a lavagem de dunas) ocorre no intervalo $15 < T < 25$. O leito plano acontece quando $T > 25$.

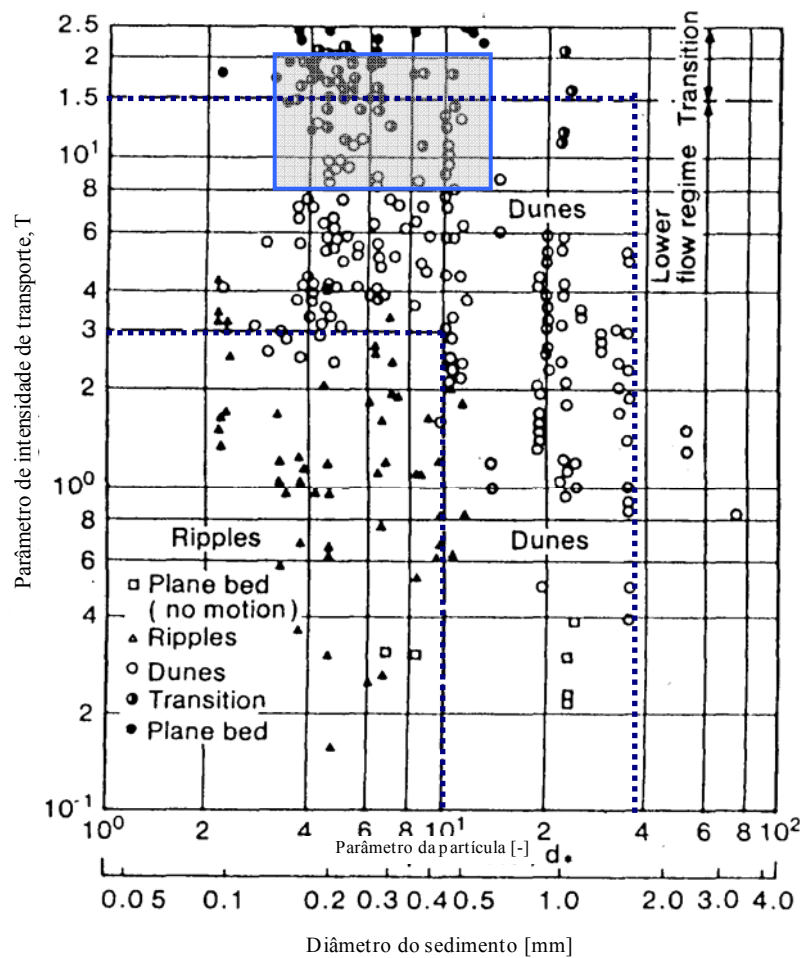


Figura 30 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo VAN RIJN (1984b) e intervalo de variação dos dados do Amazonas (cinza).

3.4.3. Diagrama de SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990)

No desenvolvimento da pesquisa, utilizaram-se 39 conjuntos de dados de laboratório para definir um diagrama dimensional, o qual considera os dados de profundidade média (0,01-1,23m), velocidade média ($0,05-2,00\text{m s}^{-1}$) e tamanho do sedimento (0,06-8,23mm). A temperatura do fluido também foi considerada como sendo a quarta variável fundamental, pois todos os dados dos ensaios foram ajustados para uma temperatura de 10°C . A escolha dessas variáveis justifica-se porque permitiriam caracterizar de forma precisa os diferentes estados morfológicos em um leito (o que não aconteceria ao trabalhar com a potência da corrente ou a tensão de atrito), mas também pelo fato de sua disponibilidade na maioria dos estudos consultados.

Os diagramas originais de previsão de formas de fundo de SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990) foram desenvolvidos para a situação de escoamento de pouca profundidade e com granulometria estendida, sendo que a maior parte dos dados correspondem ao intervalo de profundidade 0,10-0,40m. CARLING (1998) estendeu o uso do diagrama de Southard & Boguchwal, correspondente às profundidades 0,25-0,40m, para comportar escoamentos com até 33m de profundidade, e incluiu mais 19 conjuntos de dados que correspondem principalmente a sedimentos grossos (Figura 31). Os novos dados não foram ajustados pela temperatura, mas foram consistentes com os resultados obtidos. As isolinhas de profundidade, localizadas no canto superior direito, foram estabelecidas especificamente para a situação de antidunas e não serão consideradas neste trabalho.

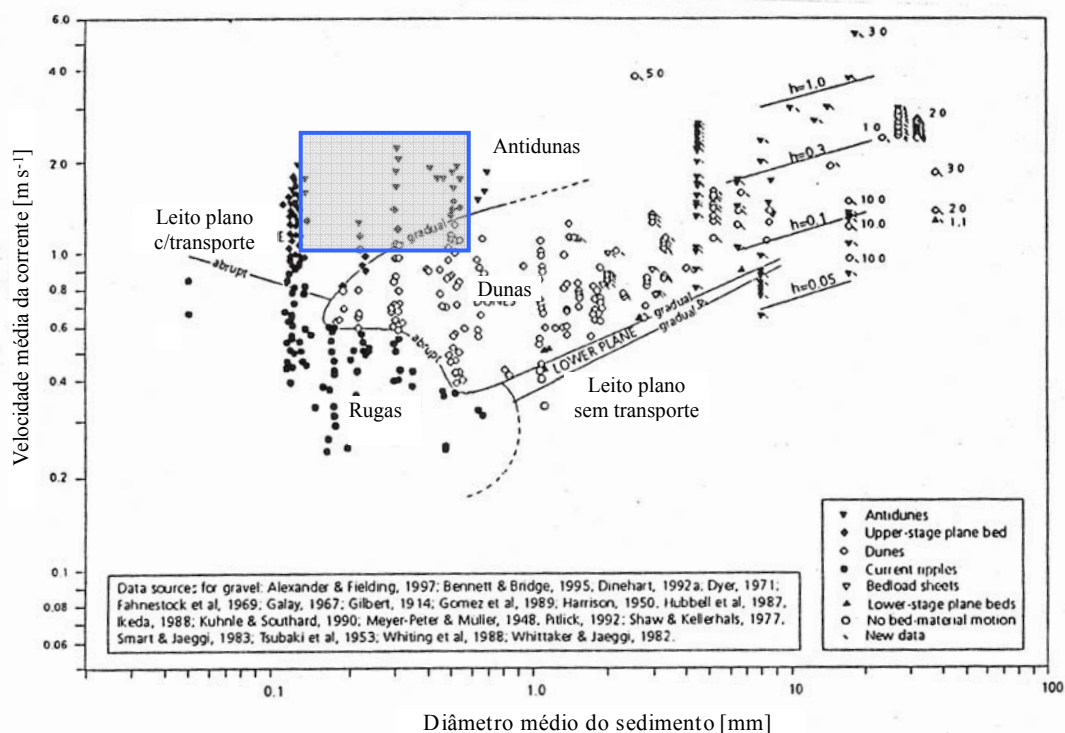


Figura 31 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990), modificado por CARLING (1998) e intervalo de variação dos dados do Amazonas (cinza).

3.5. Previsão de dunas no rio Solimões-Amazonas

Os primeiros diagramas desenvolvidos de previsão de dunas (LIU, 1957; GARDE & ALBERTSON, 1959) não proporcionaram bons resultados pelo fato de se basearem unicamente em dados de laboratório e por não considerarem as variáveis

adequadas para descrever o processo. Os esforços posteriores foram introduzindo alguns poucos dados de escoamentos naturais, mas que correspondem a rios de pequenas dimensões (SIMONS & RICHARDSON, 1966; ENGELUND & HANSEN, 1967). O próximo passo nesse campo foi dado por VAN RIJN (1984a) que, além de dados experimentais, incorporou dados de campo que correspondem a cursos de água maiores.

A aplicação dos diagramas de previsão de formas de fundo de SIMONS & RICHARDSON (1966) e VAN RIJN (1984a) às condições hidrossedimentológicas do rio Solimões-Amazonas foi satisfatória, representando adequadamente o limite inferior e respeitando, como limite superior, a região representativa da transição (Figura 28 e Figura 30). Esse resultado era esperado desde que ambos os critérios utilizam variáveis similares no desenvolvimento: o diâmetro médio do sedimento no eixo das abscissas (parâmetro da partícula para van Rijn) e a potência da corrente no eixo das ordenadas (parâmetro da intensidade de transporte para van Rijn). Também cabe destacar que as pesquisas de van Rijn beneficiaram-se dos dados reportados por GUY *et al.* (1966). Finalmente, o bom ajuste, também pode estar influenciado pelo fato de que o intervalo de granulometrias utilizadas para a confecção desses diagramas é semelhante ao intervalo da variação do diâmetro médio do sedimento no Solimões-Amazonas (ver *item* 2.7.1).

A aplicação do diagrama de SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990) não reproduz adequadamente a região de existência de dunas para o caso do Amazonas, visto que o mesmo acusa leito plano ou antidunas em locais onde foram registradas dunas (Figura 31). Essa situação já tinha sido evidenciada por KOSTASCHUK & VILLARD (1996) no rio Fraser (Canadá), questionando a aplicabilidade desse tipo de diagrama a rios com grandes profundidades. Essa diferença, possivelmente, deva-se a que a maior parte dos dados utilizados na construção do diagrama foi obtida em canais de laboratório onde as profundidades são menores e existem problemas de escala. A superposição de regiões com a existência de diferentes formas de fundo não é evidente na Figura 31. No entanto, outro diagrama dos mesmos autores evidencia essa inconsistência (Figura 32). Nessa figura, identifica-se uma importante região de superposição e coexistência entre as dunas, a transição para o regime superior e as

antidunas, quando os dados são avaliados a partir da tensão de atrito, o que torna coerentes, ainda que incertos, os resultados obtidos para a existência de dunas no rio Solimões-Amazonas.

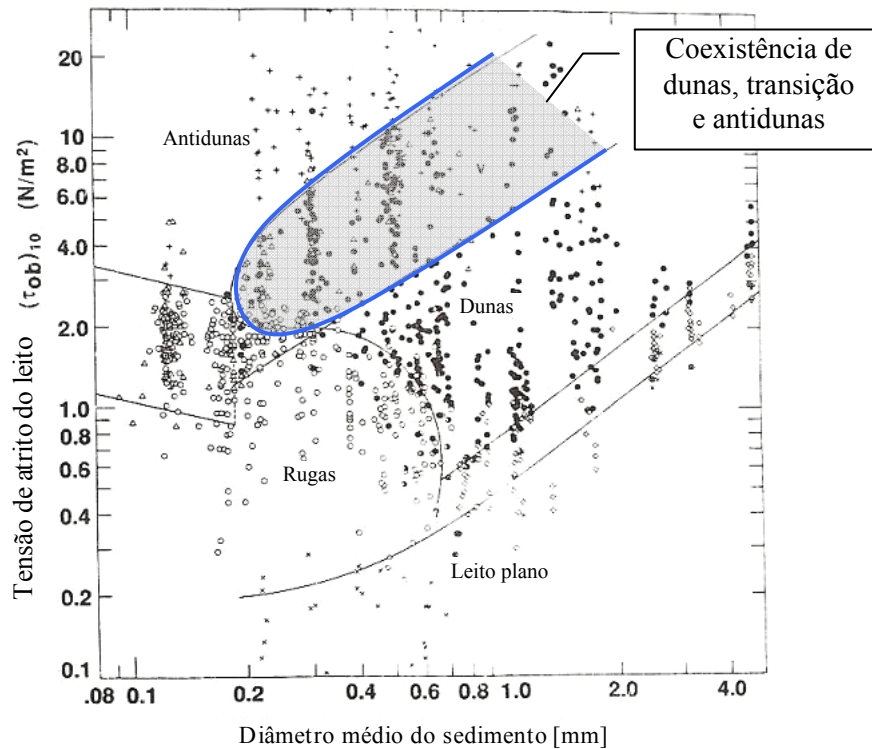


Figura 32 – Diagrama de previsão de formas de fundo segundo SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990) como uma função da tensão de atrito e intervalo com os dados do Amazonas (cinza).

3.6. Geometria de dunas

O estudo das geometrias das formas de fundo possui interesse devido à relação e/ou interação que apresentam com as características do escoamento e do sedimento, permitindo aumentar a compreensão da dinâmica do sedimento na camada próxima ao leito. Por outro lado, a determinação da geometria de dunas constitui o primeiro passo para o cálculo da resistência hidráulica ao escoamento, além de subsidiar os estudos de mobilidade do leito e transporte de sedimentos.

A morfologia do leito em escoamentos aluviais normalmente apresenta contornos irregulares. No entanto, quando da presença de formas de fundo do tipo dunas, certas características ou padrões comuns podem ser reconhecidos. As feições

mais importantes que serão avaliadas são a altura (Δ), o comprimento (λ) e a esbelteza (Δ/λ) de uma duna. No capítulo seguinte, para a determinação do transporte de sedimentos através do movimento das dunas, também será considerado o volume da duna (V). A nomenclatura adotada para a definição da geometria das dunas apresenta-se na Figura 33. A altura de cada duna foi calculada como a diferença entre a crista e o cavado imediato a jusante, enquanto o comprimento foi determinado como a diferença entre dois cavados consecutivos. A profundidade da corrente (h) foi calculada como sendo o valor médio das profundidades na crista e no cavado de cada duna. Além das dificuldades implícitas às medições de campo, foram identificados outros problemas associados ao processamento dos registros batimétricos como, por exemplo, a superposição de dunas e a criação “espontânea” de dunas, circunstâncias estas que serão discutidas mais adiante.

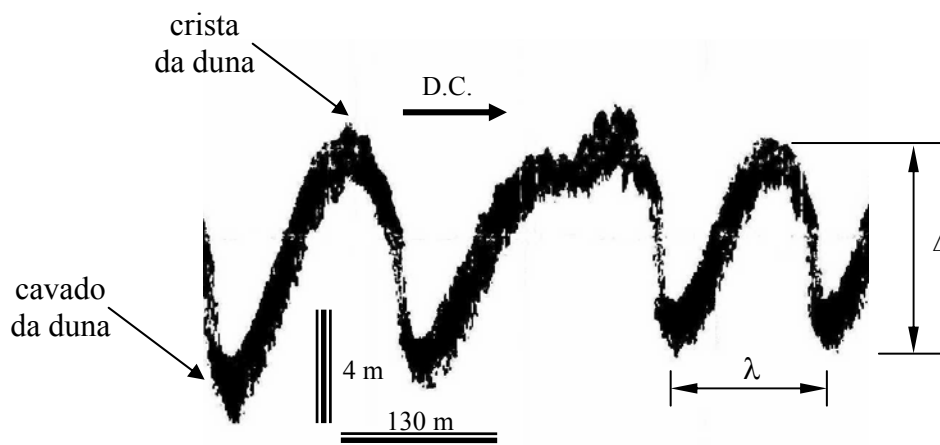


Figura 33 – Nomenclatura adotada para a definição da altura (Δ) e comprimento (λ) de dunas a partir do registro em uma faixa de ecobatimétrico.

O método e a resolução da medição apresentam forte correlação com a sua qualidade, no entanto poucas vezes estes fatores são levados em consideração durante os levantamentos. Por exemplo, a resolução espacial do perfil determinará o número de pontos medidos ao longo de uma duna e, conseqüentemente, esse seria o fator limitante para representar a geometria da duna. WILBERS (2004) desenvolveu um critério para avaliar o erro relativo na determinação da altura, comprimento ou volume de uma duna em função do número de pontos medidos sobre cada duna (Figura 34). A figura mostra que, para representar adequadamente a forma de uma duna, com um erro relativo entre

3-10%, seriam necessários de 10 a 20 pontos por duna. Certamente as dunas do Amazonas apresentam uma escala diferente das usadas por Wilbers no desenvolvimento desse critério, mas resulta útil para estabelecer um padrão para as medições de campo.

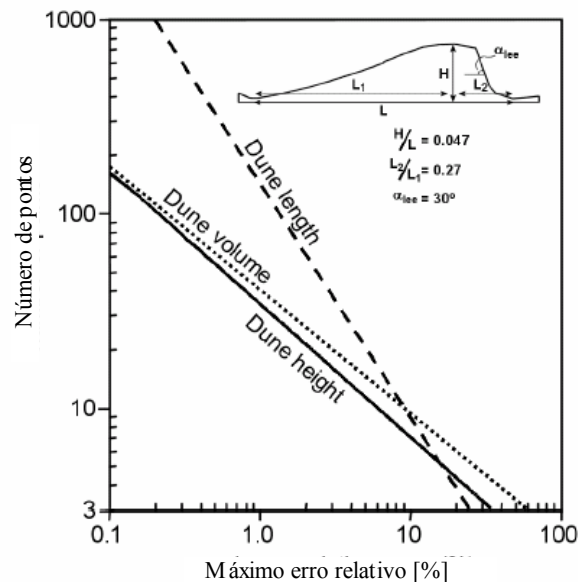


Figura 34 – Determinação do erro relativo na altura, comprimento ou volume de uma duna em função do número de pontos medidos em cada duna (WILBERS, 2004).

No Capítulo 2 foi discutida a precisão dos equipamentos utilizados nas medições e, como é sabido, o ecobatímetro fornece registros batimétricos mais acurados do que o ADCP, porém, como já fora demonstrado em STRASSER (2002), e agora avaliado com o auxílio da Figura 34, sob o ponto de vista da determinação da geometria das grandes dunas do Solimões-Amazonas, ambos equipamentos podem ser usados.

3.6.1. Criação espontânea de dunas

Normalmente, o surgimento de dunas acontece pela propagação de uma perturbação no leito do escoamento, contudo a criação ou destruição de dunas pode acontecer através de outros processos e podem identificar-se através da comparação de perfis batimétricos sucessivos, realizados na mesma trajetória. GABEL (1993) reconheceu quatro diferentes tipos de processos:

- *separação de dunas*: ocorre quando surgem duas ou mais dunas no espaço ocupado por uma duna na medição anterior, resultando na destruição de uma duna e na criação de duas (ou mais) dunas.

- *amalgama de dunas*: ocorre quando uma duna aparece onde houve duas ou mais dunas antes. Esse processo comumente ocorre quando uma duna se desloca com maior velocidade que outra e progressivamente vai superpondo-se a outra duna. Esse tipo de superposição de dunas é diferente daquele no qual dunas ou rugas de dimensões pequenas se deslocam sobre as faces de dunas de maiores dimensões.

- *diluição de dunas*: ocorre quando uma duna desaparece de um registro não como consequência da separação ou amalgama de dunas, mas simplesmente pela diminuição do seu tamanho entre perfis sucessivos, até desaparecer. Um aspecto fundamental que influencia esse processo é o fornecimento de material sedimentar no trecho a montante do perfil.

- *criação espontânea de dunas*: ocorre quando uma duna “aparece” entre uma medição e outra, em um espaço entre duas dunas já existentes.

Durante o processamento das informações batimétricas, reconheceu-se que praticamente não existe a criação ou destruição de dunas nos trechos estudados, mas que existe uma estabilidade (espacial e temporal) das dunas registradas. Uma exceção a esse comportamento foi documentada nos perfis batimétricos longitudinais de Iracema, onde se reconhece a criação de uma duna ao longo de um período de 1 ano (20 de junho de 2002 até 19 de junho de 2003) (Figura 35). Nesse período, foram realizados perfis batimétricos longitudinais com ADCP em três épocas do ano, que mostraram um deslocamento médio anual do trem de dunas de ~260 m. Essa distância é o equivalente a $\sim 1,5\lambda$ (1,5 vezes o comprimento da duna), que difere do postulado de VAN RIJN (1993) de que uma duna não pode se deslocar além de um comprimento sem perder as principais feições que permitem reconhecê-la.

Na Figura 35, reconhecem-se seis dunas em todos os perfis sendo que, a partir da medição do dia 25 de março de 2003, identifica-se uma nova estrutura (A) entre as dunas 2 e 3. A escala vertical é apenas descritiva, pois se encontra alterada e serve apenas para orientar em relação à altura de dunas. Uma possibilidade para a existência dessa *nova* duna poderia estar vinculada a diferenças nas trajetórias da embarcação durante as medições de junho de 2002 e março de 2003, mas verificou-se que a máxima

diferença entre uma e outra não superava os 43m, o que considerando o erro médio de posicionamento do GPS daria na ordem de 35 a 50 metros (Figura 36).

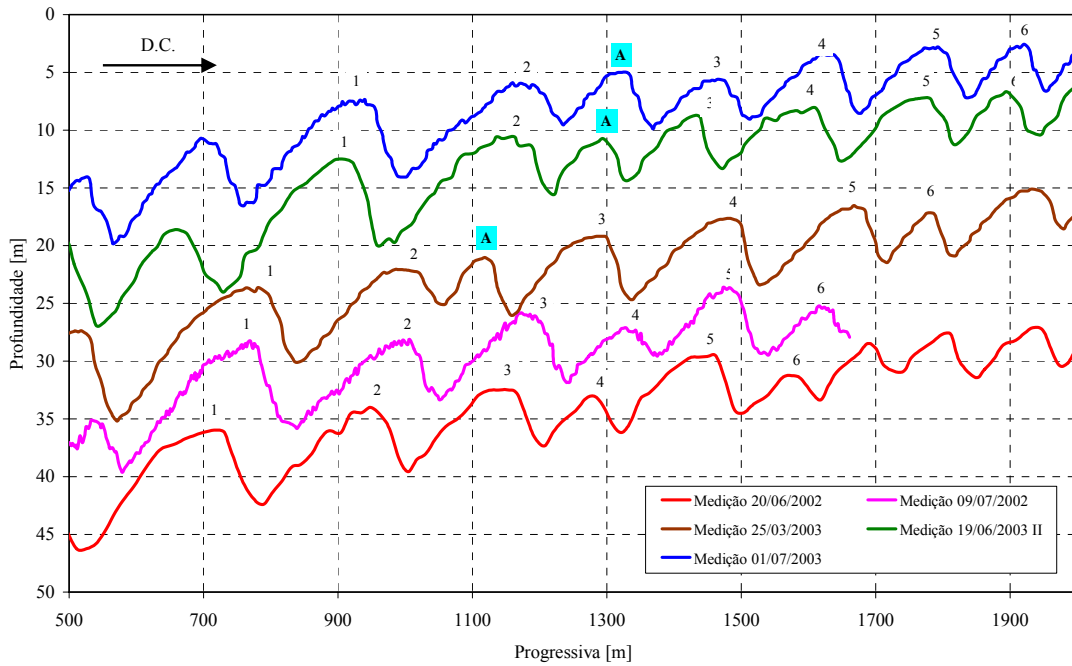


Figura 35 – Perfis batimétricos longitudinais registrados no mesmo local (Iracema) durante diferentes campanhas de medição.

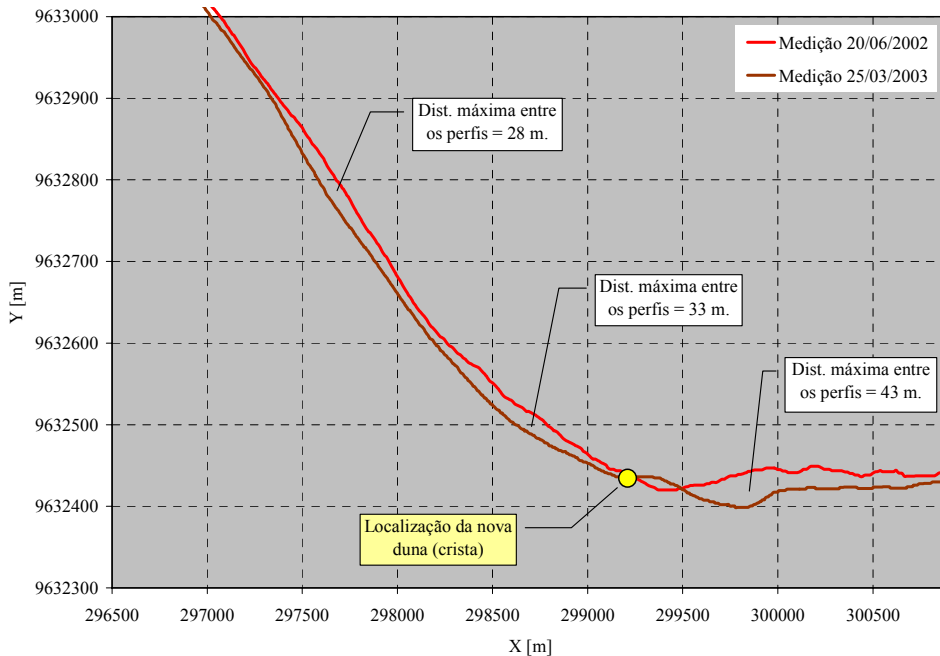


Figura 36 – Trajetória do barco para as medições de junho de 2002 e março de 2003, e localização da nova duna registrada.

3.7. Geometria de dunas do rio Solimões-Amazonas

As medições de campo foram realizadas entre as localidades de Tabatinga (AM) e Gurupá (PA), num trecho de quase 3.000 km do rio Solimões-Amazonas, além dos principais rios tributários, o rio Madeira e o rio Negro. Nas mesmas estações onde se realizaram perfis batimétricos longitudinais do leito, foram coletadas amostras de material do leito com vistas a conhecer sua granulometria. Como foi dito no capítulo anterior, se considerarmos todos os perfis longitudinais realizados durante as campanhas de medição (Tabela 3), contabilizam-se acima de 255 perfis. No entanto, no âmbito deste trabalho, realizou-se uma seleção dos perfis tendo como critério a qualidade do registro, e secundariamente, a representatividade espaço-temporal do mesmo. Assim, as estações de medição utilizadas para caracterizar a geometria das formas de fundo foram:

- ✚ **RIO SOLIMÕES:** Belém do Solimões, a jusante de Tefé, Codajás, Seção-66, Manacapuru;
- ✚ **RIO AMAZONAS:** Encontro das Águas, Jatuarana, Ilha da Grande Eva, Iracema, Paraná de Silves, Ilha das Garças, Ilha das Onças, Parintins e Óbidos (Figura 37).

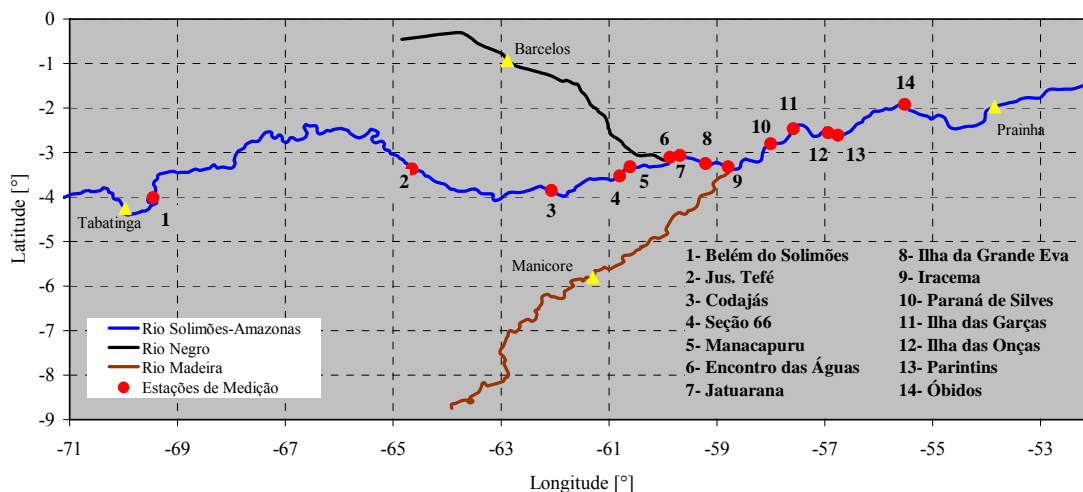


Figura 37 – Localização das estações de medição utilizadas para caracterizar a geometria das dunas.

Os valores médios das propriedades geométricas de dunas para cada estação de medição são apresentados na Tabela 7. A altura média das dunas variou entre 1,48m

(Manacapuru) e 7,22m (Parintins), enquanto que o comprimento médio foi mínimo em Óbidos - MD ($\lambda \approx 67,6\text{m}$) e máximo em Parintins ($\lambda \approx 313,6\text{m}$). Considerando todos os perfis batimétricos, foram avaliadas acima de 1500 dunas, sendo que a profundidade média da corrente variou entre 15m e 35m no rio Solimões e entre 28m e 55m no rio Amazonas. É interessante notar que no trecho superior do Solimões, com vazões líquidas bem menores do que as acontecem em Óbidos, foram registradas dunas de grandes dimensões (sexta coluna na Tabela 7), com alturas máximas superiores a 7 metros e comprimentos máximos de até 400m.

Os perfis batimétricos de Manacapuru (P1 a P7) foram medidos em agosto de 2001 com uma equidistância de $\sim 450\text{m}$, com o intuito de verificar as variações na geometria das dunas ao longo da seção transversal. O trecho de rio escolhido é retilíneo, sem mudanças abruptas na largura, a fim de garantir um padrão uniforme ao escoamento. A análise dos registros mostra que a altura média ($\Delta \approx 2,10\text{m}$) e o comprimento médio ($\lambda \approx 110\text{m}$) são semelhantes para todos os perfis, o que permite inferir uma configuração aproximadamente bidimensional para as dunas (Figura 38).

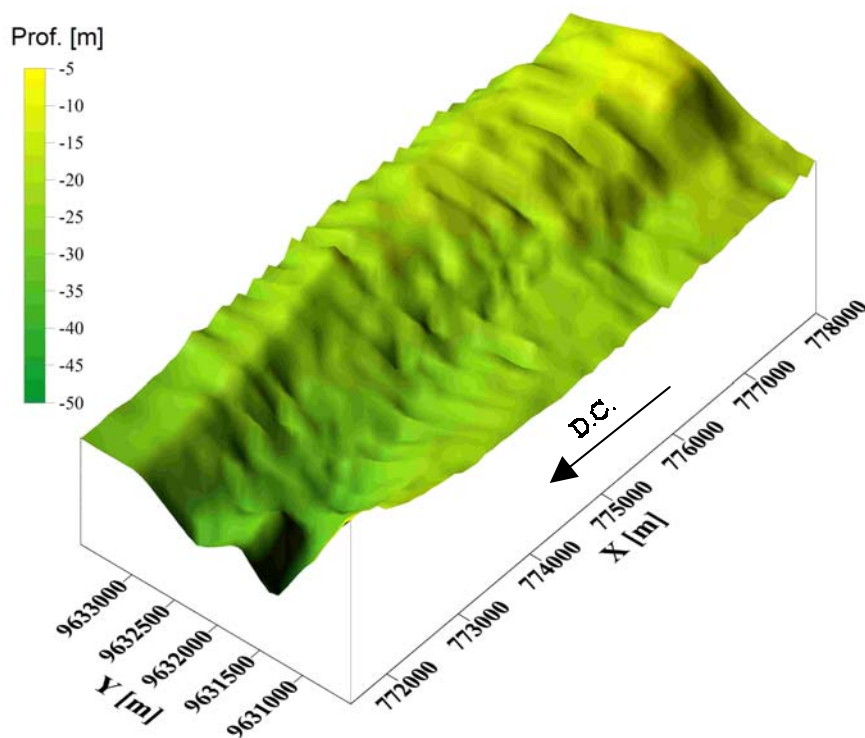


Figura 38 – Imagem do leito do rio Solimões em Manacapuru que permite visualizar a configuração bidimensional das dunas ao longo de toda a seção transversal.

Tabela 7– Valores médios das propriedades geométricas de dunas para cada estação de medição.

Estação de medição	Prof. [m]	Nº de dunas	Altura duna, Δ [m]			Comprimento duna, λ [m]			Δ/λ
			Média	Mín.	Máx.	Médio	Mín.	Máx.	
Belém do Solimões – 19/11/2001	19,03	56	2,69	0,43	6,72	128,9	37,0	400,0	0,027
Belém do Solimões – 11/06/2002	26,20	50	2,21	0,32	7,63	138,6	72,0	329,0	0,016
Jusante Tefé – 24/11/2001	31,03	29	2,62	0,64	5,86	149,1	69,0	234,0	0,017
Codajás – 25/11/2001	25,34	55	2,74	0,52	6,04	123,9	60,0	235,0	0,023
Codajás – 17/06/2002	35,33	55	2,18	0,50	4,65	113,5	50,0	177,0	0,019
Seção 66 – 26/11/2001	26,40	52	2,72	0,72	7,58	160,1	67,0	408,0	0,019
Seção 66 – 17/06/2002	34,70	37	3,16	0,67	7,25	191,7	72,0	421,0	0,019
Manacapuru P1 – 12/08/2001	33,46	62	2,79	0,33	5,82	136,8	43,1	345,7	0,021
Manacapuru P2 – 12/08/2001	19,44	66	1,71	0,29	3,57	114,8	16,7	308,7	0,020
Manacapuru P3 – 12/08/2001	19,64	67	2,34	0,22	6,00	116,5	15,6	301,6	0,022
Manacapuru P4 – 12/08/2001	18,20	60	2,40	0,25	4,98	110,5	39,4	330,3	0,024
Manacapuru P5 – 12/08/2001	19,30	56	2,27	0,58	4,43	105,3	25,0	301,3	0,024
Manacapuru P6 – 12/08/2001	14,90	76	1,48	0,16	3,87	81,9	19,0	209,4	0,020
Manacapuru P7 – 12/08/2001	16,80	66	1,72	0,57	3,48	90,1	13,1	154,7	0,022
Encontro das Águas – 07/06/2004	43,60	18	3,27	0,54	7,04	109,8	20,0	221,0	0,029
Jatuarana P1 – 24/08/2001	54,78	20	4,67	0,95	5,69	128,9	55,4	249,4	0,025
Jatuarana P2 – 24/08/2001	33,91	15	3,00	0,98	5,00	123,5	63,8	171,3	0,026
Jatuarana – 20/06/2002	34,50	31	2,49	0,41	5,21	132,8	32,3	228,4	0,019
Jatuarana – 09/07/2002	33,80	27	2,36	0,25	4,93	135,3	69,7	201,4	0,017
Jatuarana – 25/03/2003	31,50	31	2,70	0,35	4,35	131,3	71,9	261,9	0,022
Jatuarana – 01/07/2003	32,40	18	2,22	0,69	3,54	112,0	71,2	160,9	0,020

Estação de medição	Prof. [m]	Nº de dunas	Altura duna, Δ [m]			Comprimento duna, λ [m]			Δ/λ
			Média	Mín.	Máx.	Médio	Mín.	Máx.	
Ilha da Grande Eva – 20/06/2002	48,26	24	4,54	0,95	7,13	137,7	48,1	199,4	0,032
Ilha da Grande Eva – 09/07/2002	48,77	27	5,06	1,18	7,76	136,1	73,0	184,2	0,036
Iracema – 24/08/2001	43,70	34	5,23	1,20	9,76	178,6	78,3	291,4	0,030
Iracema P1 – 20/06/2002	54,90	23	5,09	0,47	11,03	191,3	101,4	321,1	0,026
Iracema P2 – 20/06/2002	30,36	20	3,98	2,11	6,44	141,5	87,6	277,6	0,029
Iracema – 09/07/2002	37,07	9	4,94	2,49	7,59	173,9	102,5	259,5	0,029
Iracema P1 – 25/03/2003	47,40	11	5,18	1,62	9,10	200,5	87,7	376,4	0,028
Iracema P2 – 25/03/2003	28,02	17	3,40	1,94	8,48	160,1	100,1	265,9	0,031
Iracema – 19/06/2003	27,50	24	4,04	0,92	7,41	140,9	72,2	262,7	0,029
Iracema – 01/07/2003	32,19	15	4,61	2,49	8,38	160,7	62,7	260,4	0,030
Paraná de Silves – 16/08/2001	43,24	71	3,09	0,28	11,02	163,3	30,0	358,0	0,020
Ilha das Garças – 23/08/2001	36,16	44	2,47	0,22	9,03	117,3	19,8	453,4	0,028
Ilha das Onças – 23/08/2001	34,35	32	2,43	0,27	4,37	166,6	49,1	400,8	0,015
Ilha das Onças – 21/06/2002	30,80	25	2,54	1,05	7,23	158,9	72,6	423,8	0,017
Ilha das Onças – 07/07/2002	29,89	21	2,64	0,68	4,69	133,0	64,4	279,9	0,021
Ilha das Onças – 20/06/2003	30,09	24	2,45	0,92	4,34	119,1	74,9	186,9	0,020
Ilha das Onças – 30/06/2003	27,92	9	2,73	1,75	3,65	128,6	75,0	189,2	0,022
Parintins – 23/08/2001	55,57	16	7,22	2,58	12,74	313,6	199,9	435,0	0,023
Óbidos ME – 19/08/2001	46,35	49	4,55	1,87	7,08	151,6	72,3	291,5	0,032
Óbidos MD – 19/08/2001	38,23	128	2,86	0,14	6,02	67,6	12,1	250,1	0,027
Óbidos Centro ^(*) – 19/08/2001	34,23	67	1,17	0,21	3,55	29,4	6,4	61,9	0,046

(*) O perfil longitudinal contempla maiormente a presença de dunas pequenas superpostas.

3.8. Previsão da geometria de dunas

Existem numerosos métodos de previsão da geometria de dunas desenvolvidos em condições de escoamento uniforme e permanente propostos até hoje, os quais utilizam a potência da corrente, a profundidade da corrente ou o diâmetro do sedimento do leito (GARDE & ALBERTSON, 1959; YALIN, 1964; ALLEN, 1968; GILL, 1971; RANGA RAJU & SONI, 1976; JACKSON, 1976; YALIN, 1977; YALIN & KARAHAN, 1979; FREDSOE, 1982; VAN RIJN, 1984b; JULIEN & KLAASSEN, 1995; KARIM, 1995; KARIM, 1999; AMSLER & SCHREIDER, 1999). Todavia, naqueles escoamentos onde existe uma forte inter-relação entre essas variáveis e as rugosidades no leito, o escoamento assume um comportamento não-uniforme e não-permanente. Nessas condições, não é simples prever a geometria de uma duna, pois ela não depende apenas das condições do escoamento nesse exato momento, mas também das características que ele terá posteriormente. Modelos de previsão que considerem esta perspectiva são escassos, e a maior parte das vezes seu uso é limitado pela complexidade para implementá-los.

As metodologias testadas neste trabalho foram desenvolvidas para condições de escoamento uniforme e permanente, o que significa que existe uma única altura e comprimento de duna para cada combinação de variáveis hidráulicas, independente das condições anteriores do escoamento. A seguir, serão revistos os modelos de previsão de altura e comprimento de dunas mais destacados no âmbito da hidráulica fluvial, e testada sua aplicabilidade às condições do rio Solimões-Amazonas.

3.8.1. Altura de dunas

Um dos trabalhos pioneiros no estudo das propriedades geométricas das formas de fundo foi realizado por YALIN (1964) que, com dados fundamentalmente experimentais, sugeriu a seguinte expressão para a altura de dunas:

$$\frac{\Delta}{h} = 1/6 \left(\frac{u_*^2 - u_{*c}^2}{u_*^2} \right) \quad \text{Eq. 5}$$

onde u_* = velocidade de cisalhamento ou atrito total [m s^{-1}]

u_{*c} = velocidade de cisalhamento crítica para o início do movimento. Yalin considera que, na hipótese de leito ondulado, o fundo é móvel (existe transporte de sedimentos) e, nessa situação, é comum que $u_* \gg u_{*c}$, com o qual se estabelece um limite, em termos médios, máximo para o crescimento da altura das dunas (Eq. 6).

$$\frac{\Delta}{h} \leq \frac{1}{6} \quad \text{Eq. 6}$$

ALLEN (1968) apresenta uma análise de dados de rios e estuários com formas de fundo bidimensionais ou tridimensionais moderadas para estimar a altura de dunas (Figura 39). O interessante desse estudo é que apresenta dados de dunas (rugos de grande escala como Allen as denomina) coletados em escoamentos com até 40m de profundidade, valores estes semelhantes às profundidades medidas no Amazonas (Eq. 7).

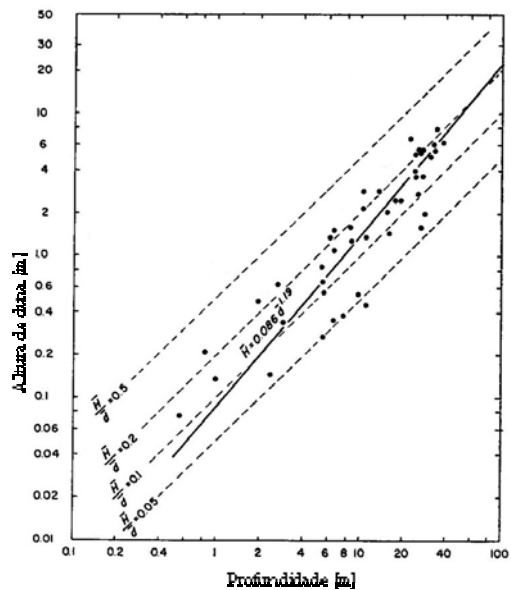


Figura 39 – Diagrama de previsão da altura de dunas segundo ALLEN (1968).

$$\Delta = 0,086 h^{1,19} \quad \text{Eq. 7}$$

O método de VAN RIJN (1984b), possivelmente o mais conhecido e utilizado para a previsão da geometria das formas de fundo, foi desenvolvido para dunas em regime inferior e de transição a partir de dados medidos principalmente em laboratório. Baseia-se em um parâmetro de intensidade de transporte (Eq. 2) que permite a previsão da altura da duna como função da profundidade, velocidade média e granulometria média do sedimento do leito. A velocidade de atrito crítica pode ser obtida do diagrama modificado de Shields proposto por van Rijn (Figura 29), mediante a utilização do parâmetro adimensional da partícula (Eq. 4), D^* . A equação ajustada por van Rijn para a altura de dunas é:

$$\frac{\Delta}{h} = 0.11 \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{0.3} (1 - e^{-0.5T}) (25 - T) \quad \text{Eq. 8}$$

JULIEN & KLAASSEN (1995) propõem uma extensão da aplicabilidade do método de van Rijn para a previsão da altura de dunas em grandes cursos de água. Para isso, valem-se de dados registrados em rios como o Mississippi, Missouri, Jamuna, Paraná, Zaire, Rhine, Waal e Meuse, diferente do critério de van Rijn, que utilizou fundamentalmente dados de laboratório. Os autores propuseram uma nova relação, independente do parâmetro de intensidade de transporte, para prever a altura de dunas:

$$\frac{\Delta}{h} = \xi \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{0.3} \quad \text{Eq. 9}$$

onde $0,8 < \xi < 8$, e cujo valor médio $\bar{\xi} = 2,5$. Na literatura, pode-se achar outras expressões semelhantes, porém de menor uso, que também descrevem a altura da duna como uma função exclusiva da profundidade do escoamento, como as expressões empíricas de JACKSON (1976) e RODEN (1998), ou a expressão teórica de FREDSOE (1982).

3.8.2. Comprimento de dunas

YALIN (1977) propõe determinar o comprimento de dunas (λ) a partir das estruturas turbulentas de grande escala que se desenvolvem no escoamento. Ele considera que se toda a profundidade do escoamento encontra-se perturbada pelo fenômeno, a camada limite estende-se até a superfície livre e, nessa circunstância, o comprimento da duna pode ser estimado como a distância longitudinal percorrida pelos vórtices turbulentos, ou seja, seria proporcional à profundidade da corrente de acordo com a Eq. 10:

$$\lambda = 2\pi h \quad \text{Eq. 10}$$

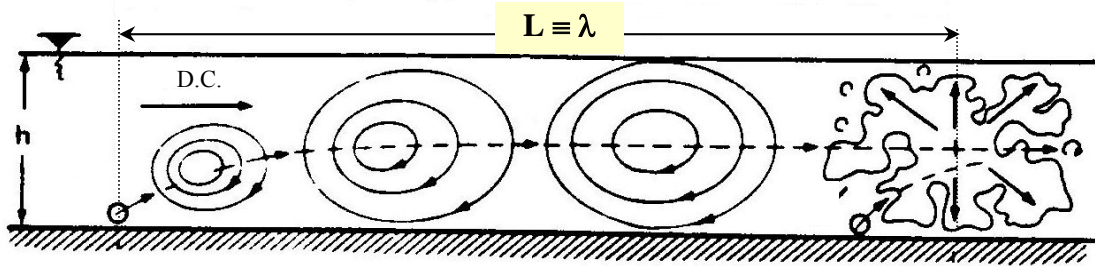


Figura 40 – Distância longitudinal percorrida pelos vórtices em um escoamento turbulento totalmente desenvolvido (YALIN, 1977).

VAN RIJN (1984b) também propõe uma equação para calcular a esbeltez de dunas (Eq. 11), a que pode combinar-se com a Eq. 8 para obter uma relação simples para a previsão do comprimento de dunas (Eq. 12).

$$\frac{\Delta}{\lambda} = 0.015 \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{0.3} (1 - e^{-0.5T})(25 - T) \quad \text{Eq. 11}$$

$$\lambda = 7,3 h \quad \text{Eq. 12}$$

JULIEN & KLAASSEN (1995) também propuseram a Eq. 13 para prever a esbeltez de dunas (com o parâmetro $0,125 < \eta < 2$, e $\bar{\eta} = 0,4$), a qual pode combinar-se com a Eq. 9 para determinar o comprimento de dunas em grandes rios.

$$\frac{\Delta}{\lambda} = \eta \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{0.3} \quad \text{Eq. 13}$$

$$\lambda = 6,25 h \quad \text{Eq. 14}$$

3.9. Análise de resultados

A variação da altura de duna como uma função de profundidade do escoamento para o rio Solimões-Amazonas é mostrada na Figura 41, junto às curvas de previsão desenvolvidas por YALIN (1964), ALLEN (1968), JACKSON (1976), FREDSOE (1982) e RODEN (1998). A altura média de dunas variou de 1,5m até 7,2m (Tabela 7), o que segundo a classificação de ASHLEY (1990) corresponde a dunas grandes e muito

grandes. Percebe-se que a altura média de dunas respeita o limite superior de crescimento da altura de dunas proposto por YALIN (1964, $\Delta \leq 0,167h$). Ainda assim, cabe destacar que a relação de RODEN (1998) corresponde apenas aos dados de dunas medidos no rio Jamuna, e que a relação teórica de FREDSOE (1982) representa o crescimento máximo (*maximorum*) que pode ocorrer em uma corrente aluvial quando atinge condições de equilíbrio. Por esse motivo, foram plotados também os dados pontuais de altura máxima de duna correspondente a cada perfil longitudinal (Figura 42), mostrando que os mesmos se enquadram no critério de Fredsoe. Um ajuste mais adequado da altura de dunas para os dados do rio Solimões-Amazonas se observa também nessa figura, com um coeficiente de determinação $R^2 = 0,61$ (Eq. 20).

$$\Delta = 0,092h + 0,1445 \quad \text{Eq. 15}$$

A altura de dunas mostrou-se aproximadamente constante ao longo do ano no rio Amazonas, sem mostrar grandes mudanças entre o período de cheia e estiagem do rio. Por outro lado, no caso do rio Solimões, foi verificada a variação da altura das dunas entre o período de águas altas e águas baixas nos levantamentos realizados nas estações de Belém do Solimões e Codajás (Figura 43). No caso dos levantamentos em Belém do Solimões a altura média de dunas variou de 3,1m para 2,2m nesse período, enquanto que, em Codajás, variou de 2,7m para 2,2m. O comprimento das dunas nesses levantamentos permaneceu praticamente inalterado.

Uma explicação lógica para essa variação pode vir dos trabalhos de FREDSOE (1979; 1981), que considera que o incremento da potência da corrente provoca um aumento na carga de arrasto e, conseqüentemente, na altura das dunas até que, para valores elevados de tensão de atrito, começa a predominar a carga em suspensão sobre a carga de fundo, provocando a diminuição da altura da duna devido à erosão da crista.

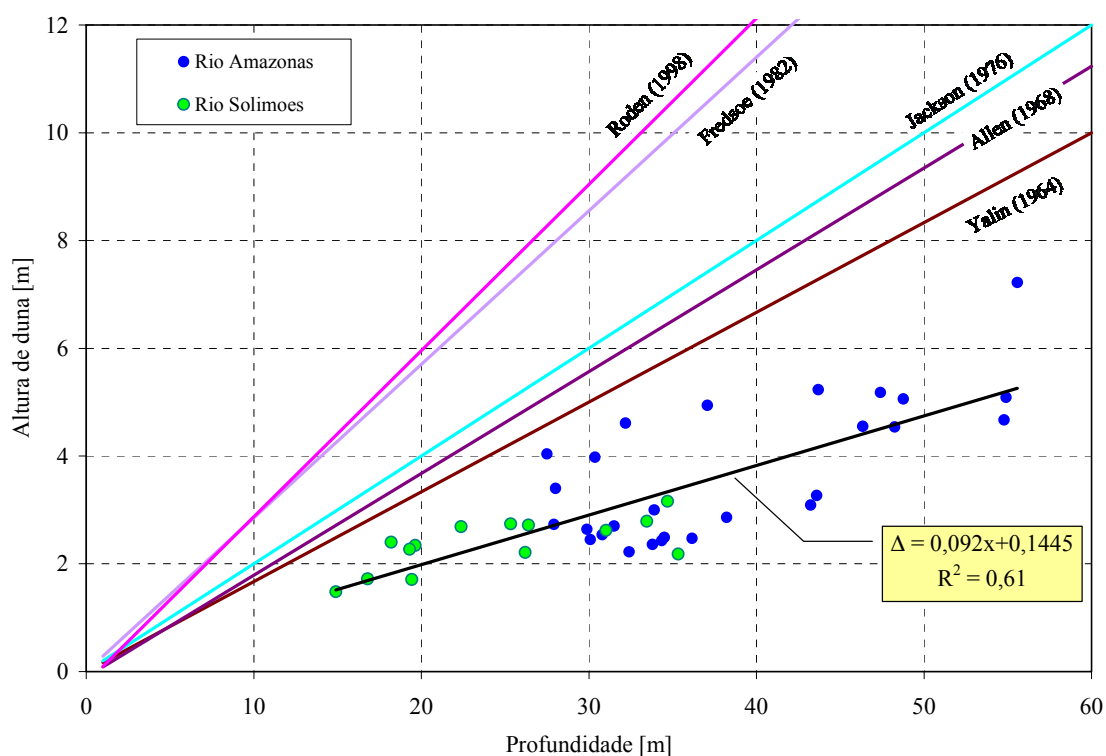


Figura 41 – Altura média da duna relativa a profundidade do escoamento para o rio Solimões-Amazonas e modelos de previsão desenvolvidos por YALIN (1964), ALLEN (1968), JACKSON (1976), FREDSOE (1982) e RODEN (1998).

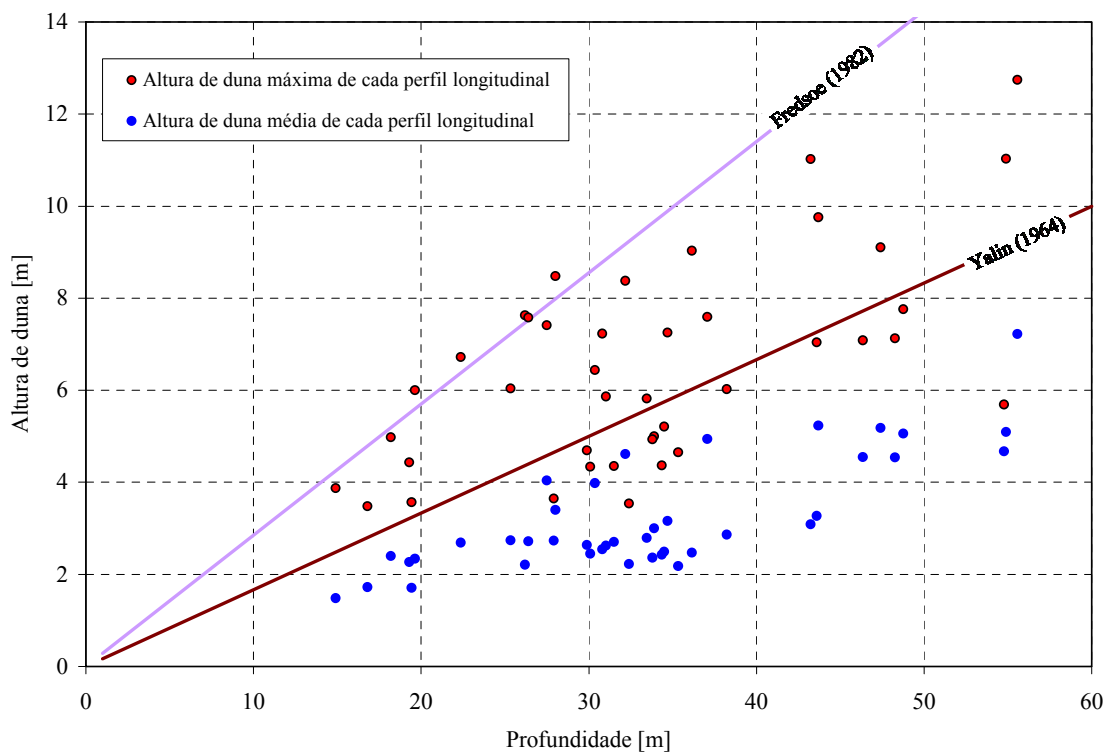


Figura 42 – Altura média e altura máxima (pontual) de dunas como uma função da profundidade do escoamento para o rio Solimões-Amazonas.

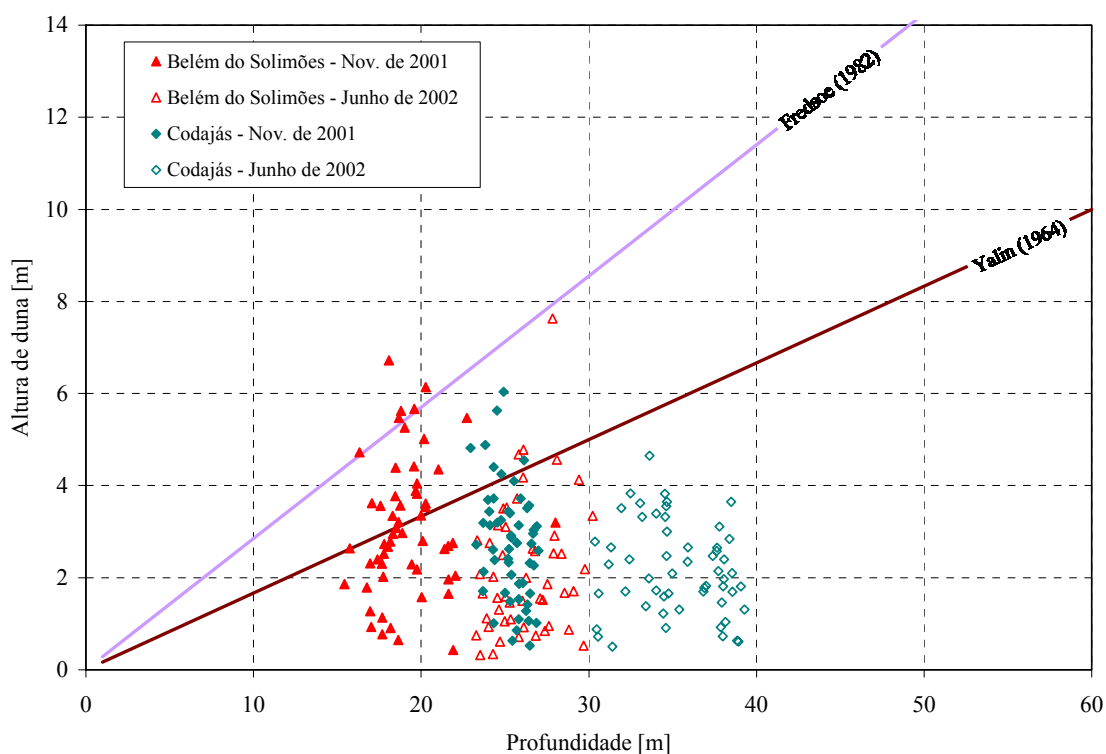


Figura 43 – Variação na altura de dunas entre o período de águas altas e águas baixas no rio Solimões.

Com o intuito de verificar o enquadramento dos dados registrados no Solimões-Amazonas em relação a outros conjuntos de dados disponíveis na literatura, foi realizada a Figura 44. Foram considerados os dados do rio Rhine, Waal, IJssel, Skive-Karup e Dommel (VAN DE BERG, 1987), rio North Waal, Bevenrijn e Pannerdensch Kanaal (WILBERS, 2004), rio Paraná (AMSLER & SCHREIDER, 1999), rio Salado (SZUPIANI *et al.*, 2002), dados de laboratório (GUY *et al.*, 1966), além dos dados gerados neste trabalho. É interessante notar que, quando todos os dados são considerados, é possível ajustar uma relação para a previsão da altura de dunas (Eq. 16) com um coeficiente de correlação $R^2 = 0,90$. Na Figura 44, deu-se preferência a visualização dos dados de campo. Por esse motivo, os dados com profundidades inferiores a 1m encontram-se fora da escala do gráfico.

$$\Delta = 0,1298h^{0,9275} \tag{Eq. 16}$$

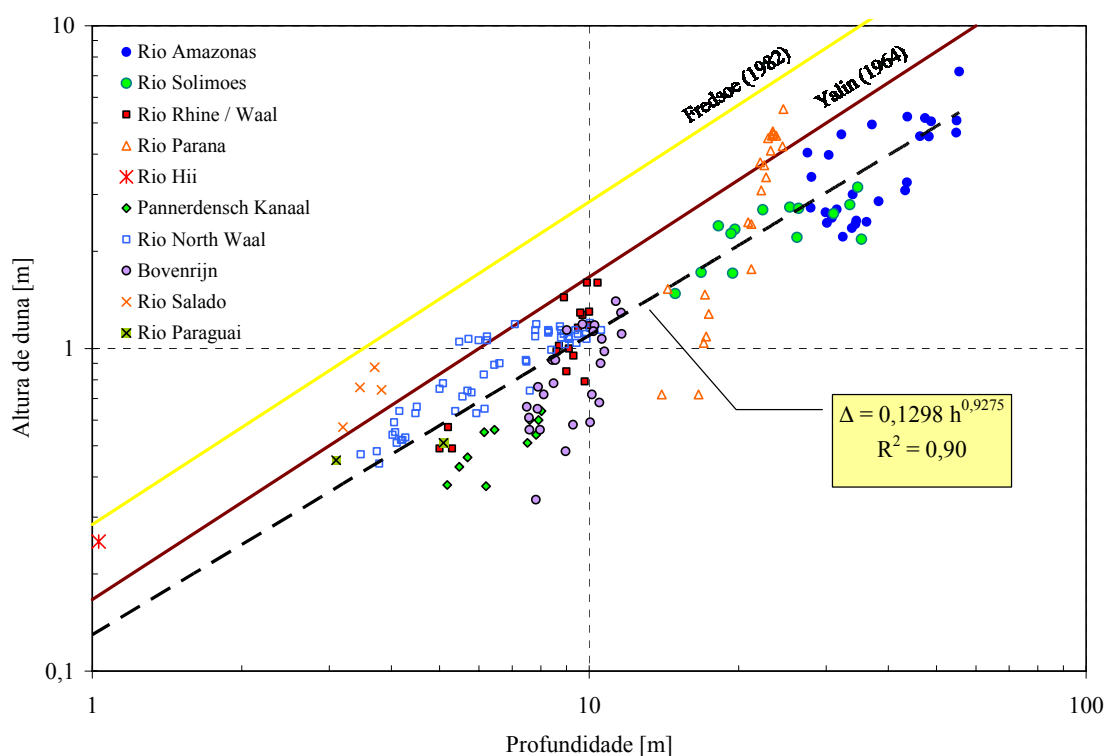


Figura 44 – Relação entre a altura de duna e a profundidade para o rio Solimões-Amazonas e outros conjuntos de dados disponíveis na literatura.

A variação do comprimento médio das dunas do rio Solimões-Amazonas em função de profundidade do escoamento apresenta-se na Figura 45, junto às curvas de previsão desenvolvidas por YALIN (1977) e VAN RIJN (1984b). A relação de JULIEN & KLAASSEN (1995) não foi graficada por ser numericamente semelhante à desenvolvida por Yalin. O comprimento médio das dunas variou de ~70m até ~300m (Tabela 7). Observa-se que as curvas de previsão superestimam o comprimento das dunas medidas, e que existe uma grande dispersão nos dados o que leva a ter um coeficiente de correlação baixo, $R^2 = 0,29$.

A relação entre a altura e comprimento de dunas pode ser avaliada a partir da Figura 46, que mostra essa relação para os valores médios de cada perfil longitudinal do rio Solimões-Amazonas. Adicionalmente, foram plotadas as expressões propostas por FLEMMING (1988, *apud* ASHLEY, 1990) que estabeleceu, a partir de 1491 jogos de dados de dunas e rugas (medidas em ambientes fluviais e marinhos), valores médios e máximos para Δ e λ . Na Figura 46, observa-se que os dados do Solimões-Amazonas

ajustam-se adequadamente à relação de valores médios de Flemming. Para testar a expressão que estabelece uma altura máxima associada a um comprimento de duna, foram representados graficamente valores correspondentes a todos os perfis longitudinais utilizados neste trabalho (Figura 47). Nessa figura, apresenta-se também a relação entre a altura e o comprimento de dunas para os valores pontuais do Solimões-Amazonas (Eq. 17), e as expressões de altura média (Eq. 18) e altura máxima (Eq. 19) propostas por FLEMMING (1988, *apud* ASHLEY, 1990), mostrando uma boa correlação.

$$\Delta = 0,0582 \lambda^{0,7961} \quad \text{Eq. 17}$$

$$\Delta = 0,0677 \lambda^{0,8098} \quad \text{Eq. 18}$$

$$\Delta_{max} = 0,16 \lambda^{0,84} \quad \text{Eq. 19}$$

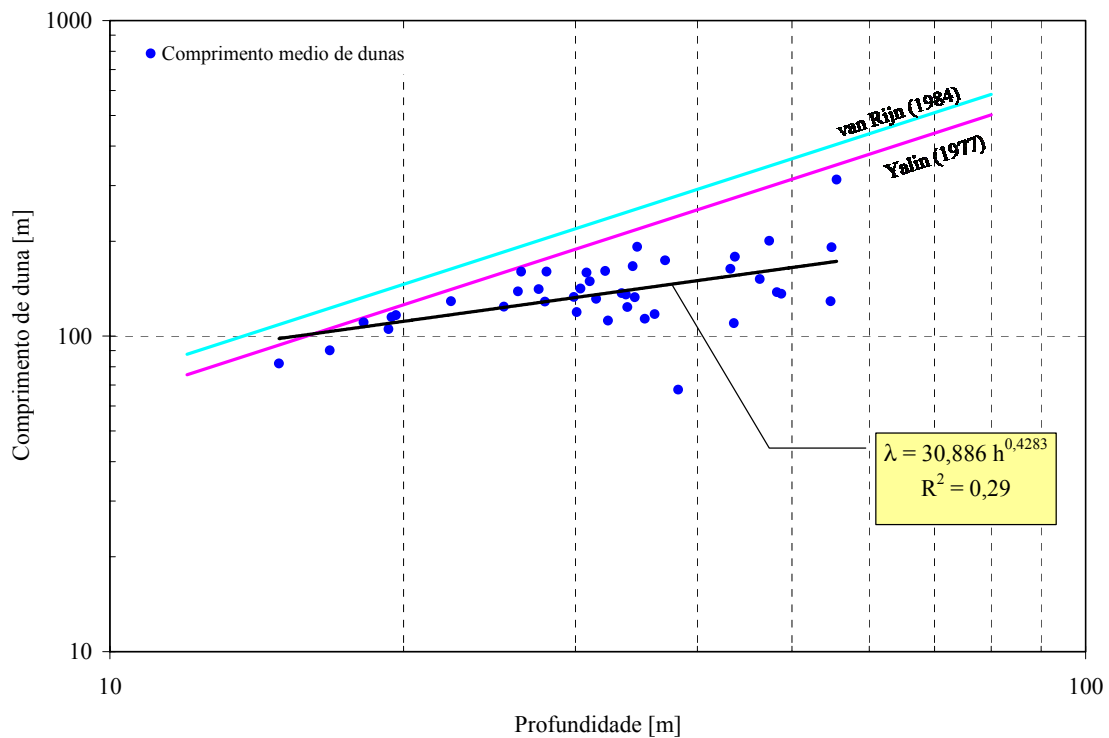


Figura 45 – Variação do comprimento médio das dunas do rio Solimões-Amazonas em função de profundidade do escoamento.

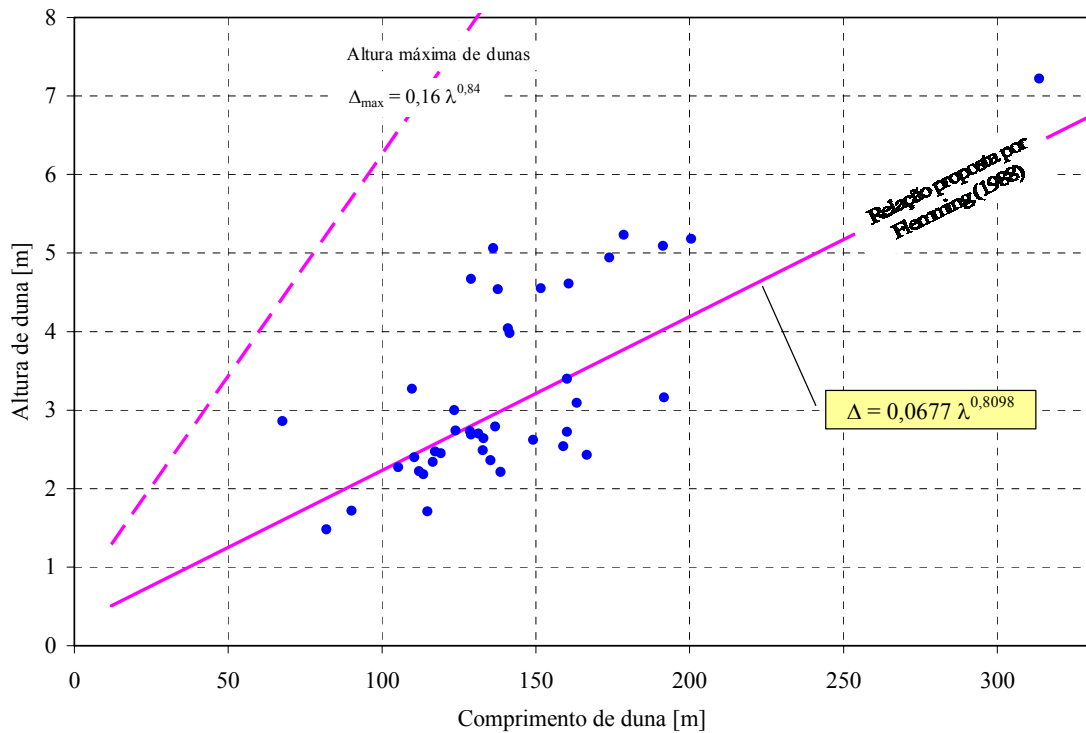


Figura 46 – Relação entre a altura e comprimento de dunas para os valores médios de cada perfil longitudinal do rio Solimões-Amazonas.

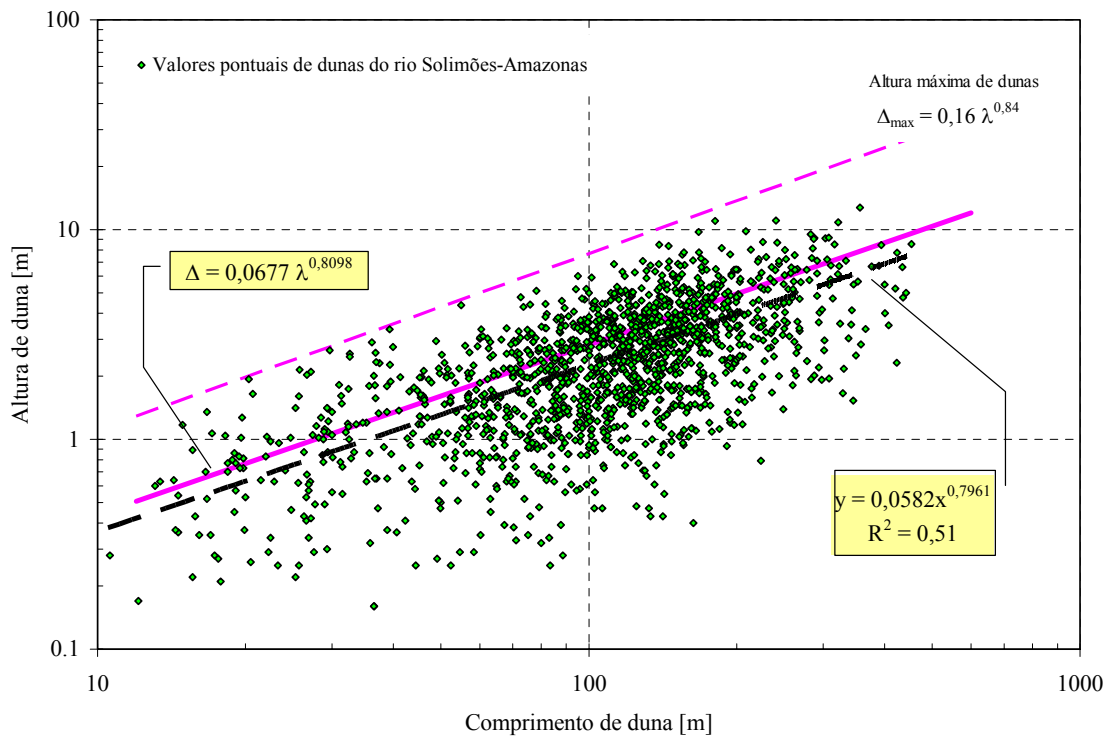


Figura 47 – Relação entre a altura e o comprimento da duna para os valores pontuais do rio Solimões-Amazonas, junto às expressões propostas por FLEMMING (1988, apud ASHLEY, 1990).

Também levando em consideração os dados de altura e comprimento de dunas plotados na Figura 47, interessa remarcar as diferenças no espalhamento dos dados de comprimento de dunas quando são considerados os dados pontuais do Solimões e do Amazonas por separado (Figura 48 e Figura 49). Enquanto o Solimões concentra a maior parte das dunas com comprimentos no intervalo $60\text{m} < \lambda < 400\text{m}$, o Amazonas apresenta dunas no intervalo $15\text{m} < \lambda < 450\text{m}$.

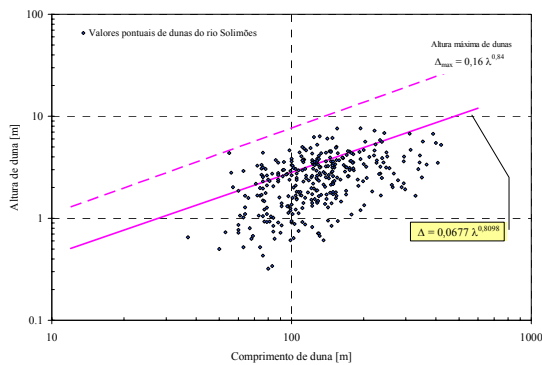


Figura 48 – Relação entre a altura e o comprimento da duna para os valores pontuais do rio Solimões.

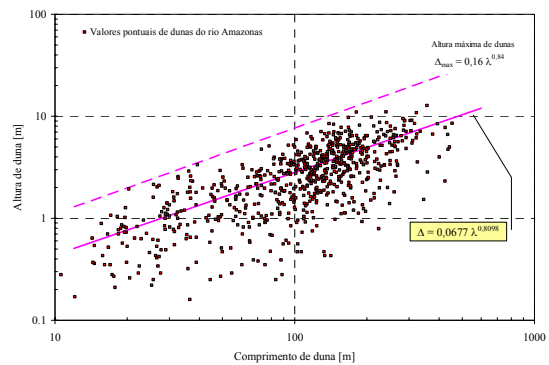


Figura 49 – Relação entre a altura e o comprimento da duna para os valores pontuais do rio Amazonas.

Para avaliar a adequação das metodologias de VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995) foi determinado o parâmetro de intensidade de transporte, T , a partir da Eq. 2. Os diâmetros de sedimento necessários para esse cálculo (d_{50} para determinar u_{*c} e d_{90} para o coeficiente C') foram obtidos das análises granulométricas descritas no item 2.7.1. As dunas do Solimões-Amazonas localizam-se no intervalo do parâmetro de intensidade transporte descrito por van Rijn ($T < 25$), no entanto se observa que as curvas de previsão subestimam a altura e esbeltez das dunas (Figura 50 e Figura 51). Nas figuras, mostram-se também o limite de aplicação inferior e superior das expressões de JULIEN & KLAASSEN (1995) e, no canto inferior direito, visualiza-se um diagrama com os dados originais do autor. As alturas de dunas ajustam-se adequadamente ao valor médio da expressão de Julien & Klaassen, porém a esbeltez das dunas registra valores levemente superiores.

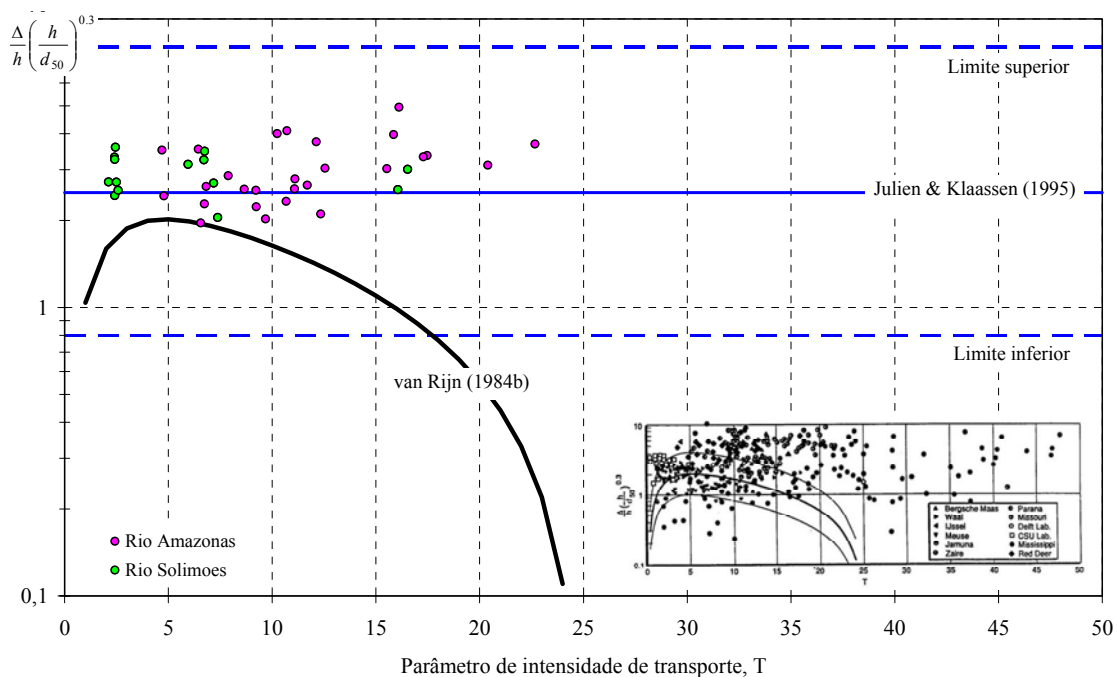


Figura 50 – Adequação dos dados de altura de dunas do rio Solimões-Amazonas aos métodos de previsão de VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995).

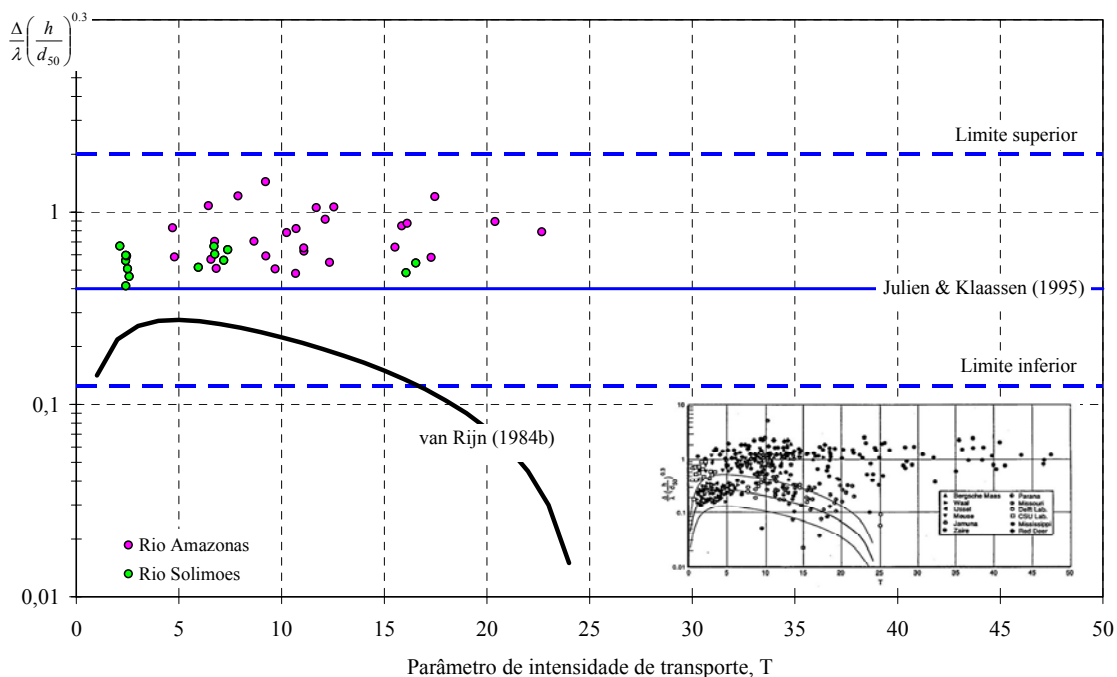


Figura 51– Adequação dos dados de esbeltez de dunas do rio Solimões-Amazonas aos métodos de previsão de VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995).

3.10. Sumário

Este capítulo apresentou de forma detalhada as medições das morfologias do leito do rio Solimões-Amazonas. Os levantamentos de perfis longitudinais mostraram que as dunas são a forma de fundo predominante em todo o estirão em estudo, independentemente do período hidrológico do rio. A altura média das dunas variou de 1,5m até 7,2m, o que segundo a classificação de ASHLEY (1990) corresponde a dunas grandes e muito grandes.

A aplicação dos diagramas de previsão de formas de fundo mostrou que os melhores resultados são obtidos mediante metodologias que levam em consideração a granulometria do sedimento e a potência da corrente. As metodologias de SIMONS & RICHARDSON (1966) e VAN RIJN (1984a) representaram adequadamente as condições hidrossedimentológicas do rio Solimões-Amazonas apresentando como limite superior a região onde as dunas começam a ser erodidas pelo efeito da velocidade do escoamento ($U \approx 2,5 \text{ m s}^{-1}$) e elevadas tensões de atrito ($\tau \approx 12 \text{ N m}^{-2}$). Esse tipo de comportamento foi estudado por VAN RIJN (1984b) para prever a geometria de dunas: para um aumento da potência da corrente, a duna aumenta seu tamanho, e logo decresce a partir do momento que o parâmetro da intensidade de transporte atinge $T \approx 5$. FREDSOE (1979; 1981) considera que o incremento da potência da corrente, provoca um aumento na carga de arrasto e conseqüentemente, na altura das dunas; até que para valores elevados de tensão de atrito começa a predominar a carga em suspensão sobre a carga de fundo, provocando a diminuição da altura da duna devido à “lavagem” da crista. Esse fenômeno foi observado nos levantamentos realizados no rio Solimões nas estações de Belém do Solimões e Codajás.

A aplicação do diagrama de van Rijn foi questionada por JULIEN & KLAASSEN (1995) e por RODEN (1998), justificando que em rios de grandes dimensões (elevadas velocidades e grandes profundidades) não necessariamente acontece fundo plano quando $T \geq 25$ e cita-se, como exemplo, medições no rio Jamuna com valores máximos de $T = 58$. AMSLER & GARCIA (1997), considerando as características hidráulicas e sedimentológicas médias do rio Paraná, obtiveram que o limite inferior para o regime de

fundo plano é $T \approx 28$, ratificando os resultados de van Rijn. Em nosso trabalho, o parâmetro de intensidade de transporte acusou valores menores a $T = 25$.

A relação entre a altura de duna e a profundidade do escoamento mostrou-se adequada para dados de campo e de laboratório em trabalhos anteriores (YALIN, 1964; ALLEN, 1968). Para o caso do rio Solimões-Amazonas, a relação semi-empírica de YALIN (1964) estabelece um limite para o crescimento da altura média de dunas, entanto que o critério de FREDSOE (1982) indica a altura máxima que uma duna pode atingir em condições de equilíbrio hidrossedimentológico.

Com os dados gerados nesse trabalho, além de outros 173 dados correspondentes a dunas medidas em grandes rios (Paraná, Paraguai, Bovenrijn, Waal, North Waal, Rhine, Skive-Karup) e em canais de laboratório foi possível estabelecer uma expressão (Eq. 16) para a previsão da altura de dunas no rio Amazonas com um bom ajuste (Figura 52). Nessa figura é avaliada também a capacidade de previsão da altura de dunas das expressões de YALIN (1964), ALLEN (1968), VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995), além da obtida neste trabalho. Em linhas gerais a metodologia de van Rijn subestima a altura das dunas para todas as estações de medição avaliadas, entanto que o critério de Julien & Klaassen apresenta, ainda que com valores menores aos observados, um padrão mais consistente. O motivo pelo qual a expressão de van Rijn subestima a altura e esbeltez de dunas, fato que já fora notado anteriormente por JULIEN (1992) para outras correntes naturais, pode estar em que os dados utilizados por van Rijn durante o processo de calibração corresponderam fundamentalmente a dados experimentais, podendo mascarar efeitos de escala ou diretamente apresentar um comportamento diferente ao observado em correntes naturais. Uma linha interessante para ser aprofundada em futuras pesquisas tem a ver com a relação entre a altura de dunas e a granulometria do sedimento do leito, que como se percebe na Figura 53 mostram uma certa dependência.

A previsão do comprimento de dunas a partir das expressões disponíveis na literatura mostrou uma dispersão grande quando avaliados os dados do Amazonas. A expressão proposta por YALIN (1977) para a determinação do comprimento de dunas,

$\lambda = 2\pi h$, foi derivada a partir de considerações de turbulência bidimensionais (no plano xy), desconsiderando a direção transversal, sendo o comprimento das dunas proporcional ao tamanho dos vórtices macroturbulentos. Registros fotográficos de bancos de areia do rio Solimões durante o período de estiagem (Figura 27) e medições detalhadas em Manacapuru (Figura 38) tem apontado uma disposição em planta aproximadamente bidimensional de dunas. Já para o rio Amazonas, onde as características hidrodinâmicas do escoamento (velocidade e potência da corrente) mudam em relação ao Solimões por conta dos aportes do rio Negro e rio Madeira, é mais freqüente reconhecer um padrão tridimensional nas configurações do leito (Figura 54), o que pode limitar o comprimento das mesmas.

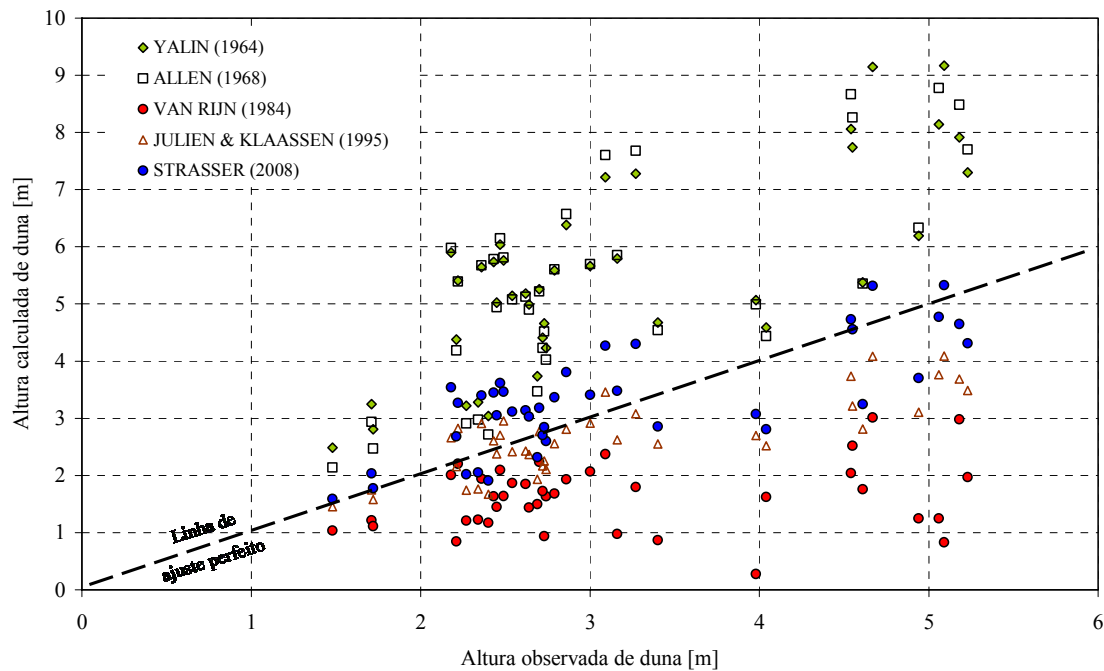


Figura 52 – Comparação das expressões de previsão de altura de dunas de YALIN (1964), ALLEN (1968), VAN RIJN (1984b) e JULIEN & KLAASSEN (1995), além da relação desenvolvida neste trabalho.

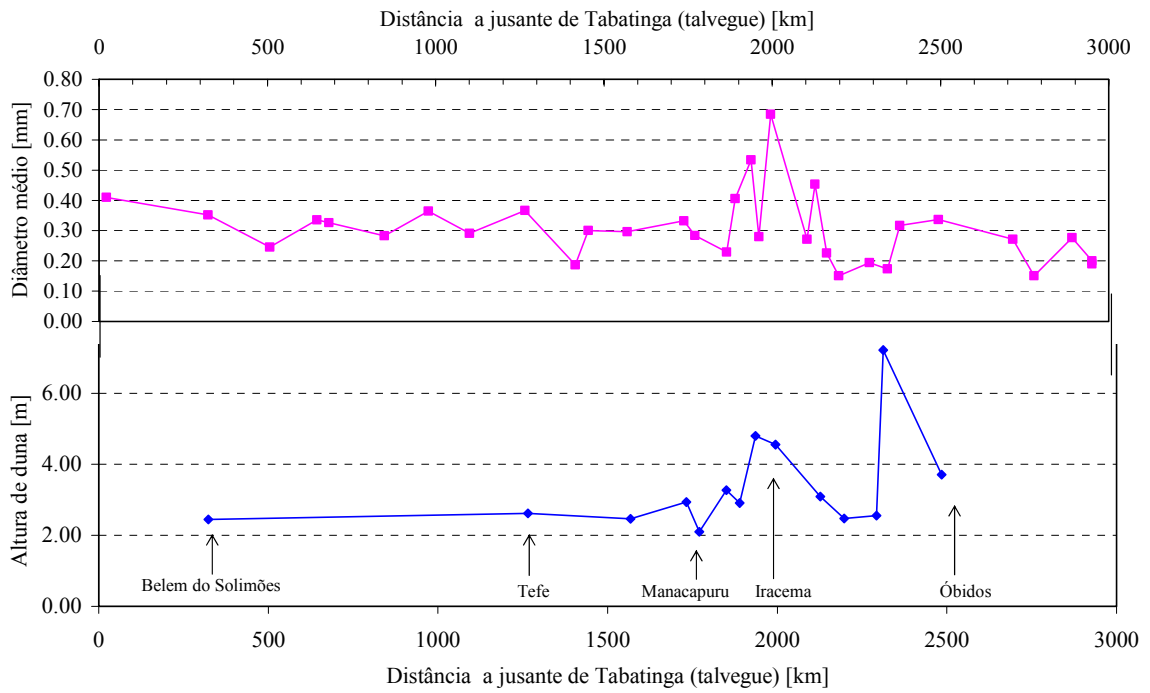


Figura 53 – Comparação da altura média de dunas e granulometria do sedimento do leito ao longo do estirão de estudo.

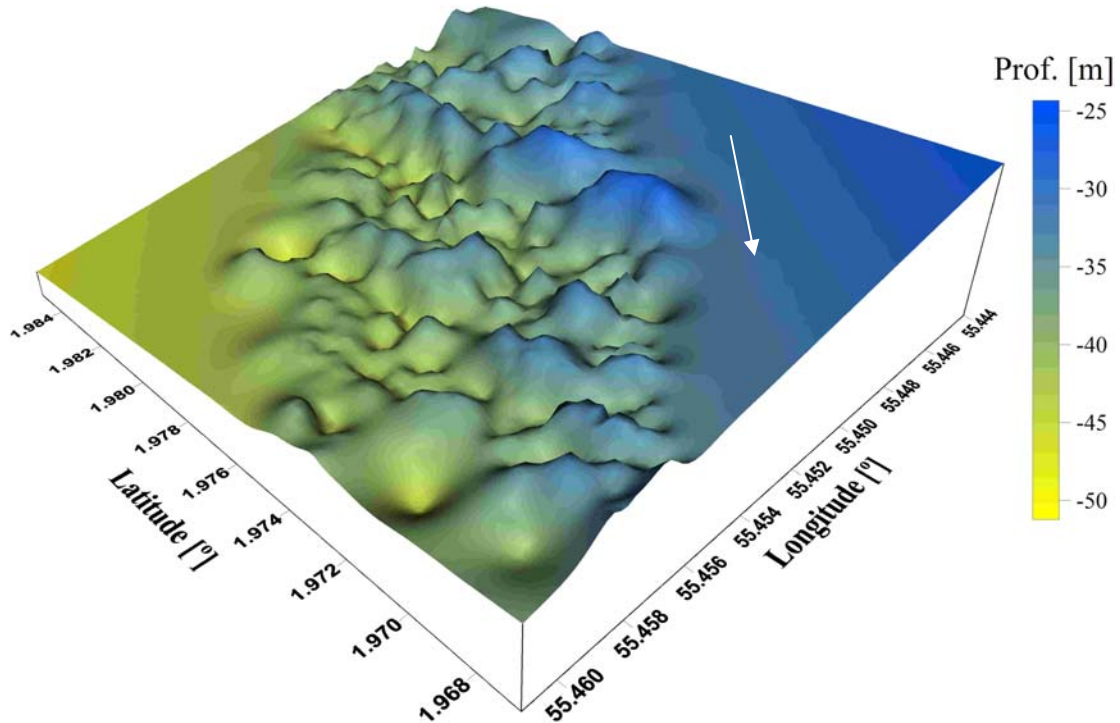


Figura 54 – Imagem do leito do rio Amazonas em Óbidos que permite visualizar a configuração tridimensional das dunas (o sentido do escoamento é de cima para baixo).

CAPÍTULO 4

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR ARRASTO

4.1. Introdução

O movimento dos sedimentos no leito de um rio conforma um sistema em permanente interação-evolução com a estrutura do escoamento, motivo pelo qual os problemas relativos à mecânica do transporte de sedimentos não devem ser tratados separadamente da hidrodinâmica da corrente d'água. O movimento do fluido e do material sedimentar é interdependente e constituem uma única unidade que é denominada movimento ou fenômeno bifásico (YALIN, 1977; 1992).

Normalmente, a quantidade transporte de sedimentos de arrasto representa uma fração pequena em relação à carga total de sedimentos, variando normalmente entre o 1% e 20% do transporte total, mas devido à sua importante contribuição à morfologia fluvial em rios e ambientes costeiros, é uma informação necessária e essencial nos estudos sobre assoreamento de reservatórios, evolução de canais de navegação e a formação de deltas (VANONI, 1975; SIMONS & SENTURK, 1992). Em situações extremas, como a que pode acontecer durante uma enchente excepcional em um rio com elevada carga de sedimentos, as formas de fundo podem deslocar-se acima de 500m em um dia e nessa situação o arrasto de sedimentos pode representar até 70% da carga total de sedimentos (COLEMAN, 1969).

Apresenta-se a continuação, a modo de exemplo, duas situações que refletem a importância deste processo morfodinâmico no médio e baixo rio Amazonas. Na seção transversal do rio Solimões, em Manacapuru, a camada ativa do leito do rio que fica sujeita às variações morfológicas provocadas pelo movimento dos sedimentos, ao longo de um ano, alcança os 8 metros de espessura (Figura 55); entanto que a Figura 56 ilustra como as mudanças morfológicas no estuário do Amazonas afetam a localização do canal de navegação. Na figura se observa o sentido de migração dos bancos de areia entre 1990 e 1998 (esquerda), e de 1998 a 2001 (direita), através da evolução temporal

da linha batimétrica de 10 metros (OLIVEIRA & VINZON, 2004). Outro exemplo da importância prática desses estudos, e que vem preocupando a empresas como Petrobrás e Transpetro, têm a ver com as mudanças morfológicas operadas no leito de rios e que impactam diretamente na estabilidade de dutos enterrados ou diretamente apoiados na calha fluvial (VINZON *et al.*, 2004; REGO *et al.*, 2005; SILVA & STRASSER, 2006).

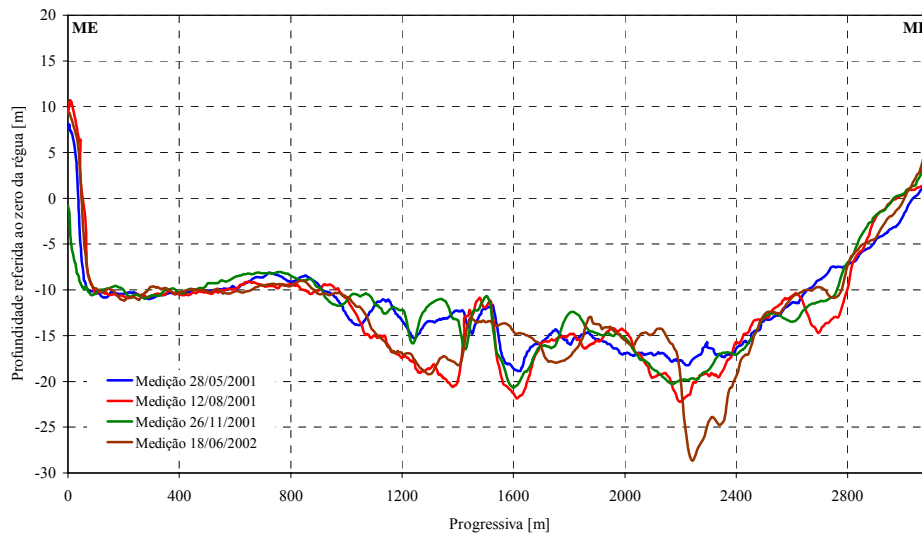


Figura 55 – Mudanças morfológicas provocadas pelo movimento dos sedimentos, ao longo de um ano, na seção transversal de Manacapuru, no Rio Solimões.

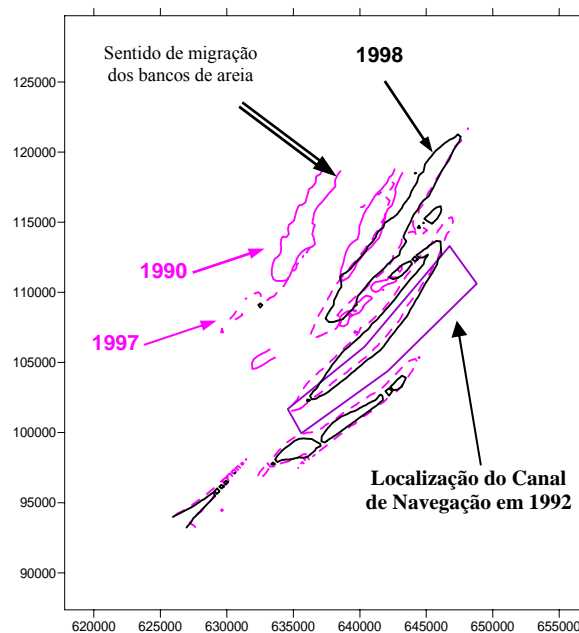


Figura 56 – Mudanças morfológicas que afetam a localização do canal de navegação devido ao movimento dos bancos de areia no estuário do Amazonas (OLIVEIRA & VINZON, 2004).

A medição do transporte de sedimentos do leito historicamente trouxe complicações devidas principalmente aos custos operacionais, relativos ao tempo, ao pessoal e aos equipamentos requeridos. Como resultado, não existe uma metodologia, procedimento ou equipamento único, universalmente aceito pela comunidade científica para determinar a descarga de sedimentos de arrasto para as diferentes condições hidráulicas e sedimentológicas que existem na natureza. Em nosso caso particular devemos acrescentar que as medições de campo em um rio com as características do Amazonas não é uma tarefa simples, sobretudo quando considerada a impossibilidade de ancorar o barco devido às elevadas velocidades e profundidades do escoamento e que durante os meses de cheia, o rio transporta muitos troncos de árvores e vegetação flutuante que torna difícil e extremamente perigosa as tarefas de amostragem de sedimentos. Nesse contexto, este capítulo pretende discutir alternativas de cálculo e quantificar o transporte de sedimentos associado ao deslocamento de dunas no leito do rio Amazonas, e a partir desses resultados, avaliar a consistência de diferentes fórmulas de transporte de sedimentos de uso comum em hidráulica fluvial.

4.2. Acerca da medição do transporte de sedimentos de arrasto

Os sedimentos produzidos em uma bacia hidrográfica chegam a um curso de água com diversas granulometrias, e sofrerão um processo de transporte de acordo com as características do escoamento (velocidade e profundidade do escoamento, declividade da linha de água, etc.). O processo do transporte de sedimentos é bastante complexo (BAGNOLD, 1960; VAN RIJN, 1993; BENNET & BEST, 1995; MAZUMDER, 2000) e ocorre em diversas modalidades como pelo rolamento e deslizamento no leito, pelos saltos longitudinais (saltação) e pela suspensão contínua e/ou intermitente no fluxo. A carga total de sedimentos, transportada em qualquer instante, é a soma daquelas transportadas nessas modalidades, logo, é obvio que uma estimativa precisa e confiável da carga depende dos métodos pelos quais cada modalidade é determinada (SRINIVASAN & CAVALCANTE, 1993).

Desde um ponto de vista prático, considera-se que o transporte de sedimentos do leito é realizado em apenas duas modalidades: por arrasto ou em suspensão (EINSTEIN,

1950). Define-se como carga de arrasto as partículas de sedimento que se movem longitudinalmente no curso de água através de pequenos saltos, rolando ou deslizando, e estão em contato quase-contínuo com o leito; enquanto que carga em suspensão refere-se a aquelas partículas que permanecem suspensas no escoamento (RAUDKIVI, 1967; VAN RIJN, 1984a).

A medição da descarga sólida de arrasto deve ser realizada por processos diferentes da descarga em suspensão, pois o sedimento que compõe o leito apresenta velocidades de transporte diferentes à velocidade da corrente (JANSEN *et al.*, 1979; SILVA & MASCARENHAS, 1985). Basicamente, existem duas formas de quantificar a carga sólida de arrasto de uma corrente d'água: mediante métodos diretos (*in situ*) ou por métodos indiretos (VANONI, 1975; CARVALHO *et al.*, 2000).

As medições diretas são feitas mediante o uso de amostradores portáteis ou removíveis apoiados no leito ou mediante o uso de estruturas fixas (poços ou fendas) que retém o sedimento na seção transversal. O uso de estruturas fixas ou fendas é uma técnica muito utilizada em canais de experimentação em laboratório ou em cursos de água pequenos, sendo sua aplicação em grandes rios inviável, em termos práticos e econômicos. Nesse sentido, um dos poucos antecedentes apresenta-se em AMSLER & PRENDES (2000), onde se descreve o uso desta metodologia no Rio Paraná, por ocasião da realização de uma obra de engenharia.

Entre os principais dispositivos portáteis podem ser citados os amostradores por diferença de pressão (HELLEY & SMITH, 1971; JOHNSON *et al.*, 1977; HUBBELL *et al.*, 1985, GAUDET *et al.*, 1994; RYAN & PORTH, 1999), as armadilhas de sedimentos (BUNTE, 1998; BUNTE & SWINGLE, 2004), as cestas de sedimentos (HUBBELL, 1964; ENGEL & LAU, 1981; GAO, 1991), as bacias e monitores de erosão (DeVRIES *et al.*, 2001) e o coletor de sedimentos do leito (BRAATZ & TUCKER, 2005). Entanto que entre os principais dispositivos fixos podem citar-se os amostradores do tipo Birkbeck (REID *et al.*, 1980; REID & LARONNE, 1995), os amostradores do tipo vortex (HAYWARD & SHUTERLAND, 1974; ATKINSON,

1994) e as bacias de detenção de sedimentos (TROENDLE *et al.*, 1996; RYAN & PORTH, 1999).

Em relação às medições indiretas do transporte de sedimentos do leito, destaca-se principalmente o uso de fórmulas de previsão da capacidade de transporte de sedimentos (que utilizam dados hidrossedimentológicos da corrente). No entanto, existem diversos métodos e tecnologias de menor uso, porém que apresentam grande potencialidade. Entre eles se podem citar os métodos de diferenças batimétricas (DINEHART, 2001; RUBIN *et al.*, 2001), de traçadores (LARONNE & CARSON, 1976; KONDOLF & MATTHEWS, 1986; ROSENFELD *et al.*, 1996; HABERSACK, 2001), os sensores acústicos e de impacto (BARTON *et al.*, 2005), os sensores magnéticos (TUNNICLIFFE *et al.*, 2000), equipamentos de efeito Doppler (RENNIE *et al.*, 2002) e o uso de câmeras de vídeo subaquáticas (DIXON & RYAN, 2001).

4.3. O uso de amostradores mecânicos

A medição do transporte de sedimentos com o uso de amostradores mecânicos é a prática mais estendida, apesar de ser extremamente complexa, e por esse motivo tem sido objeto de numerosos estudos a partir da década de 1960 (HUBBELL, 1964; HELLEY & SMITH, 1971; EMMETT, 1980; HUBBELL *et al.*, 1985; GAWEESH & VAN RIJN, 1994; GOMEZ & PHILLIPS, 1999), que mostraram que a acurácia dos resultados depende de diversos fatores, entre os quais se citam:

- eficiência do amostrador no processo de amostragem, que caracteriza os problemas associados ao equipamento utilizado,
- variabilidade espacial do fenômeno,
- variabilidade temporal do fenômeno que se pretende medir.

Dentre os problemas associados ao amostrador e sua eficiência de amostragem, destacam-se as características geométricas do amostrador, a influência do amostrador sobre a camada superficial de sedimentos no momento em que se apóia no leito, a distância efetiva entre a boca do amostrador e o leito, e o efeito de dragagem que pode provocar o amostrador quando começa a ser içado. Adicionalmente, devemos considerar outras dificuldades associadas ao uso de amostradores, que tem a ver com o

procedimento de amostragem, ou seja, duração de cada amostragem, número de repetições de cada amostragem para um mesmo ponto, número de amostragens realizadas ao longo da seção transversal do escoamento.

GAUDET *et al.* (1994) mostraram a partir de experimentos com um amostrador do tipo Helley-Smith que se a orientação do amostrador de sedimentos em relação ao campo de velocidades difere em 10 graus podem ocorrer desvios de até 50% na estimação do transporte de sedimentos do leito, entanto que KLEINHANS (2002) mostrou que as incertezas na calibração desse tipo de amostrador podem provocar desvios de até 200% nas estimativas de transporte.

Quanto à variabilidade espacial do fenômeno de arrasto de sedimentos, pode-se citar que quando o leito do rio se encontra coberto de dunas, é necessário conhecer a exata localização do amostrador em relação à geometria das mesmas, pois as taxas de transporte de sedimentos podem variar marcadamente ao longo do comprimento de uma duna (GOMEZ *et al.*, 1989; KLEINHANS & TEN BRINKE, 2001).

Uma característica importante associada ao movimento de sedimentos no leito de uma corrente é a variabilidade temporal do fenômeno, ainda que as condições do escoamento permaneçam quase-estacionárias. Essa variabilidade manifesta-se através de diversas escalas de tempo, e como resultado de diversas fontes de incertezas ou erros vinculadas à forma em que o sedimento é transportado e à disponibilidade ‘real’ de material para ser transportado. Nesse sentido, GOMEZ *et al.* (1990) descreveram três tipos de fatores para levar em consideração quanto à variabilidade temporal do transporte de arrasto:

- i) variações na estrutura do transporte de sedimentos do leito que comumente se refletem em variações de médio e longo prazo no suprimento e distribuição do sedimento no canal, inclusive através de processos de acorazamento do leito (*armoring*);
- ii) variações de pequena escala, quase-cíclicas, na taxa de transporte de sedimentos que correspondem ao movimento de grupos de partículas e deslocamento de formas de fundo. GOMEZ *et al.* (1989) identificaram, através de experimentos de laboratório em regime uniforme com sedimentos grossos, flutuações de alta e baixa frequência associadas ao transporte de

sedimentos de arrasto, ou dito com outras palavras, eles atribuíram essas flutuações à passagem de dunas primárias e secundárias (pequenas dunas), respectivamente;

- iii) flutuações instantâneas na taxa de transporte de sedimento do leito devido à natureza estocástica do processo físico que governa o início do movimento e o transporte de sedimentos nas camadas próximas ao leito.

A não-permanência identificada no transporte de sedimentos mostra a variabilidade que pode manifestar esse fenômeno. Essas variações podem ocorrer no espaço e/ou no tempo, ou mediante mudanças na descarga líquida. Inclusive com condições de escoamento permanente, a variação temporal do transporte de sedimentos de arrasto em um ponto na seção transversal pode ser grande. Quando existem dunas no leito, por exemplo, o transporte de arrasto é nulo (ou quase) na região do cavado, aumentando progressivamente o transporte ao longo da face de montante da duna até o valor máximo na crista. Essa variação temporal do transporte de sedimentos por arrasto foi medida por CAREY (1985) através de 120 amostragens consecutivas (no mesmo ponto) em um rio com leito de areia e vazão constante (Figura 57).

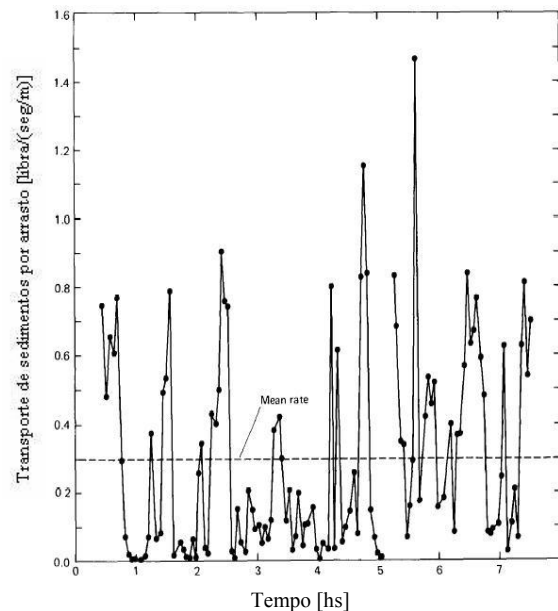


Figura 57 – Variação temporal do transporte de sedimentos por arrasto em um rio com vazão constante (modificado de CAREY, 1985).

Os parágrafos precedentes mostraram as dificuldades em obter uma estimativa realística da descarga de sedimentos de arrasto, quando o leito da corrente é composto de material não coesivo, através do uso técnicas clássicas de amostragem (amostradores do tipo Helley-Smith, BL-84 e semelhantes). Essas dificuldades ilustram a necessidade de considerar métodos não intrusivos que permitam medir a descarga de arrasto sem precisar um contato direto com o leito. Durante os períodos de maior transporte de sedimentos, a maioria dos cursos de água com leito de areia apresentam formas de fundo (móveis) na calha fluvial do rio. Assim, naquelas correntes que apresentam morfologias do tipo dunas ou rugas, foi sugerida a aplicação de uma metodologia para estimar o volume de sedimentos envolvido na migração das formas de fundo (SIMONS *et al.*, 1965; CRICKMORE, 1970; ENGEL & LAU, 1980). Este método de medição indireto baseia-se na medição da altura e velocidade de deslocamento das formas de fundo, motivo pelo qual é comumente chamado de *Método do Deslocamento de Dunas*.

Na prática, esta metodologia mostrou-se relativamente simples de aplicar, com baixos custos e adequada precisão (SIMONS *et al.*, 1965; STUCKRATH, 1969; CRICKMORE, 1970; ENGEL & LAU, 1980, 1981; VAN DEN BERG, 1987; GABEL, 1993; AMSLER & PRENDES, 2000; DINEHART, 2002; STRASSER *et al.*, 2002; WILBERS, 2004), confirmando que esse procedimento é uma alternativa viável e sumamente interessante em relação às medições de descarga de sedimentos do leito.

4.4. Método do deslocamento de dunas

Na natureza, a menos dos trechos altos de rios ou corredeiras, predominam os escoamentos em regime subcrítico ($F \ll 1$), sendo que as formas de fundo mais freqüentemente observadas nestes ambientes são as dunas. Este tipo de morfologia fluvial constitui uma das formas de fundo de maior relevância, tanto pela resistência que oferecem ao escoamento, mas principalmente pelo mecanismo de transporte de sedimentos que representam (VANONI & HWANG, 1967).

CHEONG & SHEN (1975) mostraram que ainda que a forma individual das formas de fundo se modifique enquanto se deslocam no sentido de jusante, o conjunto de dunas (neste trabalho denominado trem de dunas) apresenta uma constância

estatística da forma de fundo. Este resultado, de extrema importância para o trabalho de nosso interesse, nos habilita ao uso do método do seguimento de dunas para avaliar o movimento de dunas e o transporte de sedimentos do leito associado ao deslocamento das mesmas.

Este método foi desenvolvido a partir da equação de continuidade sedimentológica de Exner (Eq. 20), sendo o trabalho de SIMONS *et al.* (1965) o primeiro que o apresenta como uma alternativa válida para determinar o transporte de sedimentos de arrasto a partir da geometria e deslocamento de rugas e dunas. A equação de Exner considera o balanço de sedimentos entre duas seções (Figura 58), onde o primeiro termo expressa a taxa de erosão/deposição de sedimento no leito, enquanto o segundo termo representa a variação da carga de sedimento na direção x , ao longo do trecho considerado:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{(1-p)} \frac{\partial q_b}{\partial x} = 0 \quad \text{Eq. 20}$$

onde q_b = volume de sedimento transportado por arrasto por unidade de largura e de tempo [$\text{m}^2 \text{dia}^{-1}$];

p = porosidade do material do leito ($p \approx 0,4$ para areias) [-];

y = elevação do leito sobre um plano horizontal arbitrário [m];

x = distância no sentido do escoamento [m];

t = tempo [dia].

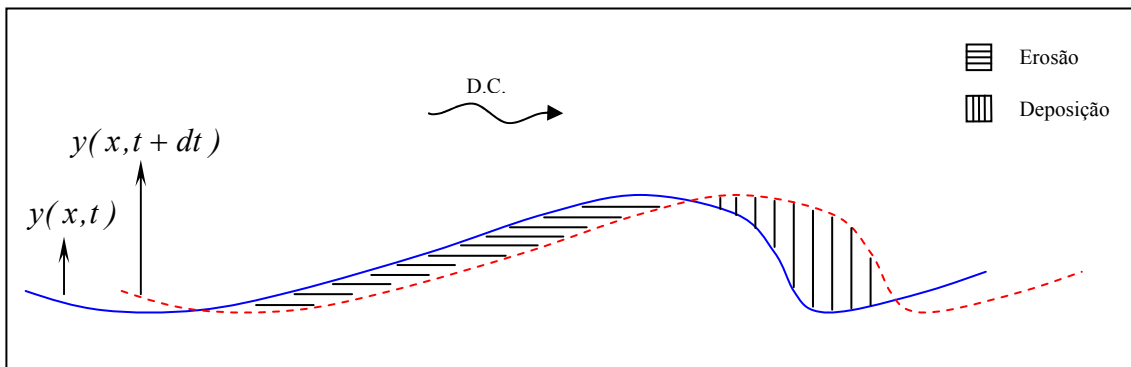


Figura 58 – Esquema do movimento de dunas.

Na situação ideal de que as dunas se deslocam para jusante com uma velocidade constante e sem modificar sua geometria, aplica-se a transformação matemática $\delta = x - u_b t$ nos termos em derivadas da Eq. 20. Resolvendo para a situação de dunas triangulares, cujo coeficiente de forma equivale a $1/2$, determina-se uma expressão para estimar o transporte de sedimentos de fundo por arrasto, num leito coberto de dunas:

$$q_b = \frac{1}{2}(1-p)u_b\Delta + C \quad \text{Eq. 21}$$

onde u_b = velocidade média de deslocamento no sentido do escoamento [mdia^{-1}],

Δ = altura média das dunas [m],

C = parte do transporte de fundo que não faz parte da propagação das dunas [$\text{m}^2\text{dia}^{-1}$].

Esta constante é considerada zero ($C = 0$) quando não existe transporte de sedimentos ou quando o leito encontra-se totalmente coberto de dunas. Para a situação onde o leito encontra-se em transição, C é indeterminada; e finalmente para fundo plano, onde a alturas das ondas de areia é zero ($\Delta = 0$), a constante C representa o transporte de sedimentos em suspensão.

Nos parágrafos precedentes, foram apresentadas as vantagens associadas ao uso desta metodologia, contudo, existem também algumas limitações decorrentes de sua aplicação que devem ser observadas:

- em escoamentos naturais, a forma da duna não é exatamente triangular como sugere a metodologia original, sendo necessária a calibração do coeficiente de forma em cada caso em particular (esse aspecto será discutido mais adiante),
- o movimento das dunas no sentido de jusante pode também ser influenciado pelos processos de suspensão do sedimento do leito na face de montante da duna e sedimentação do mesmo na região de esteira da duna (região entre a crista e o ponto de estagnação),
- na área localizada atrás da crista da duna, na região de recirculação do escoamento, o transporte líquido de sedimentos é praticamente nulo (ENGEL & LAU, 1981). Por esse motivo, aos efeitos de calcular a área que efetivamente

colabora com o transporte de arrasto, apenas deve considerar-se do ponto de estagnação para cima,

- o ainda que atualmente se disponha de equipamentos de localização (GPS ou DGPS), é difícil reproduzir exatamente a trajetória da embarcação entre um levantamento e outro. Esta situação impacta diretamente na reprodução do perfil, motivo pelo qual para a aplicação desta metodologia hoje se recomenda o uso de equipamentos batimétricos que trabalham com vários sensores (*multi-beam*), de forma a representar a morfologia do leito não apenas com uma linha mas através de uma varredura representativa de vários metros de largura (na prática, a aplicação dessa metodologia na Amazônia igualmente resulta difícil devido as grandes larguras dos cursos de água),
- o por último, a precisão na determinação da velocidade de dunas depende da resolução espacial e temporal dos levantamentos (tempo transcorrido entre as medições). WILBERS (2004, Figura 59) discute essa situação vinculando a resolução temporal do levantamento com o número de pontos medidos em cada duna (resolução espaço-temporal) e o erro relativo associado.

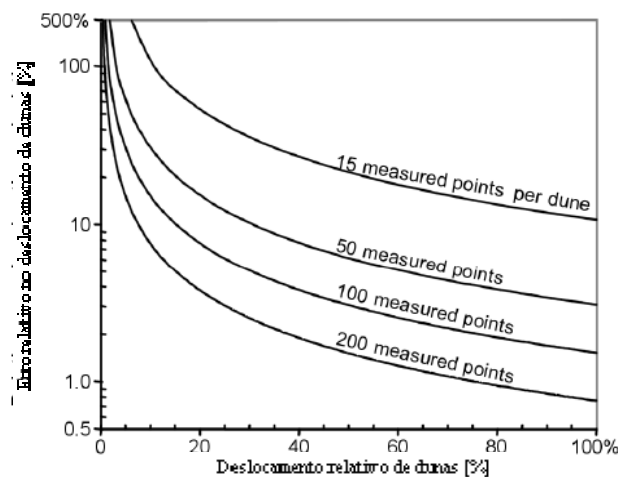


Figura 59 – Determinação do erro relativo no cálculo da migração de dunas associado a resolução espacial e temporal dos levantamentos (WILBERS, 2004).

4.5. Fórmulas de transporte de sedimentos por arrasto

Na literatura são abundantes as fórmulas que permitam determinar a descarga de sedimentos de arrasto em um rio ou canal, e por esse motivo apenas 5 fórmulas de

transporte foram avaliadas neste trabalho: a fórmula de Meyer-Peter & Muller, Kalinske – Frijlink, Einstein – Brown, Engelund – Fredsoe e van Rijn. Essas metodologias foram escolhidas em função das considerações teóricas utilizadas para o desenvolvimento das mesmas (foram contemplados os dois principais modelos de transporte de sedimentos, que utilizam o conceito de tensão de atrito e de potência da corrente), e levando-se em consideração a extensão de uso e grau de reconhecimento alcançado perante a comunidade acadêmica.

Ainda que cada metodologia possua diferentes fundamentos teóricos e práticos, todas as fórmulas de transporte de sedimentos estão sujeitas as mesmas hipóteses fundamentais (VANONI, 1975):

- existe uma relação entre as variáveis hidráulicas e sedimentológicas e a carga de sedimentos do curso de água,
- as propriedades do fluido e do sedimento são uniformes e permanentes,
- não existem limitações quanto a disponibilidade de sedimentos (ou seja, existe uma fonte contínua de fornecimento de sedimentos),
- o material que compõe o leito não é coesivo,
- o trecho sobre o qual se aplicará a fórmula de transporte encontra-se em equilíbrio (ou seja, não existem processos de erosão ou deposição que alterem o balanço de sedimentos no trecho). As condições apresentadas praticamente não existem em escoamentos naturais, no entanto, aos efeitos da implementação das fórmulas, se assume que estão em conformidade.

4.5.1. Meyer-Peter & Muller - 1948

As pesquisas desenvolvidas em transporte de sedimentos até a década de 1940 foram, especialmente influenciadas por DuBoys que, em 1879, apresentou a primeira fórmula de transporte de sedimentos para aplicação em rios e canais. Essa fórmula, baseada no conceito de condição crítica para o arrasto de sedimentos teria, e ainda tem, forte influência nos trabalhos desenvolvidos em hidráulica fluvial. O conceito de excesso da tensão de atrito (tensão de atrito efetiva) foi também utilizado por Meyer-Peter & Muller (daqui para frente denominado M-P&M) para desenvolver sua pesquisa, a qual se tornou popular principalmente na Europa, e é considerada a mais adequada

para sua aplicação em rios e canais com uma elevada relação entre a largura e a profundidade, com leito composto por sedimentos grosseiros.

Os experimentos de laboratório utilizados por M-P&M para o desenvolvimento da fórmula foram realizados em canais com larguras variando entre 0,15m e 2,00m, profundidades entre 0,01m e 1,20m. Os experimentos foram realizados considerando granulometria uniforme e granulometria estendida, com diâmetros variando entre 0,4mm e 30,0mm. O peso específico do material presente no leito variou entre 1.300 e 4.200 kgf m⁻³.

A equação empírica obtida por M-P&M a partir do ajuste aos dados de laboratório inclui três termos, que correspondem à tensão de atrito que atua no leito da corrente (I), à tensão de atrito crítica (II) e ao termo que contabiliza a descarga de sedimentos (III):

$$\underbrace{\frac{\gamma R_b S \left(\frac{n'}{n}\right)^{3/2}}{d}}_I - \underbrace{0,047(\gamma_s - \gamma)}_II = \underbrace{0,25 \frac{\rho^{1/3} (\gamma_s - \gamma)^{2/3} q_b^{2/3}}{\gamma_s^{2/3} d}}_III \quad \text{Eq. 22}$$

onde R_b = raio hidráulico referido ao leito da corrente [m],

S = declividade da linha de energia (\cong declividade da linha de água) [m/m],

d = diâmetro representativo da fração de sedimento transportada (geralmente o diâmetro médio do sedimento, d_{50}) [m],

γ = peso específico do fluido [kgf m⁻³],

γ_s = peso específico do sedimento [kgf m⁻³],

ρ = massa específica do fluido [kg m⁻³],

$\frac{n'}{n}$ = relação entre o coeficiente de resistência de Manning relativo ao grão de sedimento e o coeficiente de Manning total [-].

CHIEN (1956) desenvolveu matematicamente a Eq. 22 e mostrou que a fórmula original de M-P&M pode reduzir-se à seguinte expressão:

$$\phi = \frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd^3}} = 8(\tau_*' - \tau_{*c})^{3/2} \quad \text{Eq. 23}$$

onde ϕ = transporte adimensional de sedimentos por arrasto [-],

$s = \frac{\rho_s}{\rho}$ = massa específica relativa (do sedimento em relação à água) [-],

τ_{*c} = tensão de atrito crítica adimensional para o início do movimento do grão de sedimento [-],

τ_*' = tensão de atrito do grão adimensional [-].

4.5.2. Kalinske – Frijlink (*apud* VAN DEN BERG (1987))

O desenvolvimento da fórmula de Kalinske parte da simples idéia de que o transporte de sedimentos de arrasto deve ser proporcional ao produto do volume da partícula de sedimento, da velocidade média da partícula e do número médio de partículas em movimento. Nesse sentido, baseou seu trabalho em observações relativas à tensão de atrito crítica para o início do movimento dos grãos de sedimento e levou em consideração as flutuações turbulentas da velocidade na região próxima ao leito (considerou que as flutuações apresentam uma distribuição normal). A fórmula original de Kalinske foi simplificada e reescrita por Elzerman & Frijlink, em 1951, inserindo agora um fator de correção na tensão de atrito total devido a presença de formas de fundo (ou seja, no termo da tensão total desconsidera a parcela correspondente à tensão de atrito por forma). Posteriormente, a equação foi calibrada novamente com dados de laboratório e de escoamentos naturais.

$$\phi = \frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd^3}} = 5\sqrt{\eta\tau_*} e^{-0,27/\eta\tau_*} \quad \text{Eq. 24}$$

onde τ_* = tensão de atrito total adimensional [-],

$\eta = \left(\frac{C}{C'}\right)^\alpha$ = parâmetro que leva em consideração a presença de formas de fundo [-],

C' = coeficiente de resistência de Chézy relativo ao grão de sedimento [$m^{0,5} s^{-1}$],

$C = U / \sqrt{RS} =$ coeficiente de resistência de Chézy [$m^{0,5} s^{-1}$],

$U =$ velocidade média da corrente [$m s^{-1}$],

$\alpha =$ constante de calibração do parâmetro η . Segundo os experimentos de VAN RIJN (1984a) o coeficiente α teria um valor de 2, no entanto outros autores sugerem um valor de $\alpha = 1,5$ baseados em resultados experimentais.

4.5.3. Einstein – Brown (BROWN, 1950)

Um dos primeiros estudos teóricos profundos acerca do transporte de sedimentos de arrasto foi apresentado em EINSTEIN (1950), sendo posteriormente complementado em EINSTEIN & BARBAROSSA (1952). Uma das principais características da metodologia de Einstein se baseia na aplicação da teoria da probabilidade para avaliar as variações estatísticas (provocadas pelas flutuações turbulentas) nas forças que atuam sobre as partículas de sedimento que compõem o leito. Dessa forma, considerando as forças instantâneas que atuam sobre as partículas e as forças que tendem a estabilizá-las, foi derivado um modelo teórico que prevê a saltação e o movimento dos grãos de sedimento. Através dos anos, os estudos de Einstein têm sido foco de pesquisas que resultaram na introdução de modificações sobre a fórmula original, como a sugerida por BROWN (1950). A Eq. 25 tem o atrativo de que em condições de transporte de sedimentos intensa, a mesma passa a ser função apenas da tensão de atrito adimensional. O parâmetro F (parâmetro de Rubey) foi inserido na fórmula como uma forma de levar em consideração a velocidade de sedimentação no processo de transporte.

$$\phi = \frac{q_b}{F \sqrt{g(s-1)d^3}} = 40 \left(\frac{1}{\psi} \right)^3 = 40 \tau_*^3, \quad \Psi \leq 5,5 \quad (\tau_* \geq 0,182)$$

$$= 2,1505 e^{-0,391\psi}, \quad \Psi > 5,5 \quad (\tau_* < 0,182)$$
Eq. 25

onde $\psi = \frac{(\gamma_s - \gamma)d}{\tau_0} = \frac{1}{\tau_*} =$ parâmetro de intensidade da corrente [-],

$$F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{gd^3(s-1)}} - \sqrt{\frac{36v^2}{gd^3(s-1)}} \quad \text{Eq. 26}$$

4.5.4. ENGELUND & FREDSOE (1982)

A metodologia desenvolvida por esses autores constitui um modelo simplificado que leva em consideração o transporte de partículas individuais de sedimento, considerando para isso uma equação com as variáveis promediadas no tempo. O critério apresentado permite determinar, ainda que de forma grosseira, os parâmetros necessários para caracterizar o processo de transporte de sedimentos do leito. A descarga de sedimentos de arrasto determina-se a partir da relação entre o número total de partículas em movimento, a velocidade média de uma partícula e o volume da partícula (Eq. 27). A velocidade de cada partícula de sedimento foi obtida a partir do balanço de forças que atuam sobre ela (ativas vs. passivas), enquanto que o número total de partículas em movimento por área unitária (n) foi expresso em função da probabilidade (p) de uma partícula entrar em movimento.

$$q_b = nu_{sf} Vol. = \frac{p}{d^2} 9,3u_*' \left(1 - 0,7 \sqrt{\frac{\tau_{*c}'}{\tau_*'}} \right) \frac{\pi d^3}{6} \quad \text{Eq. 27}$$

Finalmente, o transporte de sedimentos por arrasto pode determinar-se através da seguinte expressão adimensional:

$$\phi = \frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd^3}} = \frac{10}{\beta} (\tau_*' - \tau_{*c}') \left(\sqrt{\tau_*'} - 0,7 \sqrt{\tau_{*c}'} \right) \quad \text{Eq. 28}$$

onde $\beta \approx 0,8$ = coeficiente de atrito entre as partículas de sedimento em movimento [-].

4.5.5. VAN RIJN (1984a)

Van Rijn resolveu as equações do movimento para uma partícula isolada de sedimento e determinou as características da saltação e velocidade das partículas como sendo uma função das condições do escoamento e do diâmetro do sedimento (para condições de leito plano). Basicamente, definiu que a carga de fundo se calcula a partir

da saltação das partículas de sedimentos do leito é que a quantificação da mesma pode-se obter através do produto da concentração de partículas (c_b), a velocidade da partícula (u_b) e a espessura da camada ativa do leito (δ_b).

$$q_b = c_b u_b \delta_b \quad \text{Eq. 29}$$

Com os resultados obtidos a partir da equação anterior, van Rijn estabeleceu uma equação adimensional para o transporte de sedimentos que inclui todas as partículas que se movimentam por rodamanto, deslizamento e saltação no leito do escoamento (Eq. 30), como uma função do parâmetro da intensidade de transporte, T (Eq. 2) e o parâmetro da partícula, D_* (Eq. 4).

$$\phi = \frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd^3}} = 0,053 \frac{T^{2,1}}{D_*^{0,3}} \quad \text{Eq. 30}$$

4.6. O transporte de sedimentos por arrasto no rio Amazonas

A determinação do transporte de sedimentos por arrasto foi realizada mediante a aplicação do método de deslocamento de dunas (Eq. 21), no trecho compreendido entre Manacapuru e Óbidos. Para o desenvolvimento desse método, foram considerados 30 períodos de medição, representando intervalos temporais de uns poucos dias até vários meses (Tabela 8). Para todos os locais de medição foi assumido que o peso específico do quartzo é representativo do material que compõe o leito ($\gamma_s = 2.650 \text{ kgf m}^{-3}$) e adotado um valor constante de porosidade ($p = 0,4$). Em nosso trabalho o coeficiente de forma foi determinado a partir da avaliação de 5 dunas para cada perfil longitudinal, evidenciando um intervalo de variação de 0,52 – 0,74.

A altura de dunas foi estabelecida de acordo com os critérios detalhados no item 3.6. Cabe destacar que o valor médio da altura de dunas foi estimado apenas para o trecho onde foi determinado o movimento do leito, e como consequência os valores de Δ são diferentes dos apresentados na Tabela 7. O calculo do deslocamento e da velocidade dos trens de dunas encontra-se detalhado no próximo capítulo. As principais

características que permitem o cálculo do transporte de sedimentos por arrasto se encontram na Tabela 8.

Para a implementação das fórmulas de transporte de sedimentos descritas no *item* 4.5 foi necessário estimar algumas variáveis que serão descritas a seguir. A tensão de atrito média para cada trecho em estudo foi calculada a partir da expressão para escoamento uniforme e bidimensional:

$$\tau = \rho g h S_w \quad \text{Eq. 31}$$

onde τ = tensão de atrito média da corrente [N m^{-2}];

S_w = declividade da linha de água [m/m].

Esse valor foi obtido para cada período de medição a partir do estudo de declividades médias mensais realizado por STRASSER (2002) para o período 1974-1999. A relação entre a tensão de atrito adimensional do grão (para estimar descarga de arrasto) e a tensão de atrito adimensional promediada espacialmente (τ_*) foi realizada com o auxílio da expressão calibrada por ENGELUND & FREDSOE (1982):

$$\tau_*' = 0,06 + 0,3\tau_*^{3/2} \quad \text{Eq. 32}$$

Para a implementação da equação de Kalinske-Frijlink o coeficiente de resistência de Chézy relativo ao grão de sedimento (C') foi calculado através da expressão derivada por van Rijn para escoamentos com perfis de velocidade logarítmicos (Eq. 3). Para a implementação da equação de Einstein-Brown foi realizada apenas a hipótese de que a temperatura da água não varia ao longo do ano e, portanto, a viscosidade cinemática permanece constante para o cálculo do parâmetro F de Rubey.

Para a implementação do modelo de Engelund & Fredsoe foi utilizada a Eq. 32 para determinar a tensão de atrito τ_*' e o parâmetro β foi inicialmente escolhido como na fórmula original, $\beta = 0,8$. Os parâmetros T e D_* da equação de van Rijn foram calculados com as equações do método já descritas no *item* 3.4.2. Os resultados das 5

(cinco) fórmulas de transporte de sedimentos por arrasto aplicadas ao rio Amazonas se observam na Tabela 8.

As medições de transporte de sedimentos de arrasto avaliadas através do método do deslocamento de dunas mostraram mudanças ao longo do ano, com valores máximos durante o mês de agosto, mostrando que a dinâmica do sedimento do leito não se encontra em fase com a vazão fluvial do rio, mas defasada um certo tempo. O motivo dessa defasagem se deve a que os sedimentos do leito apresentam um tempo de resposta mais lento as mudanças no regime do rio, e portanto, apresentam um tempo ‘lag’ para se adequar e responder as novas condições hidrodinâmicas do escoamento.

A descarga de sedimentos de arrasto média para as seções transversais de Iracema, Ilha das Onças, Paraná de Silves e Óbidos durante o período de pico da cheia (junho e julho) resultou em $\sim 22.000 \text{ t dia}^{-1}$, enquanto que a descarga média para o mês de agosto foi $\sim 38.500 \text{ t dia}^{-1}$ (seções de Iracema, Ilha das Garças, Ilha das Onças, Parintins e Óbitos). Os maiores valores pontuais de transporte aconteceram em Parintins ($q_b = 41,8 \text{ t dia}^{-1} \text{ m}^{-1}$) onde o escoamento se concentra no canal de navegação (na margem direita) e chegam a se desenvolver dunas de até 13m de altura. Por outro lado, os menores valores pontuais foram estimados em Manacapuru onde a altura de dunas é semelhante a outros locais de medição mas a velocidade da corrente é menor (Manacapuru se localiza a montante da afluência dos rios Negro e Madeira).

A estimativa da descarga anual de sedimentos de arrasto foi realizada de forma proporcional ao período de medições, e estendida para os meses de que não se disponham dados. Por exemplo, a descarga média calculada em Iracema no intervalo 14/08/2001 – 24/08/2001 foi considerada representativa de todo o mês de agosto; a descarga média para o intervalo 14/08/2001 – 29/11/2001 foi considerada representativa dos meses setembro, outubro, novembro e dezembro; e assim por diante. Dessa forma, foi possível estimar que o transporte de sedimentos por arrasto entre as estações de Iracema e Óbidos varia de 4×10^6 a $5 \times 10^6 \text{ t ano}^{-1}$.

Tabela 8 – Avaliação do transporte de sedimentos por arrasto a partir do deslocamento de dunas e através das fórmulas de Meyer-Peter & Muller (M-P&M), Einstein-Brown (E-B), Kalinske-Frijlink (K-F), Engelund & Fredsoe (E&F) e van Rijn (VR).

Estação e intervalo de medição	Prof. [m]	u_b [m dia ⁻¹]	Δ [m]	q_{duna} [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	M-P&M [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	E-B [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	K-F [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	E&F [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	VR [t dia ⁻¹ m ⁻¹]
Manacapuru P2 (14/08/01 - 28/11/01)	15,7	0,70	3,32	2,07	1,07	2,31	1,63	0,62	8,46
Manacapuru P5 (14/08/01 - 28/11/01)	17,6	0,70	1,91	1,19	1,35	2,56	2,07	0,76	8,07
Jatuarana (13/08/01 - 24/08/01)	36,6	3,18	3,14	9,30	11,01	4,36	12,04	5,43	11,51
Jatuarana (13/08/01 - 29/11/01)	32,3	1,48	2,75	3,79	4,71	3,75	6,57	2,41	7,94
Jatuarana (20/06/02 - 09/07/02)	37,4	2,63	2,42	5,93	14,73	4,53	14,40	7,21	22,27
Jatuarana (25/03/03 - 01/07/03)	32,0	2,55	2,46	5,85	8,20	4,17	9,91	4,09	7,39
Grande Eva (14/08/01 - 29/11/01)	37,5	1,12	3,40	3,84	6,48	4,00	8,39	3,26	33,95
Grande Eva P1 (20/06/02 - 09/07/02)	47,3	3,16	4,37	13,91	24,76	4,80	19,25	11,97	45,76
Grande Eva P2 (20/06/02 - 09/07/02)	48,1	3,42	4,82	16,62	25,60	4,82	19,59	12,37	45,52
Grande Eva (09/07/02 - 25/03/03)	43,6	0,60	4,19	2,53	8,98	4,23	10,54	4,46	21,65
Iracema (14/08/01 - 24/08/01)	51,4	2,10	5,17	11,70	17,55	9,16	20,18	8,70	16,98
Iracema (14/08/01 - 29/11/01)	46,7	0,79	5,50	4,68	8,00	7,91	11,35	4,11	13,97
Iracema E1 (20/06/02 - 09/07/02)	52,0	2,63	4,75	13,48	22,92	9,52	23,93	11,26	42,52
Iracema E2 (20/06/02 - 09/07/02)	35,0	2,63	4,46	12,65	9,72	8,25	13,23	4,94	30,90
Iracema (09/07/02 - 25/03/03)	41,4	1,34	4,87	7,04	6,19	7,44	9,15	3,23	20,09
Iracema (25/03/03 - 01/07/03)	36,4	1,63	4,70	8,26	6,38	7,50	9,39	3,32	10,26
Iracema (19/06/03 - 01/07/03)	31,7	1,67	4,32	7,76	7,89	7,89	11,22	4,06	17,80

Estação e intervalo de medição	Prof. [m]	u_b [m dia ⁻¹]	Δ [m]	Q_{duna} [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	M-P&M [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	E-B [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	K-F [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	E&F [t dia ⁻¹ m ⁻¹]	VR [t dia ⁻¹ m ⁻¹]
Itacoatiara (16/08/01 - 24/08/01)	40,8	2,50	2,29	5,92	10,62	8,40	14,15	5,38	14,75
Parana de Silves (21/06/02 - 08/07/02)	46,1	1,50	6,1	9,46	17,59	9,16	20,21	8,72	19,26
Ilha das Garcas (14/08/01 - 24/08/01)	36,3	5,00	3,78	19,53	10,48	8,38	14,01	5,31	10,97
Ilha das Onças (17/08/01 - 23/08/01)	35,3	5,10	2,45	11,62	10,17	4,31	11,45	5,03	10,92
Ilha das Onças (21/06/02 - 07/07/02)	31,5	3,13	2,59	7,53	10,09	4,31	11,38	4,99	15,75
Ilha das Onças (20/06/03 - 30/06/03)	29,6	2,50	2,58	6,00	8,85	4,22	10,43	4,40	19,32
Parintins (17/08/01 - 23/08/01)	60,4	5,82	6,95	41,80	33,15	4,93	22,35	15,94	28,64
Parintins (17/08/01 - 09/12/01)	55,3	1,18	6,10	7,44	15,13	4,55	14,63	7,40	22,78
Óbidos centro (18/08/01 - 22/08/01)	46,4	6,07	4,00	23,16	18,49	4,66	16,42	8,99	76,94
Óbidos centro (18/08/01 - 05/12/01)	43,9	1,87	3,24	5,78	9,11	4,24	10,64	4,53	61,22
Óbidos (19/08/01 - 05/12/01)	41,1	1,39	4,55	6,49	7,91	4,14	9,66	3,95	8,66
Óbidos (25/06/02 - 06/07/02)	38,1	2,73	4,84	11,54	15,35	4,56	14,76	7,50	40,54
Óbidos (25/06/02 - 28/03/03)	29,0	1,38	4,18	5,92	3,75	3,56	5,46	1,94	28,82

O transporte de sedimentos por arrasto estimado mediante o movimento de dunas foi comparado com os resultados obtidos com as diversas fórmulas de transporte de sedimentos (Tabela 8, Figura 60). Se percebe na figura que existe uma grande dispersão nos resultados, no entanto algumas observações podem ser realizadas. As fórmulas de Meyer-Peter & Muller (M-P&M) e Kalinske-Frijlink (K-F) apresentam a melhor performance para estimar o transporte de sedimentos por arrasto no rio Amazonas, e os resultados de Einstein-Brown (E-B) se localizam em um intervalo correto mas a tendência dos mesmos contrasta marcadamente com o padrão geral. A fórmula de van Rijn (VR) mostra uma clara tendência a superestimar o transporte de sedimentos por arrasto em todas as situações analisadas, enquanto a fórmula de Engelund & Fredsoe (E&F) tende a subestimar esses valores. Os valores previstos por E&F, ainda que menores em relação aos medidos com dunas, mostram uma tendência paralela à linha de ajuste perfeito. Por esse motivo foi realizada uma calibração do parâmetro β para obter uma melhora de representação da fórmula aos dados do Amazonas. Nessa fórmula de Engelund & Fredsoe (modificada), o novo parâmetro β a ser utilizado é 0,42.

A acurácia das fórmulas foi avaliada mediante o uso de um parâmetro r que mede a discrepância do resultado obtido pela fórmula em relação ao valor medido em campo (considerado como verdadeiro). As percentagens em relação ao total de dados do Solimões-Amazonas para os intervalos $0,75 \leq r < 1,5$ e $0,5 \leq r < 2,0$ são apresentados na Tabela 9. Nessa análise também foi considerada a versão modificada da fórmula de E&F. O resultado mais interessante que se pode extrair da tabela mostra que as fórmulas de M-P&M e E&F(modif.) possuem a melhor performance, pois ~90% dos valores previstos pelas fórmulas se encontram no intervalo de 0,5 a 2 vezes os valores medidos com o método do deslocamento de dunas. Na Figura 61 se observa com maior clareza que a fórmula de M-P&M é a de melhor aproximação aos dados do Amazonas e que a fórmula de E&F, logo que modificada, apresenta um comportamento idêntico a M-P&M.

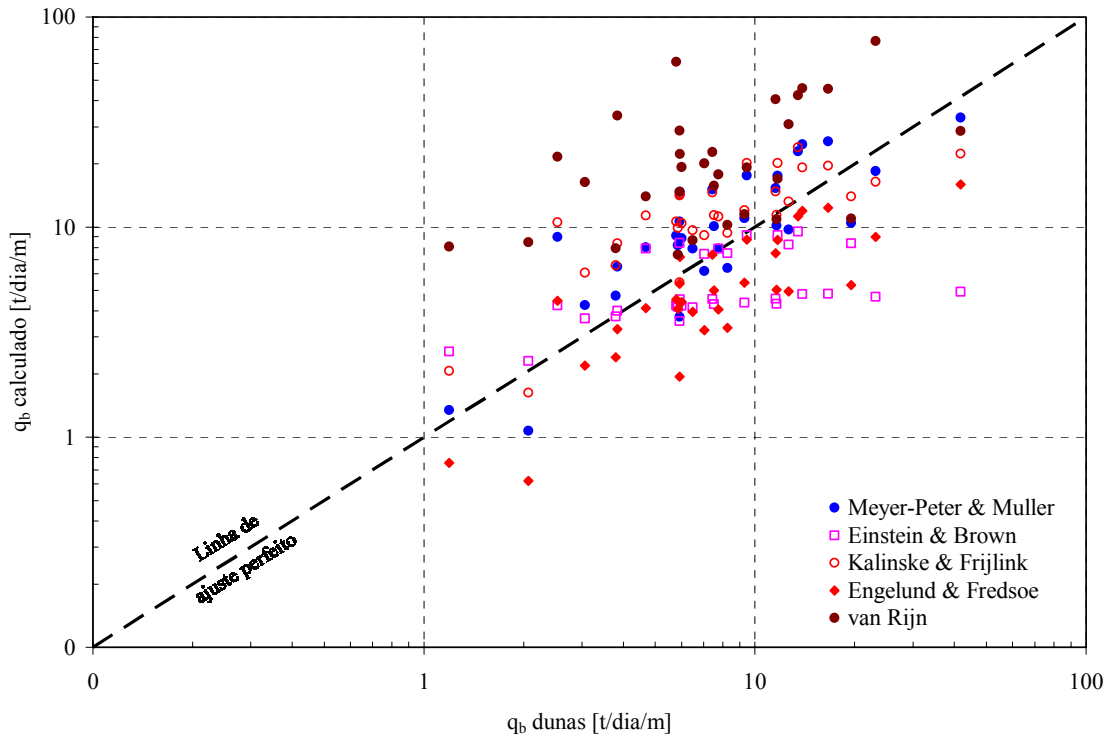


Figura 60 – Avaliação do transporte de sedimentos por arrasto a partir do movimento de dunas e com as fórmulas de Meyer-Peter & Muller, Einstein-Brown, Kalinske-Frijlink, Engelund & Fredsoe e van Rijn.

Tabela 9 – Capacidade de previsão do transporte de sedimentos por arrasto para as fórmulas de Meyer-Peter & Muller, Einstein-Brown, Kalinske-Frijlink, Engelund & Fredsoe, van Rijn e Engelund & Fredsoe (modificada).

Fórmula	Parâmetro de discrepância [%]	
	$0,75 \leq r < 1,5$	$0,5 \leq r < 2,0$
Meyer-Peter & Muller	51,6	90,3
Einstein – Brown	35,5	71,0
Kalinske – Frijlink	38,7	80,6
Engelund & Fredsoe	29,0	71,0
Van Rijn	19,4	25,8
Engelund & Fredsoe (modif.)	51,6	93,5

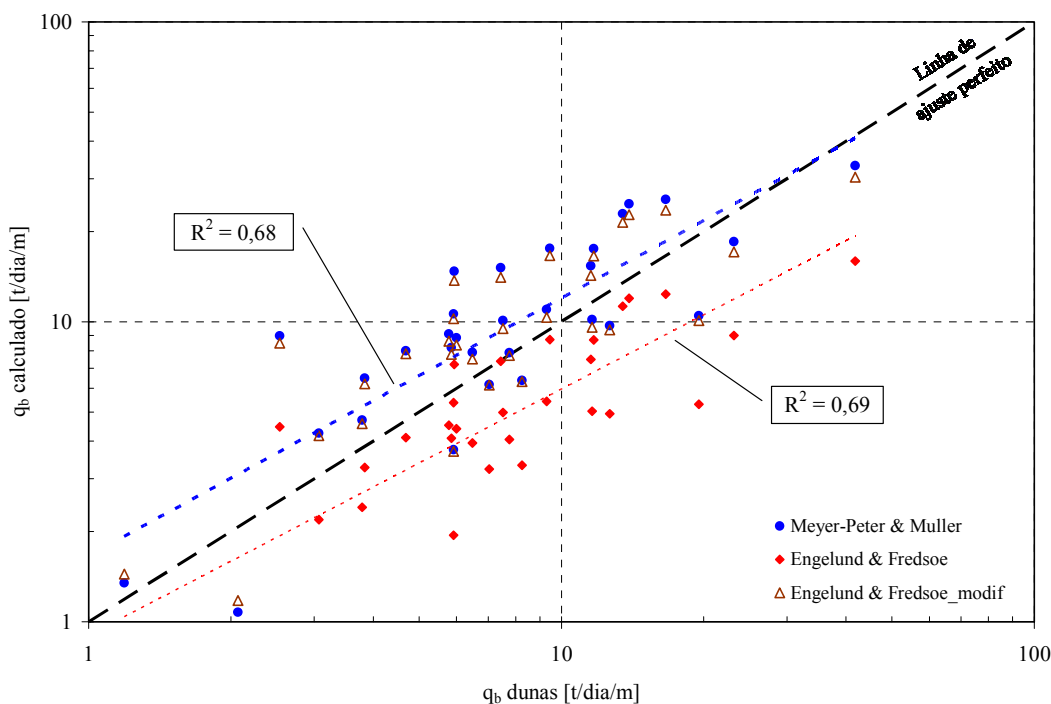


Figura 61 – Comportamento da fórmula de E&F após a modificação da constante de calibração.

4.7. Sumário

A descarga de sedimentos do rio Amazonas para o Oceano Atlântico o coloca no terceiro lugar no mundo, depois do Ganges-Brahmaputra na Índia e Paquistão e do Huang-ho-Amarelo na China (MILLIMAN & MEADE, 1983). No entanto, das estimativas publicadas até o momento [GIBBS (1967); MEADE *et al.* (1979); MEADE *et al.* (1985); CARVALHO & CUNHA (1998); FILIZOLA (1999); FILIZOLA & GUYOT (2004)], nenhuma delas avalia o transporte de sedimentos de arrasto, ou seja, são estimativas da descarga sólida apenas em suspensão.

A aplicação do método do seguimento de dunas mostrou-se um procedimento robusto para estimar o transporte de sedimentos por arrasto em grandes rios como o Amazonas, onde o leito de areia encontra-se coberto por formas de fundo do tipo dunas. CHEONG & SHEN (1975) mostraram que ainda que a forma individual das formas de fundo se modifique enquanto se deslocam no sentido de jusante, o trem de dunas apresenta uma constância estatística da forma de fundo. Este resultado nos permite o

uso deste método para avaliar o movimento de dunas e o transporte de sedimentos associado ao deslocamento das mesmas.

As estimativas que existem na literatura para o transporte de sedimentos do leito correspondem, basicamente, à aplicação de fórmulas de cálculo e a adoção de uma percentagem em relação à carga de sedimento em suspensão. GIBBS (1967), baseado em limitados dados hidráulicos e sedimentológicos estabeleceu que perto de sua desembocadura, o rio Amazonas transporta ~5 % da carga sólida total como carga de fundo. MILLIMAN & MEADE (1983) estimaram que somente ~10 % da carga em suspensão é transportada como carga de fundo. CARVALHO & CUNHA (1998), utilizando o método modificado de Einstein, calcularam que a descarga sólida do leito variava entre 2 % a 15 % da descarga em suspensão, com valor médio de 10 %. DUNNE *et al.* (1998) determinaram a tensão de atrito com o auxílio de perfis de velocidades, e através da fórmula de Yalin estimaram que o transporte de sedimentos do leito variava entre 10.000 e 50.000 t dia⁻¹, de acordo com regime hidrológico do rio.

SIMONS *et al.* (1965) adotaram um coeficiente de forma de 0,5 (o equivalente a considerar dunas triangulares regulares), no entanto o coeficiente relativo as dunas do Amazonas foi superior, no intervalo 0,52 – 0,74. Os valores máximos de transporte de sedimento por arrasto foram estimados durante o mês de agosto, mostrando que a dinâmica do sedimento do leito apresenta uma defasagem de 30 a 45 dias em relação ao pico da descarga líquida. A descarga de sedimentos de arrasto para as seções transversais de Iracema, Ilha das Onças, Paraná de Silves e Óbidos durante o período de pico da cheia (junho e julho) variou entre ~19.000 t dia⁻¹ e ~25.000 t dia⁻¹, enquanto que a descarga sólida de arrasto para o mês de agosto foi ~38.500 t dia⁻¹ (seções de Iracema, Ilha das Garças, Ilha das Onças, Parintins e Óbitos). A estimativa da descarga anual de sedimentos de arrasto foi realizada de forma proporcional aos diferentes períodos de medições, permitindo concluir que o Amazonas transporta entre 4×10^6 a 5×10^6 t ano⁻¹, entre as estações de Iracema e Óbitos.

O transporte de sedimentos por arrasto estimado mediante o movimento de dunas foi comparado com os resultados obtidos com as fórmulas de transporte de

Meyer-Peter & Muller, Einstein-Brown, Kalinske-Frijlink, Engelund & Fredsoe e van Rijn. Os resultados mostraram uma grande dispersão, no entanto destaca-se o comportamento da fórmula de Meyer-Peter & Muller (M-P&M). A fórmula de van Rijn superestima o transporte de sedimentos por arrasto em todas as situações analisadas, enquanto que a fórmula de Engelund & Fredsoe (E&F) tende a subestimar esses valores, porém mostra uma tendência paralela à curva de ajuste perfeito. A expressão de Engelund & Fredsoe foi modificada (calibrada) levando em consideração os dados do rio Amazonas, chegando a mostrar um comportamento similar ao de M-P&M.

Conclui-se que as fórmulas de transporte de M-P&M e E&F(modif.) possuem a melhor performance para sua aplicação ao rio Amazonas, pois ~90% dos valores previstos pelas fórmulas se encontram no intervalo de 0,5 a 2 vezes os valores medidos com o método do seguimento de dunas, o que segundo a literatura (WHITE *et al.*, 1975) representa um ótimo resultado.

CAPÍTULO 5

MOVIMENTO DE DUNAS

5.1. Introdução

O conceito clássico do movimento dos sedimentos no leito de uma corrente considera que o deslocamento dos grãos de sedimento ocorre desde a face de montante da duna, através de mecanismos de erosão, para a face de jusante onde atuam mecanismos de sedimentação, possibilitando assim o movimento dessa duna no sentido do escoamento (VANONI & BROOKS, 1958; SIMONS *et al.*, 1965). Neste processo, o sedimento é transportado como carga de fundo até a crista da duna e posteriormente depositado em camadas na face de jusante da duna (Figura 58).

Esse mecanismo simples de erosão-deposição de sedimentos aceita-se como o responsável do movimento das dunas, porém com o advento de novas tecnologias de medição, ficou demonstrado que a dinâmica de dunas é bem mais complexa do que inicialmente se acreditava. WILBERS (2004), baseado nos trabalhos desenvolvidos por ALLEN (1965) e BENNET & BEST (1995), propõe um novo esquema para o padrão do escoamento e transporte de sedimentos sobre uma duna (Figura 62).

A análise sugerida por Wilbers começa no ponto de estagnação, onde vórtices turbulentos originados na região de separação do escoamento se acercam ao fundo e colidem com o fundo do rio. Estes vórtices, erodem importantes quantidades de material sedimentário e o transportam na **Região A**, seja como sedimento em suspensão ou de fundo. Esta região abrange a face de montante da duna onde o escoamento é comparável a um escoamento sobre leito plano, sendo aplicável a clássica divisão entre transporte de fundo e/ou em suspensão. Quando o sedimento é colocado em movimento e transportado através da região A, chega-se à região de separação do escoamento (crista da duna), onde o escoamento pode dividir-se em 5 sub-regiões (**Região B**), sendo que as partículas de sedimento podem transferir-se para qualquer uma delas. A continuação descreve-se brevemente cada uma das sub-regiões:

- **Sub-região A₁** – representa a região da face de montante da duna onde o transporte de sedimentos é em suspensão;
- **Sub-região A₂** – representa a região da face de montante da duna onde o transporte de sedimentos é pelo fundo;
- **Sub-região B₁** – representa a região de separação do escoamento onde o transporte de sedimentos é em suspensão;
- **Sub-região B₂** – representa a região de separação do escoamento onde o movimento d'água é no sentido de jusante;
- **Sub-região B₃** – representa a região de recirculação do escoamento onde o movimento d'água é no sentido de montante;
- **Sub-região B₄** – representa a região da face de jusante da duna onde o material de fundo é depositado;
- **Sub-região B₅** – representa a região do cavado da duna onde o movimento d'água no sentido de montante provoca um transporte de sedimentos também para montante.

Para ponderar o movimento do leito, e eventualmente se o transporte de sedimentos envolvido no deslocamento da duna é igual ao transporte de fundo, é imprescindível conhecer o comportamento que as partículas de sedimento seguem dentro da região B. Wilbers considera que os mecanismos mais importantes de transferência de sedimento entre as sub-regiões são os seguintes:

A₁-B₁ ⇔ as partículas em suspensão sobre a região A permanecem em suspensão sobre a região B;

A₂-B₄ ⇔ as partículas que são transportadas pelo fundo na região A são depositadas na face de jusante da duna (B₄);

A₂-B₂ ⇔ as partículas provenientes da sub-região A₂ que não depositam na sub-região B₄, são transportadas em semi-suspensão sobre o cavado da duna (sub-região B₂) até o próximo ponto de estagnação;

A₂-B₁ ⇔ algumas partículas que são transportadas pelo fundo na região A podem ser “varridas” e colocadas em suspensão;

A_1 ou B_1 - B_4 \Rightarrow algumas partículas que se encontram em suspensão sobre a zona de separação do escoamento, precipitam e são depositadas na face de jusante da duna.

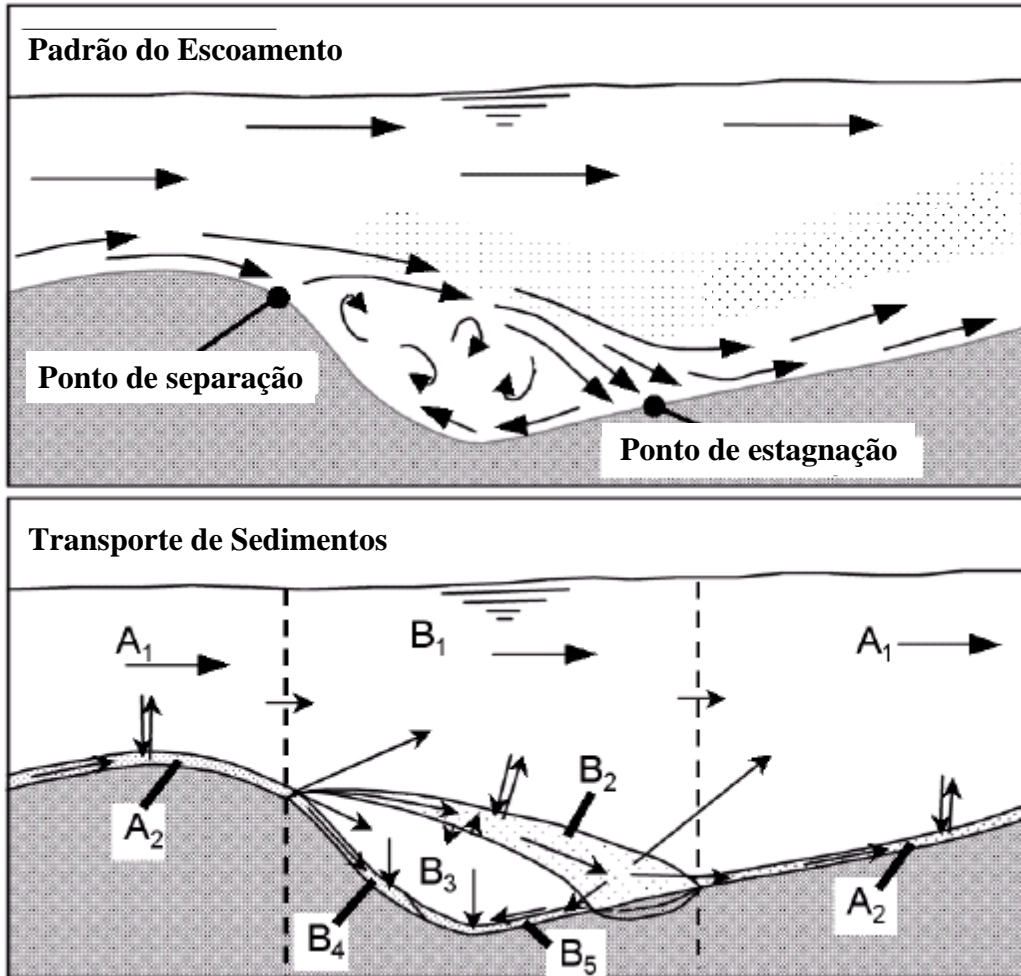


Figura 62 – Esquema proposto por WILBERS (2004) para o escoamento e transporte de sedimentos sobre uma duna.

5.2. Velocidade de dunas no rio Amazonas

A partir das informações batimétricas longitudinais coletadas durante as campanhas de medição para os trechos de medição de Manacapuru, Jatuarana, Ilha da Grande Eva, Iracema, Itacoatiara, Paraná de Silves, Ilha das Garças, Jusante Ilha das Onças, Parintins e Óbidos (Figura 63), pretende-se neste capítulo:

- i) estimar a celeridade de grupos de dunas do rio Amazonas a partir de medições de campo,

ii) determinar empiricamente a celeridade de dunas a partir de expressões disponíveis na literatura.

Os perfis batimétricos longitudinais registrados durante campanhas de medição sucessivas permitiram obter o deslocamento dos trens de dunas, e a partir do intervalo de tempo entre as medições, determinou-se a velocidade de deslocamento de cada conjunto de dunas. As campanhas de medição foram realizadas em diferentes épocas do ano, e com distinto intervalo de medição, com o intuito de identificar a variação na celeridade das dunas associada com as épocas do regime hidrológico. Destaca-se que no rio Solimões praticamente não houve determinação da velocidade de dunas, com exceção dos perfis em Manacapuru (P2 e P5), devido à escassa frequência temporal dos levantamentos, a dificuldade de reproduzir adequadamente a trajetória dos perfis, e possivelmente, devido à própria dinâmica do leito desses locais. Citam-se como exemplo os levantamentos realizados em Belém de Solimões, Codajás e Longitudinal Seção-66.

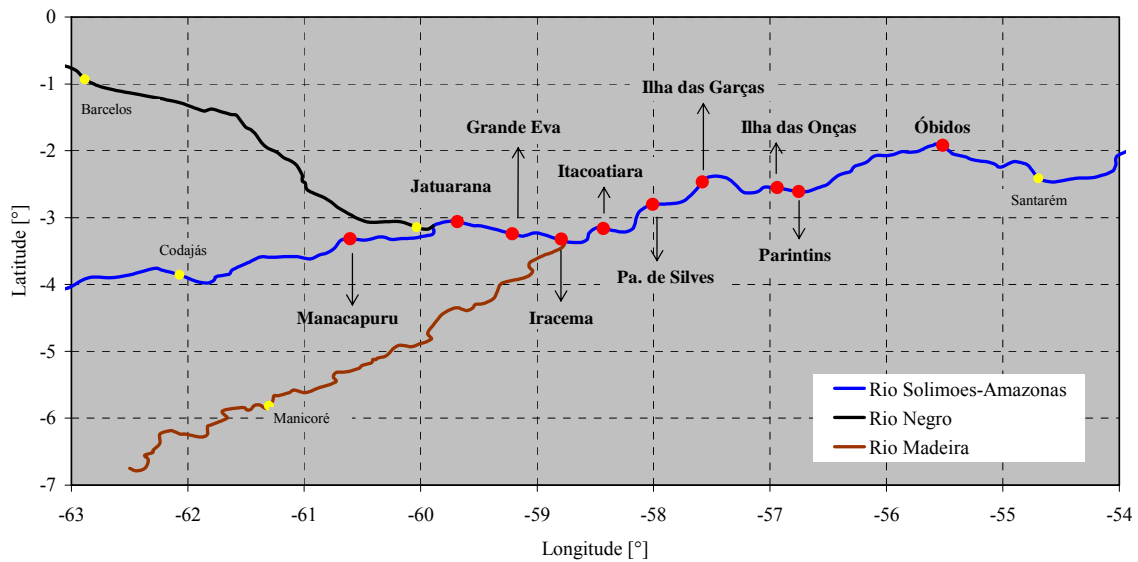


Figura 63 – Localização dos perfis batimétricos longitudinais utilizados para avaliar o deslocamento de dunas no rio Solimões-Amazonas.

Os resultados correspondentes à avaliação do deslocamento de dunas para o rio Solimões-Amazonas sintetiza-se na Tabela 10, mostrando também para cada medição o número de dunas consideradas na análise e a profundidade média da corrente para o

trecho em estudo (o valor médio de profundidade foi promediado a partir da profundidade média de cada perfil longitudinal, correspondente a cada data de medição). Para cada estação indica-se também a distância (em quilômetros) considerada a partir de Tabatinga.

A título de exemplo apresentam-se exemplos de determinação do deslocamento de dunas a partir das medições realizadas com ecobatímetro e ADCP nas campanhas de medição. Primeiramente mostra-se a superposição dos perfis batimétricos longitudinais registrados em Iracema para as medições de 24/08/2001 e 29/11/2001, sem a correção devido à defasagem temporal (Figura 64), entanto que a superposição dos perfis já corrigidos pelo movimento das dunas apresenta-se na Figura 65.

Os levantamentos realizados durante o período de águas baixas, quando não é esperado um deslocamento importante do trem de dunas, serve também como parâmetro para avaliar a precisão da medição: seja em relação aos registros do equipamento quanto a reprodução da trajetória do barco, como nos perfis realizados em Óbidos em dezembro de 2001 (Figura 66). De forma semelhante foram avaliados os perfis batimétricos longitudinais registrados com ADCP, como se observa na Figura 67 e Figura 68, que correspondem aos perfis medidos em Ilha da Grande Eva e Iracema, respectivamente. A Figura 67 apresenta um exemplo correspondente ao período de águas altas do rio Amazonas (20/06/2002 – 09/07/2002), entanto que a Figura 68 avalia os meses de enchente e pico da cheia do rio (25/03/2003 – 01/07/2003). Note-se neste caso que o intervalo de análise foi superior aos 3 meses e a superposição dos perfis foi realizada sem maiores problemas, ainda que já começam a identificar-se certas mudanças nas características do trem de dunas. Em todas as figuras o sentido do escoamento é da esquerda para a direita e, ao efeito de facilitar a visualização da superposição dos perfis, a escala vertical do segundo perfil longitudinal foi reduzida a partir da diferença de nível hidrométrico entre as duas datas de medição.

Tabela 10 – Velocidade de dunas para o rio Solimões-Amazonas e as características hidráulicas médias do trecho em estudo durante as campanhas de medição de 2001, 2002 e 2003.

Estação	Intervalo de medição	Nº de dunas	Prof. [m]	V_{dunas} [m/dia]
Manacapuru - P2 e P5 (km 1493)	14/08/01-28/11/01	11	15,7	0,7
	14/08/01-28/11/01	15	17,6	0,7
Jatuarana (km 1613)	13/08/01-24/08/01		36,6	3,2
	13/08/01-29/11/01		32,3	1,5
	20/06/02-09/07/02	19	37,4	2,6
	25/03/03-01/07/03	15	32,0	2,6
Ilha da Grande Eva (km 1669)	14/08/01-29/11/01	23	37,5	1,1
	20/06/02-09/07/02	5	47,3	3,2
	20/06/02-09/07/02	21	48,1	3,4
	09/07/02-25/03/03	9	43,6	0,6
Iracema (km 1720)	14/08/01-24/08/01		51,4	2,1
	14/08/01-29/11/01		46,7	0,8
	20/06/02-09/07/02	7	52,0	2,6
	20/06/02-09/07/02	8	35,0	2,6
	09/07/02 - 25/03/03	6	41,4	1,3
	25/03/03 - 01/07/03	15	36,4	1,6
	19/06/03 - 01/07/03	15	31,7	1,7
Itacoatiara (km 1775)	16/08/01 - 24/08/01	12	40,8	2,5
Paraná de Silves (km 1852)	21/06/02 - 08/07/02	6	46,1	1,5
Ilha das Garças (km 1917)	17/08/01 - 23/08/01	8	36,3	5,0
Jusante Ilha das Onças (km 2009)	17/08/01 - 23/08/01		35,3	5,1
	21/06/02 - 07/07/02	21	31,5	3,1
	20/06/03 - 30/06/03	9	29,6	2,5
Parintins (km 2029)	17/08/01 - 23/08/01		60,4	5,8
	17/08/01 - 09/12/01		55,3	1,2
Óbidos - centro (km 2260)	18/08/01 - 22/08/01		46,4	6,1
	18/08/01 - 05/12/01		43,9	1,9
Óbidos - ME (km 2260)	19/08/01 - 05/12/01		41,1	1,4
	25/06/02 - 06/07/02	24	38,1	2,7
	25/06/02 - 28/03/03	17	29,0	1,4

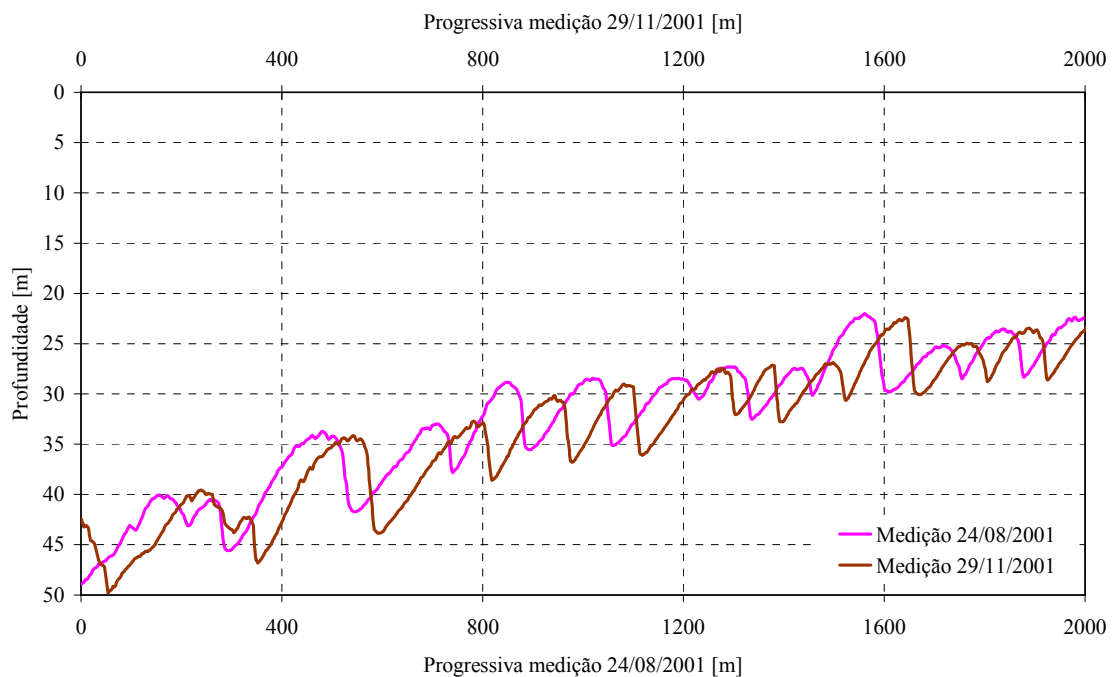


Figura 64 – Superposição dos perfis batimétricos longitudinais medidos com ecobatímetro em Iracema, sem a correção devido ao movimento de dunas.

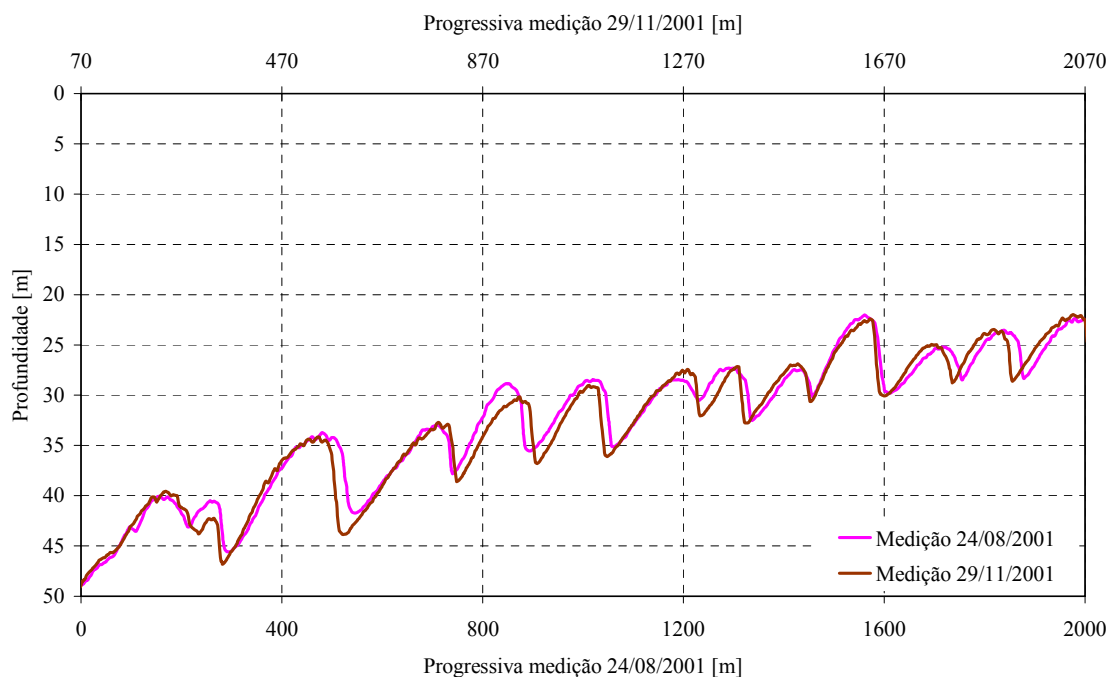


Figura 65 – Determinação do deslocamento e movimento do trem de dunas para os perfis longitudinais medidos em Iracema.

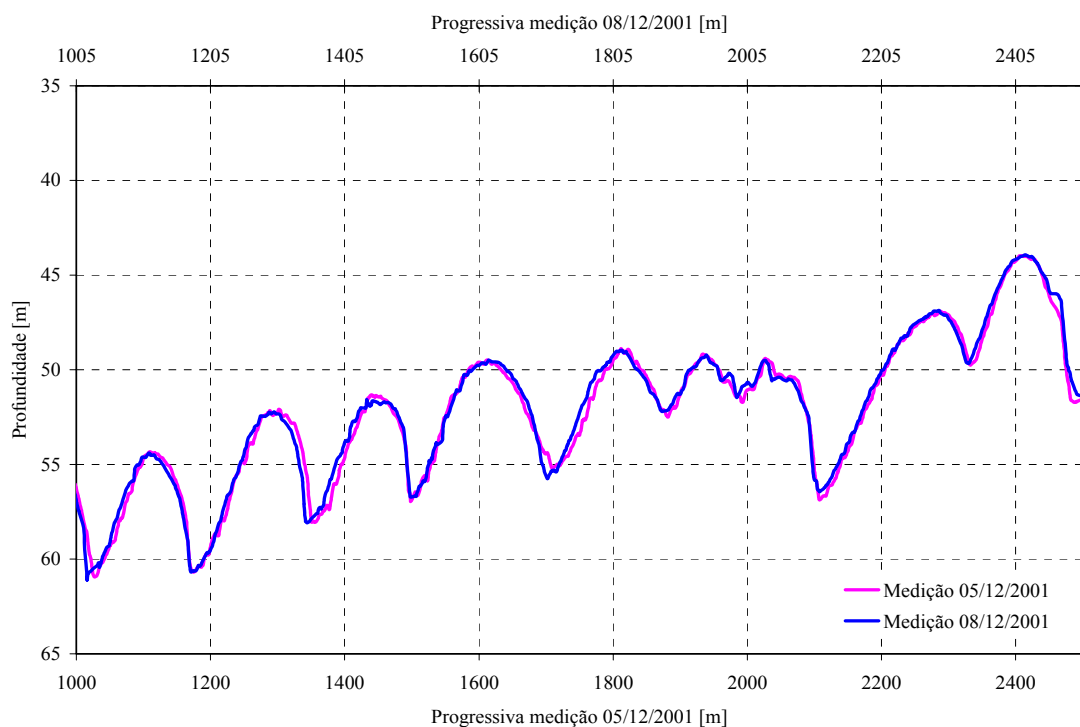


Figura 66 – Determinação do movimento de dunas a partir dos perfis longitudinais medidos com ecobatímetro em Óbidos.

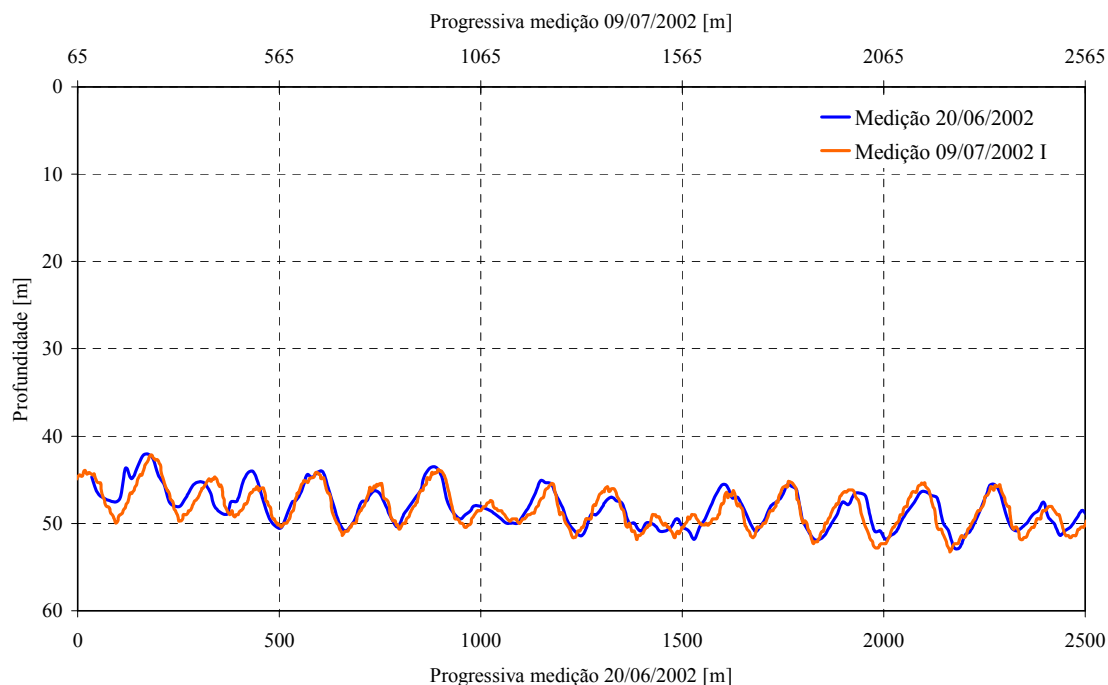


Figura 67 – Determinação do movimento de dunas a partir dos perfis longitudinais medidos com ADCP em Ilha da Grande Eva.

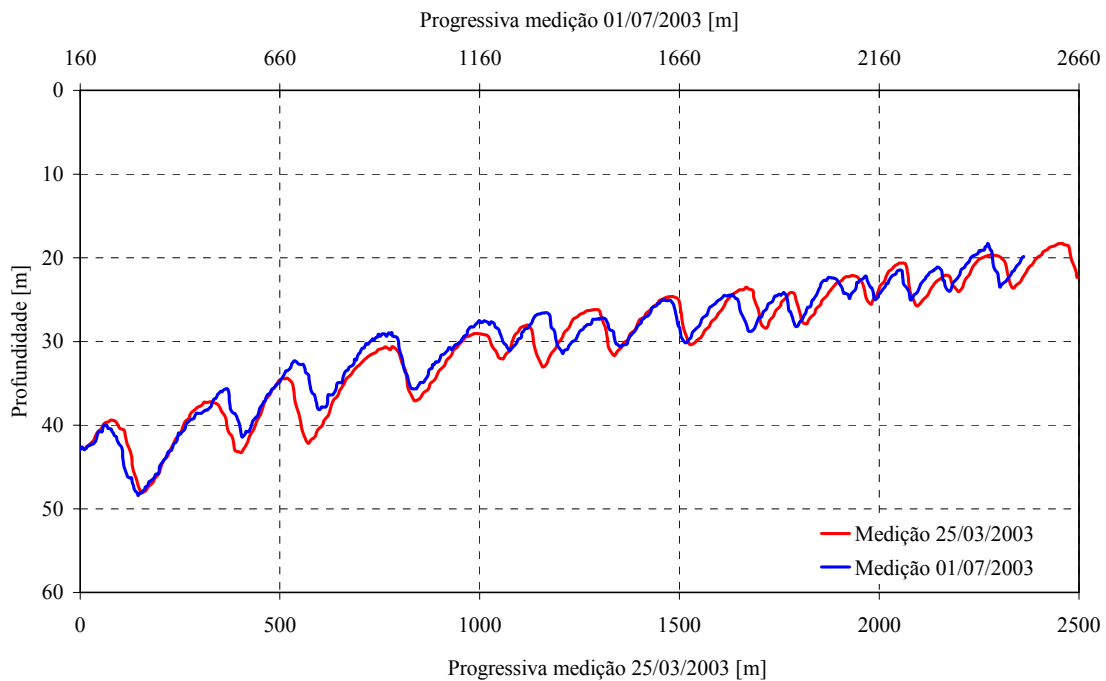


Figura 68 – Determinação do movimento de dunas a partir dos perfis longitudinais medidos com ADCP em Iracema.

5.3. Metodologias de previsão da velocidade de dunas

As atividades de campo para determinar as características e dinâmica do leito em escoamentos aluviais são geralmente dificultosas e com elevados custos operacionais. Conseqüentemente, diversas metodologias e expressões matemáticas foram desenvolvidas com o intuito de estimar esta variável, sem a necessidade de levá-la em campo. Apresenta-se na continuação uma revisão de estudos antecedentes e posteriormente avaliam-se os principais critérios através dos dados obtidos no Amazonas e de outros jogos de dados disponíveis na literatura.

As primeiras tentativas para caracterizar o movimento do leito de um escoamento datam aproximadamente da metade do século XX, sendo que as primeiras pesquisas tentaram estabelecer a velocidade de deslocamento de dunas (u_b) considerando principalmente a velocidade do escoamento, a partir de relações genéricas do tipo:

$$u_b = \beta u^k \quad \text{Eq. 33}$$

onde u = velocidade média do escoamento [m s^{-1}];

β = coeficiente que considera as características do sedimento [-];

k = parâmetro de calibração [-].

Uma das primeiras expressões empíricas sugeridas na literatura para a determinação da velocidade de dunas foi apresentada por Pushkarev em 1936 (Figura 69), inspirada unicamente em experimentos de laboratório ($h \approx 0,08$ m) realizados com sedimentos arenosos ($\gamma_s = \text{constante}$), de granulometria grossa ($0,75 \text{ mm} < d_{50} < 2,45$ mm).

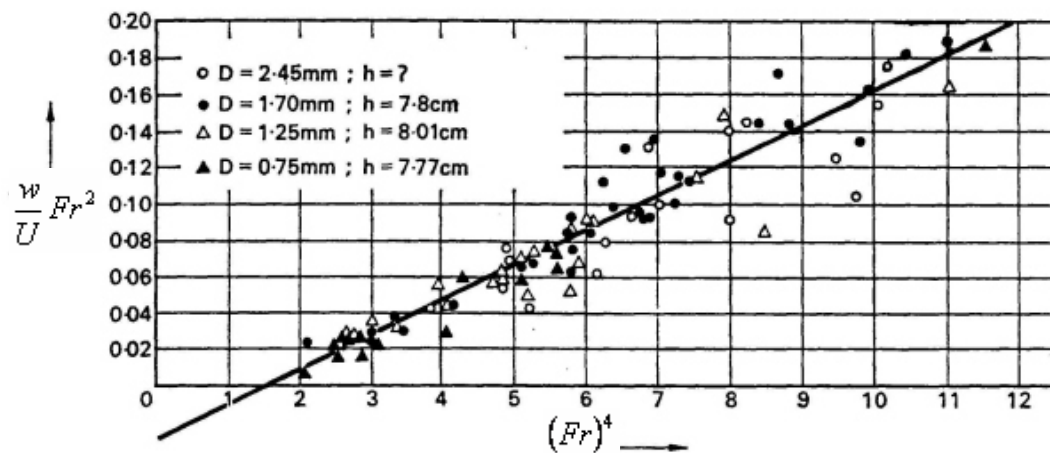


Figura 69 – Diagrama para o cálculo da velocidade de dunas segundo Pushkarev (YALIN, 1977).

Na década de 1960, pesquisadores soviéticos desenvolveram numerosos estudos com o intuito de compreender os processos hidráulicos e sedimentológicos que ocorrem no leito de um escoamento aluvial (KONDRATIEV *et al.*, 1965). Znamenskaya (1963, *apud* YALIN (1977)), utilizando dados de campo e laboratório, obteve um diagrama e uma fórmula empírica para o cálculo da velocidade de dunas a partir do conhecimento das características do escoamento e das características morfológicas (Eq. 34). SIMONS *et al.* (1965) avaliaram a relação de Znamenskaya a partir de um jogo de dados de laboratório (GUY *et al.*, 1966), mostrando a inadequação da mesma independentemente do valor adotado para o parâmetro de calibração.

$$u_b = k \frac{h}{\Delta} (u - u_c) \quad \text{Eq. 34}$$

onde u_c = velocidade crítica para o início do movimento das partículas de sedimento [m s⁻¹].

KONDRATIEV *et al.* (1962, *apud* GRAF (1971)) apresentou uma relação gráfica que corresponde ao trabalho desenvolvido em 1959 por Kudrjashev (Figura 70). A expressão obtida foi desenvolvida com dados de laboratório e alguns poucos dados de campo, permitindo sua utilização em um amplo intervalo do número de *Froude* (entre 0,1 e 1,4). É válida principalmente para escoamentos com leito de areia grossa (1 mm < d < 3 mm).

$$\frac{u_b d}{\nu} = 52.9 F^{5/2} \quad \text{Eq. 35}$$

$$F = \frac{u}{\sqrt{gh}} \quad \text{Eq. 36}$$

onde F = número de *Froude* do escoamento [-].

SIMONS *et al.* (1965) avaliaram também com seus dados de laboratório a expressão proposta em 1962 por Barekyan (Figura 71). Nessa figura, a linha reta pode considerar-se como representativa da equação proposta por Barekyan (Eq. 37), mas o parâmetro de calibração vale aproximadamente $k = 1/2$, valor diferente do originalmente sugerido ($k = 0,92$). Observa-se dispersão nos dados, no entanto os mesmos mostram um alinhamento coerente.

$$u_b = k \frac{u^3}{gh} \quad \text{Eq. 37}$$

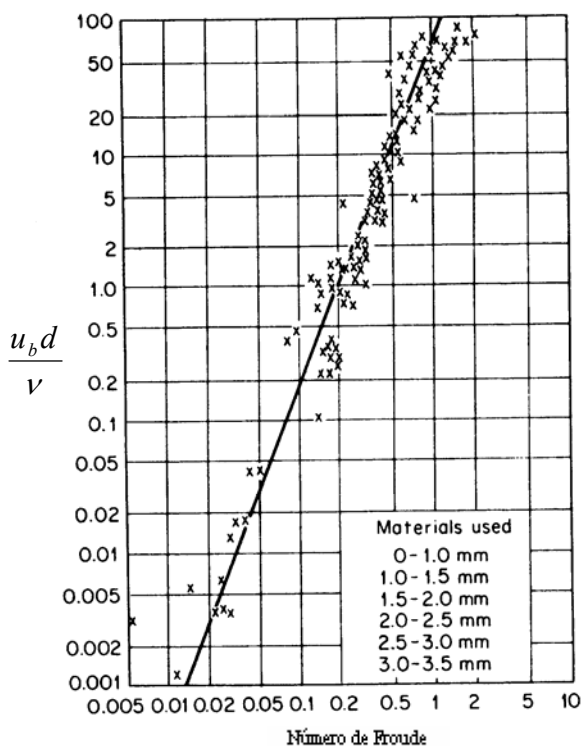


Figura 70 – Diagrama para o cálculo da velocidade de dunas segundo Kondratiev (GRAF, 1971).

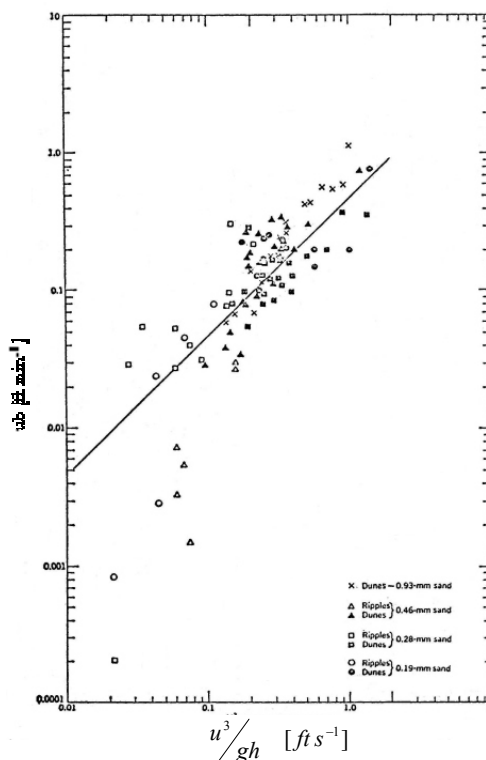


Figura 71 – Avaliação da expressão de Barekyan segundo SIMONS *et al.* (1965).

KONDAP & GARDE (1973), dispendo de um importante acervo de dados de laboratório (246 pontos, incluindo os dados de GUY *et al.* (1966)), todos eles correspondentes ao regime inferior de rugas e dunas, propuseram uma nova expressão para estimar a velocidade de dunas partindo da análise de Vries de propagação de perturbações (DE VRIES, 1965; JANSEN *et al.*, 1979). Postularam a hipótese de que a propagação de uma pequena perturbação no leito de um rio pode-se estudar através das equações hidrodinâmicas do fluido e do sedimento, onde os parâmetros fundamentais que determinam a velocidade de deslocamento das dunas seriam o número de *Froude* e a relação entre a descarga sólida total (q_t) e líquida (q).

$$\frac{u_b}{\sqrt{gh}} = f\left(F, \frac{q_t}{q}, \text{prop. sedimento}\right) \quad \text{Eq. 38}$$

Utilizando a relação q_t/q e o tamanho médio do sedimento como variáveis auxiliares para diminuir a dispersão dos dados, não perceberam modificações importantes no ajuste dos dados, motivo pelo qual construíram gráficos da relação u_b/\sqrt{gh} apenas em função do número de Froude do escoamento (Figura 72). O intervalo de variação dos dados utilizados na análise foi o seguinte: $0,18 < d$ [mm] $< 2,28$; $0,01 < h$ [m] $< 0,96$; $0,15 < u$ [m s⁻¹] $< 1,00$; $0,00015 < S$ [m/m] $< 0,0115$.

$$\frac{u_b}{\sqrt{gh}} = 0.021 F^4 \quad \text{Eq. 39}$$

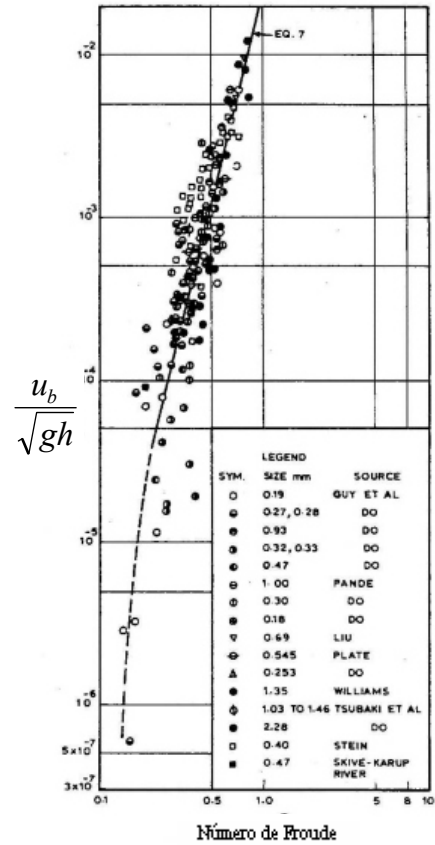


Figura 72 – Diagrama para o cálculo da velocidade de dunas segundo KONDAP & GARDE (1973).

ORGIS (1974, *apud* RAUDKIVI (1998)), a partir dos dados apresentados e utilizados por KONDRATIEV *et al.* em 1962 (Figura 70), derivou uma nova relação (baseada nas mesmas variáveis) para o cálculo da velocidade de dunas:

$$\frac{u_b d}{\nu} = k d^{2/3} \frac{F^3}{1 - F^2} \quad \text{Eq. 40}$$

onde k é um parâmetro de calibração que depende da dinâmica das dunas; $k = 0,4 \times 10^6$ para pequenas velocidades, $k = 1,7 \times 10^6$ para valores médios e $k = 5,1 \times 10^6$ para velocidades maiores.

FEDELE (1995) apresentou uma fórmula semi-empírica de previsão de u_b baseada em variáveis de fácil medição em campo, sendo uma vantagem dela que foi

calibrada a partir de dados de laboratório e com numerosos dados de campo medidos em grandes rios. A análise se baseia em relacionar uma fórmula típica de transporte de sedimentos de fundo com a equação desenvolvida por SIMONS *et al.* (1965), e através de sucessivos desenvolvimentos matemáticos, chega-se à seguinte expressão:

$$u_b = \frac{k}{\alpha(1-p)\Delta} \left[\frac{0,3}{(s-1)^{3/2}} \right]^x \left[\frac{(un)^3}{d^{3/2}h^{1/2}} \right]^x \quad \text{Eq. 41}$$

onde α = coeficiente de forma da duna ($\approx 0,65$ para dunas em escoamentos naturais);

p = porosidade do material ($\approx 0,40$ para a areia);

x = parâmetro de calibração;

n = coeficiente de rugosidade de Manning [$s \text{ m}^{-0,33}$].

Esta expressão (Eq. 41) apresenta uma nova dificuldade, que consiste em descrever uma lei de resistência para o coeficiente de rugosidade. Assumindo que a rugosidade total (n) pode expressar-se como a somatória das parcelas n' e n'' , Fedele desenvolveu uma relação empírica para o coeficiente de Manning a partir dos dados de laboratório coletados por GUY *et al.* (1966) (Eq. 42). O coeficiente de rugosidade devido ao grão de areia, n' , foi obtido da equação de Manning-Strickler (para a situação de leito plano e transição); e posteriormente a expressão para a rugosidade devido às formas de fundo, n'' , foi obtida mediante a diferencia entre n e n' .

$$n = h^{1/6} \left[0,057 \left(\frac{d}{h} \right)^{1/6} + 1,504 d^{0,39} \left(\frac{\Delta}{h} \right)^{1/3} \right] \quad \text{Eq. 42}$$

Substituindo a Eq. 42 na Eq. 41, e simplificando, se chega a uma expressão dimensionalmente homogênea para estimar a velocidade de dunas em escoamentos naturais. A calibração desta equação foi realizada com os dados de laboratório de GUY *et al.* (1966) e dados de campo do rio Paraná (AMSLER & GAUDIN, 1994) e rio Paraguai. Os intervalos de abrangência dos dados de campo utilizados se observam na Tabela 11. Finalmente, Fedele propõe duas equações para o cálculo da velocidade de dunas, sendo a primeira delas aplicável quando o tamanho médio do sedimento do leito

for menor que 0,4 mm (Eq. 43); e a segunda quando o diâmetro for maior que ~0,4 mm (Eq. 44).

Tabela 11 – Intervalos de abrangência dos dados do rio Paraná e Paraguai usados na calibração por FEDELE (1995).

Variável	Rio Paraná	Rio Paraguai
u [m s ⁻¹]	0,70 – 1,80	0,75 – 1,02
h [m]	7,0 – 16,0	5,0 – 11,9
d [mm]	0,2 – 0,4	0,24
Δ [m] – grandes dunas	1,0 – 4,0	0,9 – 1,2
Δ [m] – pequenas dunas	0,15 – 0,60	---
λ [m] – grandes dunas	50,0 – 200,0	33,0 – 49,5
λ [m] – pequenas dunas	5,0 – 10,0	---

$$\frac{u_b \Delta}{\sqrt{gd^3}} = 5,7 \times 10^{-9} \left[\left(1 + 26,4 d^{0,22} \frac{\Delta}{h^{1/3}} \right)^{3,56} \frac{u^{3,56}}{d^{2,4} h^{0,6}} \right] \quad \text{Eq. 43}$$

$$\frac{u_b \Delta}{\sqrt{gd^3}} = 1,5 \times 10^{-9} \left[\left(1 + 26,4 d^{0,22} \frac{\Delta}{h^{1/3}} \right)^{4,05} \frac{u^{4,05}}{d^{2,7} h^{0,68}} \right] \quad \text{Eq. 44}$$

5.3.1. Previsão da velocidade de dunas no rio Amazonas

O estudo apresentado na continuação não tem por objetivo limitar-se apenas aos dados de velocidade de dunas do rio Amazonas, propondo estender a análise para outros cursos de água. Por esse motivo, e ainda que escassos, foram compilados da literatura dados de velocidade de dunas que respondem a experiências de laboratório (GUY *et al.*, 1966) e, principalmente, a escoamentos em cursos de água naturais (STUCKRATH, 1969; VAN DE BERG, 1987; LIMA *et al.*, 1990; AMSLER & GAUDIN, 1994; MARTI, 1998; SZUPIANY *et al.*, 2002; WILBERS, 2004).

Os critérios para a previsão da velocidade de dunas apresentados nos parágrafos precedentes resumem-se na Tabela 12, destacando-se em cada situação as variáveis relevantes para o cálculo. Percebe-se que as sete expressões apresentadas levam em consideração a velocidade da corrente, e que cinco delas usam o número de *Froude* como variável relevante. Coincidentemente, as duas metodologias que não usam o

Froude na fórmula (Znamenskaya e Fedele), utilizam a altura da duna no desenvolvimento do critério.

Tabela 12 – Resumo das expressões de previsão do movimento de dunas.

Expressão	Variáveis	Informação utilizada no desenvolvimento
Pushkarev	F, u	Dados de laboratório
Znamenskaya	u, h, Δ	Dados de campo e laboratório
Kudrjashev	F, d, v	Dados de campo e laboratório
Barekyan	F, u	----
Kondap & Garde	F, h	Dados de laboratório
Orgis	F, d, v	Dados de campo e laboratório
Fedele	u, h, d, Δ	Dados de campo e laboratório

A expressão de Pushkarev, baseada no número de Froude e na velocidade média do escoamento, apresenta uma inconsistência na formulação segundo foi apresentada por YALIN (1977). Por outro lado, o diagrama mostra-se coerente pelo que foi reproduzido neste trabalho (Figura 73). No canto superior direito (em azul) mostra-se a área onde se situam os dados originais utilizados por Pushkarev. Esses dados foram obtidos em canais de laboratório, sendo a maior parte deles desenvolvidos em regime crítico e supercrítico ($0.50 < Fr < 2.75$), o que explica a defasagem entre os dados usados neste trabalho e os dados do autor. Os dados do rio Amazonas não apresentem uma tendência definida na Figura 73, no entanto se obteve um bom ajuste quando considerados todos os dados ($R^2 = 0,93$).

SIMONS *et al.* (1965) testaram a metodologia de Znamenskaya sem sucesso, e segundo esses autores, a diferença é atribuível a que a expressão original foi principalmente desenvolvida para formas de fundo em canais naturais, enquanto que os dados utilizados por eles correspondem a ensaios de laboratório. A avaliação realizada neste trabalho mostrou que não existe um padrão definido para inferir uma tendência nos dados (Figura 74), pois se observam três grupos de dados: os que correspondem ao rio Amazonas, a compilação dos outros dados de campo, e os dados de laboratório. As medições do rio Hii (Japão) mostram um comportamento semelhante ao dos dados de laboratório, possivelmente devido ao fato de apresentar declividades elevadas.

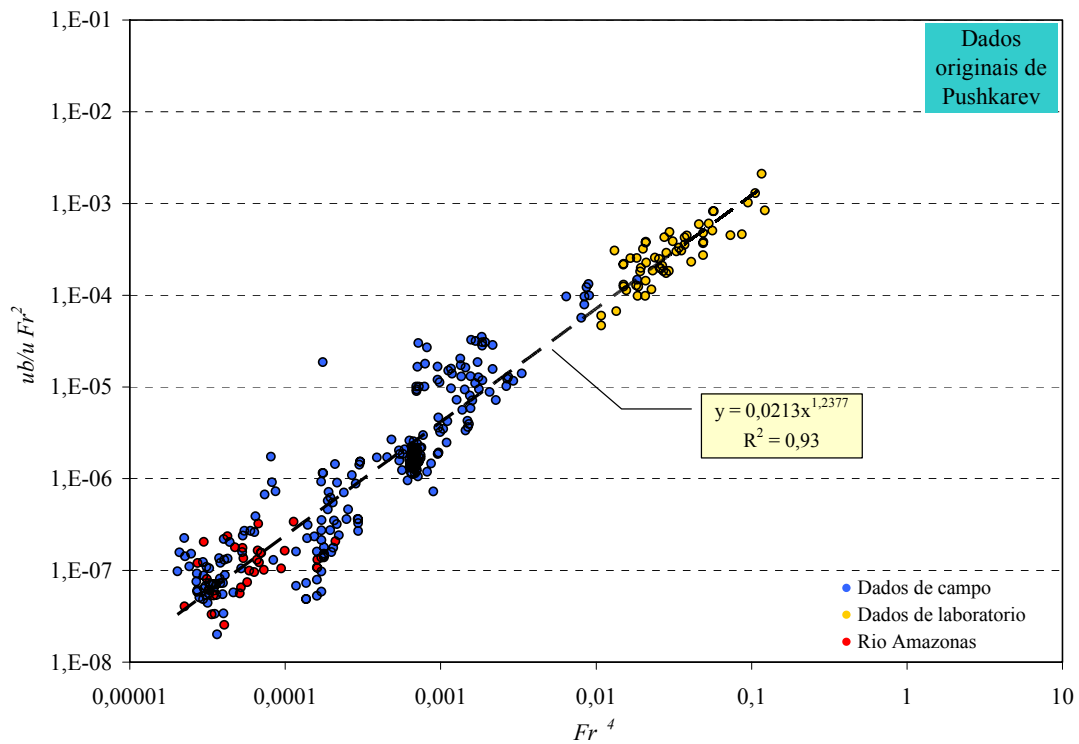


Figura 73 – Avaliação da expressão de Pushkarev em relação aos dados do rio Amazonas.

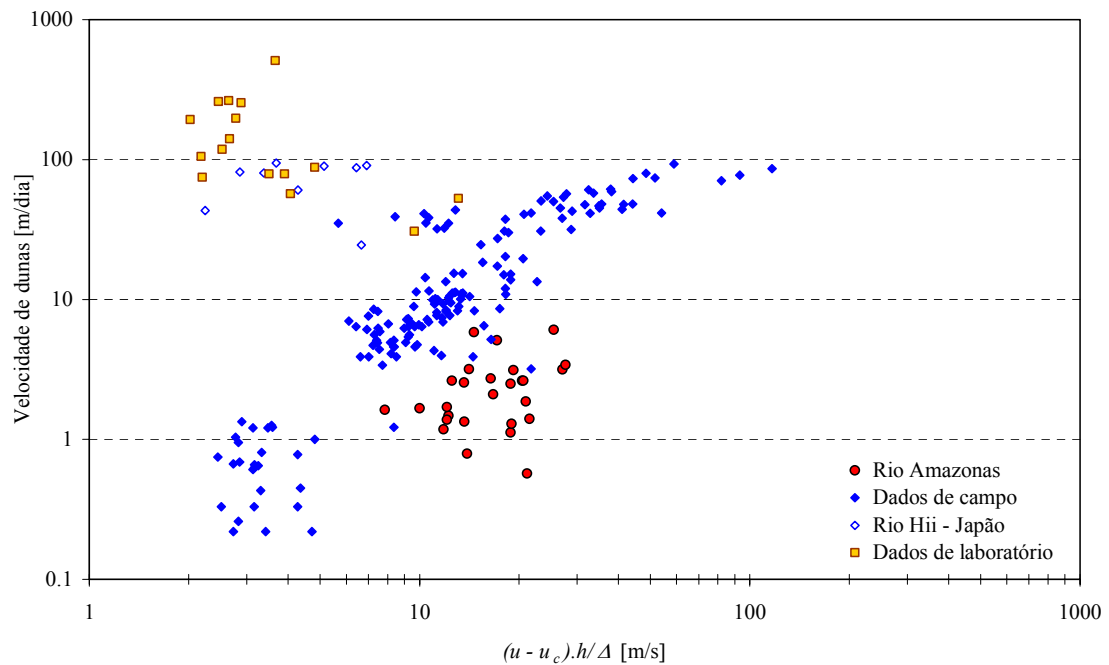


Figura 74 – Avaliação da expressão de Znamenskaya em relação aos dados do rio Amazonas.

A expressão apresentada por Kondratiev foi desenvolvida em base ao número de *Froude* e ao número de Reynolds do grão (modificado). GRAF (1971) apresentou um gráfico onde se reconhece o bom desempenho da fórmula (Figura 70), entretanto que quando aplicada aos dados do Amazonas não proporciona resultados satisfatórios (Figura 75). KONDAP & GARDE (1973) também não obtiveram valores adequados da velocidade de dunas com a fórmula de Kondratiev. Uma possível interpretação dessas diferenças radica em que a expressão mostrou-se altamente sensível à variação do tamanho do sedimento, sendo que a granulometria utilizada por Kondratiev na calibração ($1,0\text{mm} < d_{50} < 3,0\text{mm}$) é bem diferente ao tamanho médio do sedimento do Amazonas ($0,15\text{mm} < d_{50} < 0,65\text{mm}$). Outro motivo para as diferenças poderia ser que a maior parte dos dados foi medida com números de *Froude* relativamente elevados, que variaram entre 0,1 e 1,4.

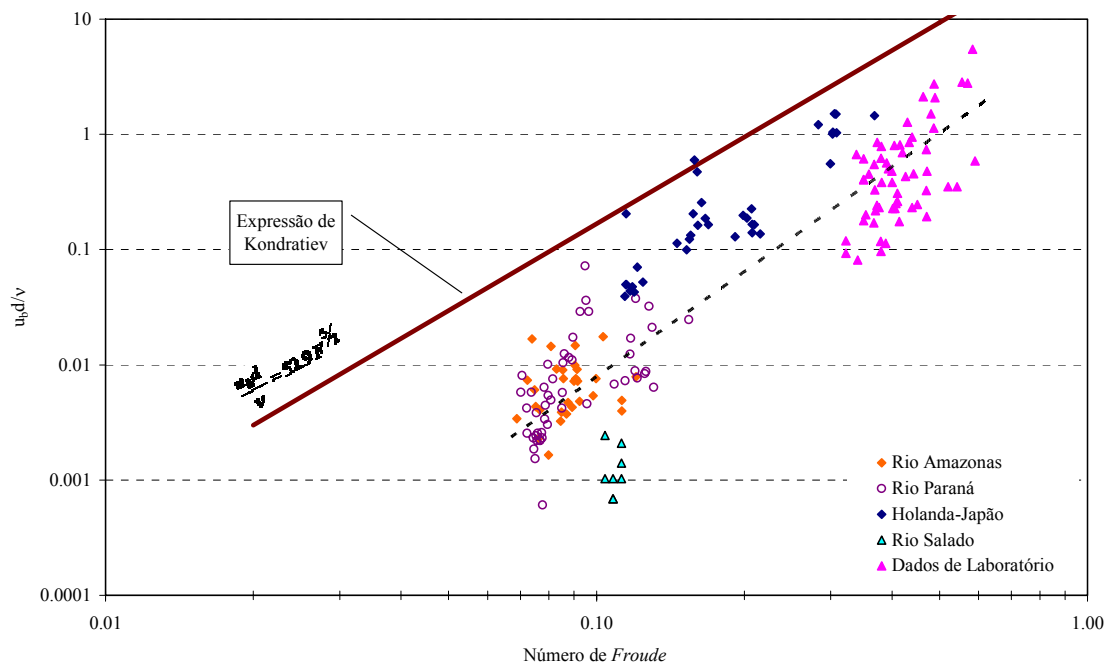


Figura 75 – Avaliação da expressão de Kondratiev em relação aos dados do rio Amazonas.

A expressão de Barekyan não se mostrou adequada quando representada graficamente pois não permite inferir nenhuma tendência ou comportamento, seja para os dados correspondentes ao rio Amazonas ou para os demais dados de campo e laboratório.

Kondap & Garde chegam à hipótese de que a velocidade de deslocamento de dunas pode-se estudar principalmente através do número de *Froude*, desprezando outras variáveis como a relação entre o transporte sólido e a vazão líquida e/ou as características do sedimento. Segundo os autores, a relação achada por eles seria aplicável para números de *Froude* maiores que 0,3 (Figura 72), devido ao fato que os dados utilizados no processo de calibração correspondem, maiormente, a experimentos de laboratório. Na Figura 76 se observam os dados estimados para o Amazonas, assim como o conjunto de dados de campo e de laboratório obtidos da literatura. Pode se observar que os dados do Amazonas, estão deslocados da curva proposta pelos pesquisadores, no trecho inferior e para baixos números de *Froude*, mostrando que seguem a tendência geral do conjunto de dados. Comprovou-se que a equação original pode ser estendida até números de *Froude* tão baixos quanto 0,06, incluindo assim todo o conjunto de dados de campo.

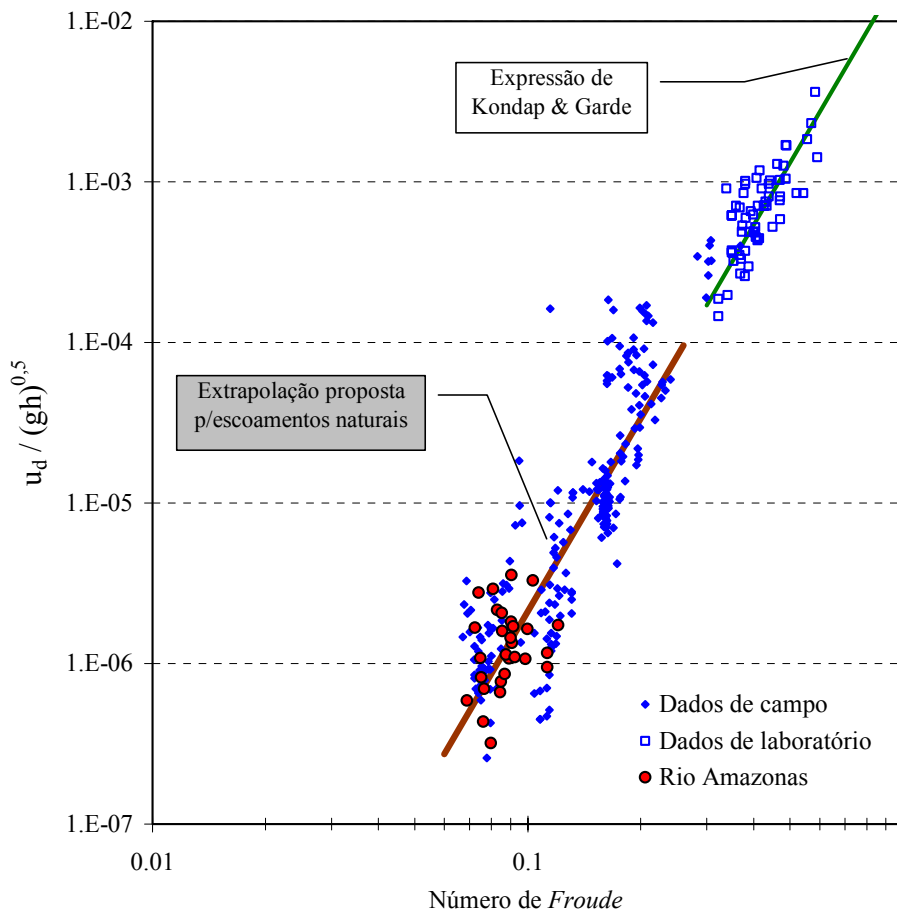


Figura 76 – Avaliação da expressão de KONDAP & GARDE (1973) e extrapolação proposta ao critério desses autores considerando os dados do rio Amazonas e de outros escoamentos naturais.

ORGIS (1974, *apud* RAUDKIVI, 1998), realizou um novo ajuste aos dados gerados pelas pesquisas de Kondratiev, porém não mudou as variáveis por ele utilizadas (F , d , v). Resulta interessante notar que o novo arranjo de variáveis permite obter um ajuste satisfatório ($R^2 = 0,92$) para os dados considerados, seja com os dados de escoamentos naturais ou de laboratório (Figura 77).

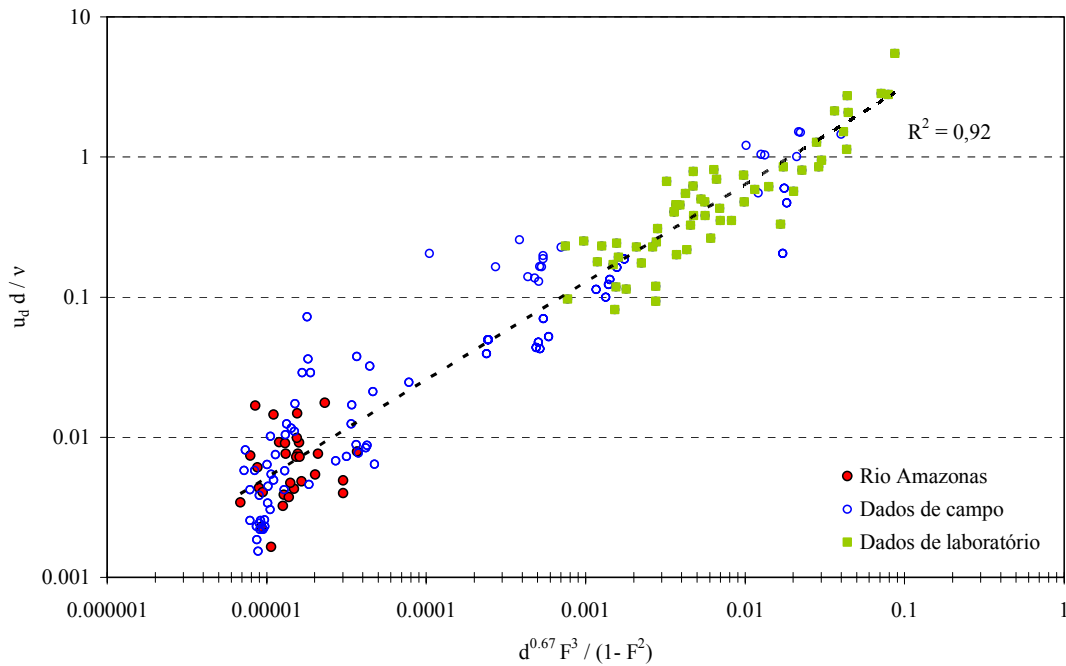


Figura 77 – Avaliação da expressão de Orgis em relação aos dados do rio Amazonas.

O critério de FEDELE (1995), baseado na velocidade e profundidade da corrente, na altura da duna e no diâmetro médio do sedimento, mostrou-se sensível às variações da profundidade e principalmente às da velocidade do escoamento. Dados de outras fontes, sejam de laboratório ou campo, apenas estavam disponíveis para $d > 0,4$ mm, motivo pelo qual apenas foi avaliada a Eq. 44. Os resultados se observam na Figura 78, onde o ajuste aos dados apresenta um coeficiente de correlação $R^2 = 0,87$.

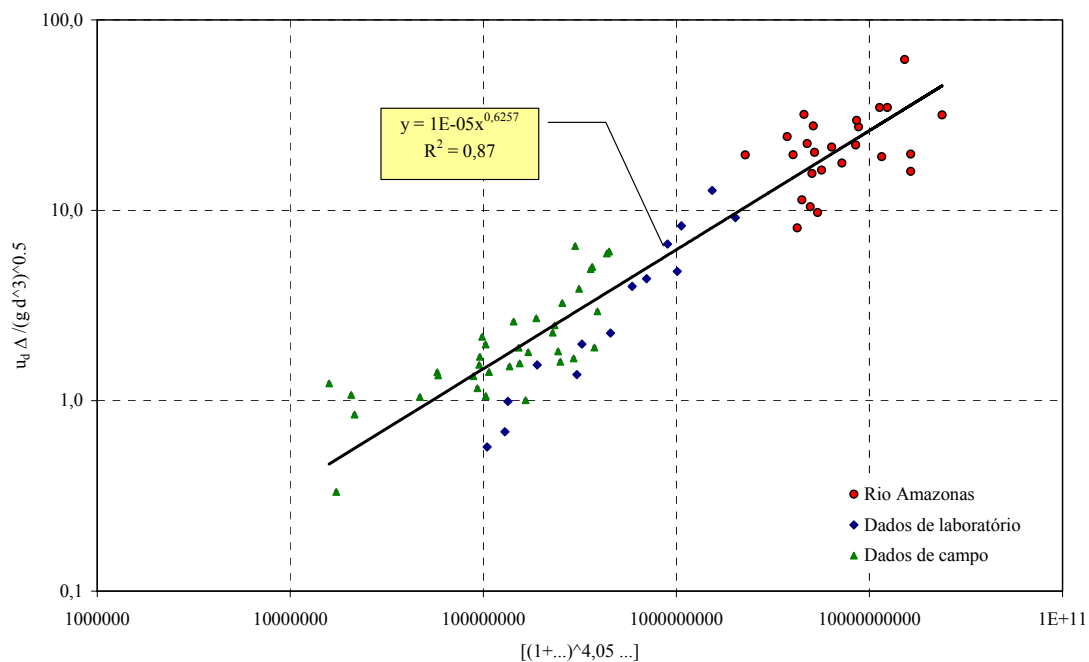


Figura 78 – Avaliação da expressão de FEDELE (1995) em relação aos dados do rio Amazonas.

5.4. Sumário

A análise da bibliografia referente ao movimento de formas de fundo revela que é um assunto escassamente tratado na literatura específica, o que torna mais difícil ainda o acesso às informações desse tipo. Nesse contexto, resulta importante salientar o completo banco de dados utilizado neste trabalho, que envolve o jogo de dados de laboratório mais completo disponível na literatura, e sobretudo, as medições de campo correspondentes aos rios mais importantes da América do Sul (Paraná, Paraguai) e da Europa (Rhine, Waal, Dommel).

Dentre as metodologias avaliadas, nenhuma apresenta uma boa performance quando considerados unicamente os dados do rio Amazonas, no entanto, quando se consideram os dados de outros cursos de água e os medidos em canais de laboratório se verifica uma boa performance para as expressões de Pushkarev, Kondap & Garde, Orgis e Fedele, todas elas com um coeficiente de correlação próximo a 0,90. Uma interpretação das diferenças encontradas radica principalmente nas características hidráulicas e sedimentológicas das variáveis utilizadas nas formulações das metodologias e/ou na calibração das mesmas. Assim, fazendo-se uma análise geral das

metodologias de previsão da velocidade de dunas, se verifica que as profundidades do escoamento foram relativamente baixas, que o leito do escoamento se compõe de areia grossa, e que os experimentos de laboratório foram realizados com números de *Froude* maiores que 0,3.

A fórmula desenvolvida por Fedele foi aplicada com sucesso em um grande rio como o Paraná (AMSLER & PRENDES, 2000), porém no Amazonas não reproduziu esse comportamento. Uma interpretação dessa diferença pode-se encontrar no fato de que as profundidades medidas no rio Amazonas diferem notavelmente das utilizadas pelo autor durante o processo de calibração. Um outro ponto a considerar é que no desenvolvimento da equação, FEDELE (1995) realizou a parametrização de uma lei de resistência através do coeficiente de rugosidade de Manning para o qual considerou unicamente dados de laboratório, fato que poderia acarretar diferenças em relação a um escoamento natural com as magnitudes do Amazonas.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Distribuição longitudinal do sedimento do leito

As amostras de sedimentos do leito coletadas ao longo dos ~3.000 km do rio Solimões-Amazonas apresentaram uma predominância marcada de areias de tamanho fino e médio (125-500 μm), para todas as campanhas de medição, sem conteúdo de matéria orgânica nem quantidade significativa de sedimentos finos.

O diâmetro médio do sedimento do leito apresenta apenas uma leve diminuição ao longo do estirão em estudo, variando de ~0,35 mm no Alto Solimões para ~0,25 mm no baixo rio Amazonas; no entanto, existe um trecho de 300 quilômetros localizado a jusante da confluência do rio Solimões e rio Negro com diâmetros médios do sedimento do leito bem maiores. Foi reconhecida também uma importante variação do diâmetro médio do sedimento do leito na seção transversal, vinculada a variações na profundidade e velocidades do escoamento. Dessa forma, verificou-se que a variação longitudinal do sedimento do leito ao longo do Solimões e Amazonas pode ser da mesma magnitude do que a variação registrada em uma seção transversal.

Tipo de forma de fundo

Os levantamentos de perfis longitudinais do leito ao longo do rio Solimões-Amazonas mostraram que as dunas são a forma de fundo predominante em todo o estirão em estudo, independentemente do período de enchente, vazante, cheia ou estiagem do rio.

A aplicação dos diagramas de previsão de formas de fundo mostrou que os melhores resultados são obtidos mediante metodologias que levam em consideração a granulometria média do sedimento e a potência da corrente ou o excesso de tensão no fundo. As metodologias de SIMONS & RICHARDSON (1966) e VAN RIJN (1984a) representaram adequadamente as condições hidrossedimentológicas do rio Solimões-

Amazonas apresentando como limite superior a região de transição onde as dunas começam a diminuir sua altura por efeito do intenso transporte de sedimentos. Considerando as características hidráulicas e sedimentológicas médias do rio Amazonas, o parâmetro da intensidade de transporte T apresentou valores menores do que 25, o que validaria o uso dessa variável na previsão do tipo de formas de fundo.

Geometria de dunas

A altura média das dunas variou de 1,5m até 7,2m, o que segundo a classificação de ASHLEY (1990) corresponde a dunas grandes e muito grandes.

A altura de dunas mostrou-se aproximadamente constante ao longo do ano no rio Amazonas, sem mostrar grandes mudanças entre o período de cheia e estiagem. Por outro lado, no rio Solimões, foi verificada a variação da altura das dunas entre o período de águas altas e águas baixas nas estações de Belém do Solimões e Codajás, enquanto o comprimento das dunas permaneceu praticamente inalterado. Esse comportamento estaria vinculado ao fato de que, para valores elevados da tensão de atrito (associados à declividade da linha de água ou velocidade da corrente), começa a predominar a carga em suspensão sobre a carga de fundo, provocando a diminuição da altura da duna devido à erosão da crista.

A relação entre a altura de duna e a profundidade do escoamento mostrou-se adequada em trabalhos desenvolvidos anteriormente, considerando dados de campo e de laboratório. Para o caso do rio Solimões-Amazonas, a relação semi-empírica de YALIN (1964) estabelece um limite para o crescimento da altura média de dunas, enquanto que o critério de FREDSOE (1982) indica a altura máxima que uma duna pode atingir em condições de equilíbrio hidrossedimentológico. Em linhas gerais, os modelos de previsão do comprimento de dunas não reproduziram adequadamente esse tipo de feição, provavelmente devido às características hidrodinâmicas do escoamento (velocidade e potência da corrente) que conferem um padrão tridimensional das configurações do leito podendo afetar o comprimento das mesmas.

Com os dados gerados neste trabalho, além de outros dados correspondentes a dunas medidas em canais de laboratório e de grandes rios (173 conjuntos de dados dos rios Paraná e Paraguai em América do Sul e os rios Bovenrijn, Waal, North Waal, Rhine na Europa), foi estabelecida uma expressão para a previsão da altura de dunas no rio Amazonas.

Velocidade de dunas

As relações empíricas de Kondap & Garde, Orgis e Fedele para o deslocamento de dunas, mostraram-se adequadas a esse conjunto de dados, comprovando que os parâmetros considerados são apropriados. Com base nos dados do Amazonas e outros dados correspondentes a escoamentos naturais, as equações empíricas propostas por Pushkarev e por Kondap & Garde, para números de *Froude* maiores que 0,3, foi estendida até números de *Froude* tão baixos quanto 0,06.

Transporte de sedimentos por arrasto

Foram discutidas as dificuldades em obter uma estimativa realística da descarga de sedimentos de arrasto em grandes rios através do uso técnicas clássicas de amostragem, demonstrando a necessidade de considerar métodos não intrusivos que permitam medir a descarga de arrasto sem precisar um contato direto com o leito. Durante o ano todo, a calha fluvial do rio Amazonas apresenta dunas móveis de grandes dimensões, permitindo a aplicação da metodologia do seguimento de dunas. Esse método de medição indireta estima o volume de sedimentos envolvido na migração de dunas a partir da medição da altura e velocidade de dunas.

Mediante o seguimento de dunas foi possível estimar que os valores máximos de transporte de sedimento por arrasto acontecem em agosto, mostrando que a dinâmica do sedimento do leito apresenta uma defasagem de 30 a 45 dias em relação ao pico da descarga líquida. A descarga de sedimentos de arrasto para as seções transversais de Iracema, Ilha das Onças, Paraná de Silves e Óbidos, durante o período de cheia (junho e julho), variou de $\sim 19.000 \text{ t dia}^{-1}$ a $\sim 25.000 \text{ t dia}^{-1}$, enquanto que, no mês de agosto, foi $\sim 38.500 \text{ t dia}^{-1}$. A estimativa da descarga anual de sedimentos de arrasto foi realizada de forma proporcional aos diferentes períodos de medições, permitindo concluir que o

Amazonas transporta entre 4×10^6 a 5×10^6 toneladas anuais entre as estações de Iracema e Óbidos, que representa menos de 1% da descarga sólida total do rio Solimões-Amazonas.

O transporte de sedimentos por arrasto estimado mediante o movimento de dunas foi comparado com os resultados obtidos com as fórmulas de transporte de Meyer-Peter & Muller, Einstein-Brown, Kalinske-Frijlink, Engelund & Fredsoe e van Rijn. Os resultados mostraram uma grande dispersão. No entanto, destaca-se o bom desempenho das fórmulas de Meyer-Peter & Muller e Engelund & Fredsoe, modificada para levar em consideração os dados do Amazonas, pois ~90% dos valores previstos por elas encontram-se no intervalo de 0,5 a 2 vezes os valores medidos com o método do seguimento de dunas.

As observações realizadas no rio Amazonas permitiram verificar que o tipo de forma de fundo, a geometria da duna, o deslocamento das dunas, e o transporte de sedimentos associado podem ser previstas adequadamente com métodos empíricos. Estes métodos, reconhecidos na literatura, foram derivados a partir de dados em canais de laboratório ou ambientes naturais de menor escala. Porém sendo os parâmetros considerados na sua derivação de relevância física para o fenômeno em questão, isto possibilitou estender sua aplicabilidade para o maior rio do planeta.

A partir da base de dados obtida no desenvolvimento deste trabalho, outros aspectos associados às formas de fundo como a resistência ao escoamento e a própria interação das dunas com a hidrodinâmica e os sedimentos em suspensão se recomenda sejam estudados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALAM, A.M.Z. and KENNEDY, J.F., 1969, "Friction factors for flow in sand bed channels", *Journal of the Hydraulics Division*, v. 95 (HY6), pp 1973-1992.
- ALLEN, J.R.L., 1965. Sedimentation to the lee of small underwater sand waves: an experimental study, *J. Geology*, v. 73, pp. 95-116.
- ALLEN J.R.L., 1968, *Current Ripples – Their relation to patterns of water and sediment motion*, North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- AMSLER, M.L. & GARCIA, M., 1997, "Discussion of Sand-dune geometry of large river during floods", *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 123 (6), pp. 582-584.
- AMSLER, M.L. & GAUDIN, H.E., 1994. "La superposición de dunas y el transporte de la carga de fondo en el río Paraná", *In: anais do XV Congreso Nacional del Agua*, La Plata, Argentina.
- AMSLER, M.L. & SCHREIDER, M.I., 1992, "Aspectos hidráulicos de la superposición de formas de fondo en el río Paraná (Argentina)". *In: anais do XV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, v. 3, Cartagena, Colombia, pp. 39-48.
- AMSLER, M.L. & SCHREIDER, M.I., 1999, Dunes height prediction at floods in the Paraná River, Argentina, in Jayawardena, A.W., Lee, J.H. & Wang (eds), *River Sedimentation*, Rotterdam, Balkema, pp. 615-620.
- AMSLER, M.L. & PRENDES, H.H., 2000, "Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados", In: Paoli & M.I. Schreider (eds.), *El río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*, v. 1 (C), UNL, Santa Fe, Argentina, pp. 233-306.
- AMSLER, M.L., PRENDES, H.H., ROMANO, C.F. & HUESPE, J., 2000, Características de grandes dunas observadas en el río Paraná, *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, v. I, pp. 329-338, Córdoba, Argentina.
- ANA, Agência Nacional de Águas, 2007. *HidroWeb*, Sistema de Informações Hidrológicas. Arquivos capturados em 2001. [on-line]. URL: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp>.

- ANTAQ, 2004, “As hidrovias e a logística das exportações” de C.A.W. Nobrega, Seminário As Hidrovias como Fator de Integração Nacional, Agência Nacional de Transportes Aquaviários (ANTAQ/MT), 23 de junho de 2004, Brasília.
- ANTAQ, 2007, “O transporte hidroviário regular e turístico de passageiros” de L.E.S. Alves, Seminário Internacional sobre Hidrovias (Brasil-Belgica), Agência Nacional de Transportes Aquaviários (ANTAQ/MT), 28 de março de 2007, Brasília.
- ASCE Task Committee, 1966. Nomenclature for bed forms in alluvial channels, *J. Hydr. Div.*, v. 92 (HY3), pp. 51-64.
- ASCE, 2002. Task Committee on Flow and Transport over dunes, “Flow and transport over dunes”, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 128 (8), pp. 726-728.
- ASHLEY, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem, *J. Sedimentary Petrology*, v. 60, pp. 160-172.
- ATKINSON, E., 1994, Vortex-tube sediment extractors. I: Trapping efficiency: *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 120, no. 10, p. 1110-1125.
- BAGNOLD R.A., 1960. Sediment discharge and stream power – A preliminary announcement, U.S. Geological Survey Circular 421, Washington, 29p.
- BAGNOLD, R.A., 1966, An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-I.
- BARTON, J.S., SLINGERLAND, R.L., GABRIELSON, T.B. & JOHNSON, P.A., 2005. Listening to bedload: a flume study relating acoustic response to bedload motion, *Proc. Federal Interagency Sediment Monitoring Instrument and Analysis Research Workshop*, Gray, J.R.(ed.), Sept. 9-11, 2003, Flagstaff, Arizona: U.S. Geological Survey Circular 1276, 46 p.
- BENNETT, S.J. & BEST, J.L., 1995. Mean flow and turbulence structure over fixed, two-dimensional dunes: implications for sediment transport and bedform stability, *Sedimentology*, v. 42, pp. 491-513.
- BRAATZ, D.A. & TUCKER, R.L., 2005. A new series of sediment collectors for monitoring true bedload, *Proc. Federal Interagency Sediment Monitoring Instrument and Analysis Research Workshop*, Gray, J.R.(ed.), Sept. 9-11, 2003, Flagstaff, Arizona: U.S. Geological Survey Circular 1276, 46 p.

- BRAVO-ESPINOSA, M., OSTERKAMP, W.R. & LOPES, V.L., 2003. Bedload transport in alluvial channels, *J. Hydr. Engineering*, v. 129 (10), pp. 783-795.
- BROOKS, N.H., 1958. Mechanics of streams with movable beds of fine sand, *Transactions ASCE*, v. 123, Paper N° 2931, pp. 526-594.
- BROWN, C.B., 1950. "Sediment transportation", Chapter XII in *Engineering Hydraulics*, Hunter Rouse (ed.), John Wiley & Sons, Inc., New York, pp.769-857.
- BUNTE, K., 1998, Development and field testing of a stationary net-frame bedload sampler for measuring entrainment of pebble and cobble particles: Report prepared for *the Stream Systems Technology Center, USDA Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station*, Fort Collins, Colo., 74 p.
- BUNTE, K. & SWINGLE, K., 2004, Flume and field measurements of flow velocity profiles near the bedload trap entrance: Report submitted to *the Stream Systems Technology Center, USDA Forest Service, Rocky Mountain Research Station*, Fort Collins, Colo., 40 p.
- CAREY, W.P., 1985. Variability in measured bedload-transport rates, *Water Resources Bulletin*, 21, pp. 39-48.
- CAREY, W.C. & KELLER, M.D., 1957. Systematic changes in the beds of alluvial rivers, *J. Hydr. Div.*, v. 83 (HY4), Paper 1331, pp. 1-24.
- CARGILL, 2003. Novo terminal portuário da Cargill em Santarém (Parte 01), *Revista Agro Cargill*, Edição nº 22 (março, abril e maio).
- CARLING, P.A., 1999. Subaqueous Gravel Dunes, *Journal of Sedimentary Research*, v. 69 (3), pp. 534-545.
- CARLING, P.A., GOLZ, E., ORR, H.G. & RADECKI-PAWLIK, 2000a. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology, *Sedimentology*, v. 47, pp. 227-252.
- CARLING, P.A., WILLIAMS, J.J., GOLZ, E. & KELSEY, A.D., 2000b. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II. Hydrodynamics and sediment transport, *Sedimentology*, v. 47, pp. 253-278.
- 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, *A Água em Revista -Revista Técnica e Informativa da CPRM-*, ano VI, n. 10.

- CARVALHO, N.O., FILIZOLA, N.P., DOS SANTOS, M.P.C. & WERNECK LIMA, J.E.F., 2000. Guia de práticas sedimentométricas, ANEEL, Brasília.
- CHIEN N., 1956. The present status of research on sediment transport, *Trans. ASCE*, v. 121, pp. 833-868.
- COLEMAN, J.M., 1969. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation, *Sedimentary Geology*, v. 3 (2/3), pp. 129-239.
- CHEONG, H.F. & SHEN, H.W., 1975, “On the propagation velocity of sand waves”, *XVI Congress of the International Association for Hydraulic Research*, São Paulo, Brasil, v. 2, pp. 204-211.
- CHRISTIAN, H.E., MELLEMA, W.J. & LINDER, W.M., 1966 Movable bed model for river structure design, *J. Waterways and Harbors Div.*, ASCE, v. 92 (WW3), pp. 45-68.
- CHRISTOFOLETTI A., 1981. *Geomorfologia Fluvial – O canal fluvial*, vol. 1, Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo.
- COSTELLO, W. R. & SOUTHARD, J. B., 1981, “Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand”, *Journal of Sedimentary Research*, v.51, pp. 849-864.
- CRICKMORE, M.J. 1970. “Effect of flume width on bedform characteristics”, *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 96, 473-496
- DAVIS, B. E., 2005, A guide to the proper selection and use of federally approved sediment and water-quality samplers, US Geological Survey, *Open-File Report 2005-1087*, Federal Interagency Sedimentation Project, 26 p.
- DEFANT, A., 1960. *Physical Oceanography*, v. 2. New York, Pergamon Press.
- DE VRIES, M., 1965. Considerations about non-steady bed-load transport in open channels, Publication N° 36, Delft Hydraulics Laboratory.
- DEVRIES, P., BURGESS, S.J., DAIGNEAU, J. and STEARNS, D., 2001, Measurement of the temporal progression of scour in a pool-riffle sequence in a gravel-bed stream using an electronic scour monitor, *Water Resources Research*, v. 37, no. 11, pp. 2805-2816.
- DINEHART, R.L., 1989, Dune migration in a steep, coarse-bedded stream, *Water Resources Research*, v. 25 (5), pp. 911-923.

- DINEHART, R.L., 2001, Bedform mapping in the Sacramento River, in, Proceedings of the 7th Federal Interagency Sedimentation Conference, Reno, Nev., v.1, pp. III 55 - III 62. [on-line]. URL: http://water.usgs.gov/pubs/misc_reports/FISC_1947-2001/. Arquivos capturados em 2007.
- DINEHART, R. L., 2002, Bedform movement recorded by sequential single-beam surveys in tidal rivers, *Journal of Hydrology*, v. 258 (1-4), pp. 25-39.
- DINEHART, R.L., BURAU J.R., 2005, Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river, *Journal of Hydrology*, v. 314 (1-4), pp. 1-21.
- DIXON, M. & RYAN, S.E., 2001, Using an underwater video camera for observing bedload transport in mountain stream. In: *Proceedings of the 7th Federal Interagency Sedimentation Conference, Reno, Nev., poster-70-73*. [on-line]. URL: http://water.usgs.gov/pubs/misc_reports/FISC_1947-2001/. Arquivos capturados em 2007.
- DUNNE, T., MERTES, L.A.K., MEADE, R.H., RICHEY J.E. & FORSBERG B.R., 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil, *Geological Society of America Bulletin*, v. 110 (4), pp. 450-467.
- EDWARDS, T.K. & GLYSSON, G.D., 1999. *Field methods for measurement of fluvial sediment*, U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 3, Chapter C2.
- EINSTEIN H.A., 1950. *The bed-load function for sediment transportation in open channels flows*, Technical Bulletin N° 1026, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.
- EINSTEIN, H.A. & BARBAROSSA, N.L., 1952. River channel roughness, *Transactions ASCE*, v. 117, paper 2528, pp. 1121-1146.
- EMMETT, W.W., 1980, A field calibration of the sediment trapping characteristics of the Helley-Smith bedload sampler, *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1139, 44 p.
- ENGEL, P. & LAU, Y.L, 1980, Computation of bed load using bathymetric data, *Journal of the Hydraulics Division*, v. 106 (HY3), pp. 369-380.
- ENGEL, P. & LAU, Y.L, 1981, Bed load discharge coefficient, *Journal of the Hydraulics Division*, v. 107 (HY11), pp. 1445-1454.

- ENGELUND, F., 1966. Hydraulic resistance of alluvial streams, *J. Hydr. Div.*, v. 92 (HY2), pp. 315-326.
- ENGELUND, F. & FREDSOE, J., 1982. Hydraulic theory of alluvial rivers, *Advances in Hydroscience*, v. 13, Ven Te Chow (ed.), Academic Press, New York.
- ENGELUND, F. & HANSEN, E., 1967. *A monograph on sediment transport in alluvial streams*, Teknisk Forlag, Copenhagen, Denmark.
- FEDELE, J.J., 1995. Dune velocity in sand bed rivers, *HYDRA 2000*, v. 5, Thomas Telford, London.
- FILIZOLA, N.P., 1999, *O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica Brasileira*, Agência Nacional de Águas, Brasília, DF, Brasil.
- FILIZOLA, N., 2003. *Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens*, Université Paul Sabatier (UPS), Toulouse III, France.
- FILIZOLA, N.P. & GUYOT, J.L., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon, *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, v. 49 (1), pp. 143-153.
- FLEMMING, B.W., 1988, Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler transportkörper, *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, v. 29, pp. 44-47.
- FREDSOE, J., 1979. Unsteady flow in straight alluvial streams: modification of individual dunes, *J. Fluid Mech.*, v. 91, pp. 497-513.
- FREDSOE, J., 1981. Unsteady flow in straight alluvial streams. Part 2. Transition from dunes to plane bed, *J. Fluid Mech.*, v. 102, pp. 431-453.
- FREDSOE, J., 1982, “Shape and dimensions of stationary dunes in rives”, *Journal of Hydraulic Division*, v. 108, pp. 932-945.
- FURNAS - Centrais Elétricas S.A., 2005. Novos Projetos / Usinas do Madeira. [online]. URL:http://www.furnas.com.br/negocios_novos_projetos_07.asp. Arquivos capturados em 2001.
- GABEL, S. L., 1993, “Geometry and kinematics of dunes during steady and unsteady flows in the Calamus River, Nebraska, USA”, *Sedimentology*, v. 40 (2), pp. 237-269.
- GAO, H., 1991, The comparison tests of gravel bed load samplers: Proceedings of *the 5th Federal Interagency Sedimentation Conference*, Las Vegas, Nev., VI 55 - VI

62. [on-line]. URL: http://water.usgs.gov/pubs/misc_reports/FISC_1947-2001/. Arquivos capturados em 2007.
- GARDE, R.J. & ALBERTSON, M.L., 1959. Sand waves and regimes of flow in alluvial channels, *Proc.8th Congress IAHR*, Seminar II, Paper 28, v. IV, Montreal, Canada.
- GARDE, R. J. & RAJU, K. G. R., 1963, "Regime Criteria for Alluvial Streams", *Journal of Hydraulic Division*, ASCE, v. 89.
- GAUDET, J.M., ROY, A.G. & BEST, J.L., 1994, Effect of orientation and size of Helley-Smith sampler on its efficiency, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 120 (6), pp. 758-766.
- GAWEESH M. & VAN RIJN, L. C 1994, "Bed-load sampling in sand-bed rivers," *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, v. 120(12), pp. 1365-1384.
- GIBBS, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon River system: part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids, *Geological Society of America Bulletin*, v. 78 (Oct), pp. 1203-1232.
- GILL, M.A., 1971, "Height of sand dunes in open channel flows", *Journal of the Hydraulics Division*, v. 97 (HY12), pp 2067-2074.
- GOMEZ B. & PHILLIPS J., 1999, Deterministic uncertainty in bed load transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 125 (3), pp. 305-308.
- GOMEZ, B., NAFF, R.L. & HUBBELL, D.W., 1989, Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms, *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 14, pp. 135-156.
- GOMEZ, B., HUBBELL, D. & STEVENS Jr., H., 1990, At-a-Point Bed Load Sampling in the Presence of Dunes, *Water Resources Research*, 26(11), pp. 2717-2731.
- GOOGLE EARTH™ mapping service, 2007 [on-line]. URL: <http://www.google.com>. Arquivos capturados em 2007.
- GRAF, W.H., 1971. *Hidraulics of Sediment Transport*, McGraw-Hill Book Co., New York.
- GUY, H.P., SIMONS, D.B. & RICHARDSON E.V., 1966. *Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61*, Prof. Paper 462-I, U.S. Geological Survey, Washington.

- GUYOT, J.L., 1993. *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*, Collection Etudes & Thèses, ORSTOM, Paris.
- GUYOT, J.L., CALLÈDE, J., COCHONNEAU, G., FILIZOLA N., GUIMARÃES V., KOSUTH P., MOLINIER M., OLIVEIRA E., SEYLER F. & SEYLER P., 1999. Características hidrologicas do bassin amazonien, *Manaus '99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus, Brasil.
- GUYOT, J.L., FILIZOLA, N. & LARAQUE, A., 2005. Suspended sediment yield of the Amazon River at Óbidos, In: Symposium on Sediment Budgets (ICCE), VIIth IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguaçu, Brazil, April/2005.
- HABERSACK, H.M., 2001, Radio-tracking gravel particles in a large braided river in New Zealand: a field test of the stochastic theory of bedload transport proposed by Einstein, *Hydrological Processes*, v. 15, p. 377-391.
- HAQUE M.I. & MAHMOOD K., 1983. Analytical determination of form friction factor, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 109 (4), pp. 590-610.
- HAYWARD, J.A. & SUTHERLAND, A.J., 1974, The Torlesse stream vertex-tube sediment trap, *Journal of Hydrology* (N.Z.), v. 13, no. 1, p. 41-53.
- HELLEY, E.J. & SMITH, W., 1971, Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler, U.S. Geological Survey Open-File Report 73-108
- HERMASA - Navegação da Amazônia, 2005 [on-line]. URL: <http://www.grupomaggi.com.br/br/hermasa/index.asp>. Arquivos capturados em 2005.
- HUBBELL, D.W., 1964, "Apparatus and techniques for measuring bedload", *U.S. Geol. Survey Water-Supply*, Professional Paper 1748.
- HUBBELL, D.W., STEVENS, H.H., & BEVERAGE, J.P., 1985, New approach to calibrating bed load samplers, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 111 (4), pp. 677-694.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2005. Produto Interno Bruto dos Municípios 1999-2002, Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, Rio de Janeiro, 188 p.
- JACKSON, R.G., 1976. Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomenon in geophysical flows, *J. Fluids Mech.*, v. 77 (3), pp. 531-560.

- JANSEN P.P., van BENDEGOM L., van den BERG J., de VRIES M. & ZANEN A., 1979. *Principles of River Engineering – The non-tidal alluvial river*, Pitman Publishing Limited, London, 509p.
- JOHNSON, C.W., ENGLEMAN, R.L., SMITH, J.P., and HANSEN, C.L., 1977, Helley-Smith bed load samplers, *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, v. 103 (HY10), pp. 1217-1221.
- JULIEN, P.Y., 1992, *Study of bedform geometry in large rivers*. In: Report Q1386, Delfy Hydraulics, Emmeloord, The Netherlands.
- JULIEN, P.Y., 1995, *Erosion and sedimentation*, New York, Cambridge University Press.
- JULIEN, P.Y. & KLAASSEN, G.J., 1995. Sand-dune geometry of large rivers during floods, *Journal. of Hydraulic Engineering*, v. 121 (9), pp. 657-663.
- KALINSKE, A.A., 1947, Movement of sediment as bed in rivers, *Transaction American Geophysical Union*, v. 28, pp. 615-620.
- KARIM, F., 1995. “Bed configuration and hydraulic resistance in alluvial-channel flows”, *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 121 (1), pp. 15-25.
- KARIM, F., 1999, “Bedform Geometry in Sand Bed Flows”, *Journal. of Hydraulic Engineering*, v. 125 (12), pp. 1253-1261.
- KLEINHANS, M.G., 2002. Sorting Out Sand and Gravel, *Sediment Transport and Deposition in Sand–Gravel Bed Rivers*, Netherlands Geographical Studies 293, Utrecht, The Netherlands, 317 pp.
- KONDAP, D.M. & GARDE, R.J. , 1973. Velocity of bedforms in alluvial channels, *Proc. 15th Congress IAHR*, v. 5, Istanbul, Turkiye.
- KONDOLF, G.M. & MATTHEWS, W.V.G., 1986, Transport of tracer gravels on a coastal California River, *Journal of Hydrology*, v. 85, pp. 265-280.
- KONDRATIEV, N.E., LYAPIN, A.N., POPOV, I.V., PINKOVSKII, S.I., FEDOROV, N.N. & YAKUNIN, I.I., 1962. “River flow and river channel formation”, translation from Russian (1959), Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem.
- KONDRATIEV, N.E., POPOV, I.V. & ZNAMENSKAYA, N.S., 1965. Hydro-morphological basis for studying river-bed deformations at unsteady flow, *Proc. 11th Congress IAHR*, Leningrad, pp. 3.1-3.13.

- KOSTASCHUK, R., 2000. "A field study of turbulence and sediment dynamics over subaqueous dunes with flow separation", *Sedimentology*, v. 47, pp. 519-531.
- KOSTASCHUK, R., 2006, "Sediments transport mechanics and subaqueous dunes morphology", in: PARKER e GARCIA (ed), *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM: 2005*, Taylor and Francis Group, London, pp. 795-801.
- KOSTASCHUK, R.A. & CHURCH, M.A., 1993. Macroturbulence generated by dunes: Fraser River, Canada, *Sedimentary Geology*, v. 85, pp. 25-37.
- KOSTASCHUK, R. & VILLARD, P., 1996, Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada, *Sedimentology*, v. 43 (5), pp. 849-863.
- KOSUTH, P., CALLEDE, J., LARAQUE, A., FILIZOLA N., GUYOT J.L. SEYLER P. & FRITSCH J.M., 1999a. Influence de la marée océanique sur le cours aval de l'Amazone, *Manaus '99 – Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus, Brasil.
- KOSUTH, P., BLITZKOW, D., OLIVEIRA I.C., BUENO R.F., CORREA E CASTRO C.A. & CALLEDE J., 1999b. Altimetric reference for Amazonas área – First experiments, *Manaus '99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus, Brasil.
- LANE, E.W., 1955, The importance of fluvial morphology. In *Proc. of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineering*, v. 81(745), pp. 1-17.
- LARONNE, J.B. & CARSON, M.A., 1976, Interrelationships between bed morphology and bed material transport for a small, gravel-bed channel, *Sedimentology*, v. 23, pp. 76-85.
- LECLAIR, S.F., 2006. New pieces to the puzzle of reconstructing sediment paleofluxes from river dune deposits, *Geology*, v. 34 (5), pp. 401-404.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. & MILLER, J. P., 1964, *Fluvial Processes in Geomorphology*: San Francisco, CA, W.H. Freeman and Company, 522 p.
- LIMA, D., CAMPANA, N., AMSLER, M., SCHREIDER, M. & GAUDIN, H., 1990. Desplazamiento de dunas y carga de fondo en un tramo del río Paraná, XIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Montevideo, Uruguay.
- LIU, H.K., 1957, "Mechanics of sediment-ripple formation", *Journal of Hydraulics Division*, v. 83 (HY2), pp 1-23.

- MARTI, C.L., 1998. Análisis de la estabilidad de un lecho erosionable con la aproximación de ondas largas, Tesis de Maestría, Fac. de Ingeniería y Ciencias Hídricas, UNL, Santa Fe, Argentina.
- MAZUMDER, R., 2000. Turbulence-particle interactions and their implications for sediment transport and bedform mechanics under unidirectional current: some recent developments, *Earth-Science Reviews*, v. 50, pp. 113-124.
- McEWAN I.K., JEFCOATE B.J. & WILLETTS B.B., 1999. The grain-fluid interaction as a self-stabilizing mechanism in fluvial bed load transport, *Sedimentology*, v. 46, pp. 407-416.
- MEADE, R.H., NORDIN, C.F., CURTIS, W.F., et al., 1979a. "Sediment loads in the Amazon River", *Nature*, v. 278, n. 5700 (Mar), pp. 161-163.
- MEADE, R.H., DUNNE, T., RICHEY, J.E., et al., 1985. "Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil", *Science*, v. 228, pp. 488-490.
- MERTES, L.A.K. & MEADE, R.H., 1985. *Particle sizes of sands collected from the bed of the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84*, Open-File Report 85-333, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado.
- MEYER-PETER, E. & MULLER, R., 1948, "Formulas for bed-load transport". In: *Proceeding of the Third Meeting of the International Association of Hydraulic Research*, Stockholm, Sweden.
- MILLIMAN, J. & MEADE, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans, *J. Geology*, v. 91 (1), pp. 1-21.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., de OLIVEIRA, E., GUIMARÃES, V. & CHAVES, A., 1995. Hydrologie du bassin de l'Amazone. In: *Proc. Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques*, Paris, v. 1, pp. 335-344.
- MÜLLER, A. & GYR, A., 1986, "On the vortex formation in the mixing layer behind dunes", *Journal of Hydraulic Research*, v. 24 (5), pp. 359-375.
- MUSALEM, R. & NIÑO, Y., 2000, Eventos turbulentos de resuspensión de granos de sedimento sobre formas de fondo, In *anais XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, v. I, Córdoba, Argentina, pp. 379-388.

- NASA - National Aeronautics and Space Administration, 2004 [on-line]. Visible Earth, URL: <http://visibleearth.nasa.gov/Sensors/Terra/MODIS.html>. Arquivo capturado em 2004.
- NEILL, C.R., 1965. Bed forms in the Lower Red Deer River, Alberta, *J. Hydrology*, v. 7, pp. 58-85.
- NELSON, J., McLEAN, S. & WOLFE, S., 1993, "Mean Flow and Turbulence Fields Over Two-Dimensional Bed Forms", *Water Resource Research*, v. 29(12), 3935-3953.
- NORDIN, C.F., Jr., 1964, "Aspects of flow resistance and sediment transport, Rio Grande near Bernalillo, New Mexico", *U.S. Geological Survey Water Supply, Paper 1498-H*.
- NORDIN, C.F., MEADE, R.H., CURTIS, W.F., BÓRIO, N.J. & DELANEY, B.M., 1979. *Particle size of sediments collected from the bed of the Amazon River and its tributaries in May and June 1977*. Open-File Report 79-329, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado.
- OLIVEIRA MARTINS, E., 2002 [on-line]. O petróleo da Amazônia - Petrobras na Amazônia agora, Journal A Crítica, Caderno ECONOMIA, URL: <http://www.acritica.com.br/>. Arquivos capturados em 2004.
- OLIVEIRA, F. A. M. & VINZON, S. B., 2004, Mudanças na morfologia do canal de navegação grande do Curuá, Barra Norte do Amazonas, VI ENES, Victoria, ES, in CD-Room, 5 p.
- ORE-HYBAM, 2006. Observatoire de Recherche pour l'Environnement - Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone. URL: <http://www.ore-hybam.org/>. Arquivos capturados em 2006.
- ORE-HYBAM, 2008. Observatoire de Recherche pour l'Environnement - Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone. URL: <http://www.ore-hybam.org/>. Arquivo capturado em 2008.
- OSBORNE, P.D. & VINCENT, C.E., 1996. Vertical and horizontal structure in suspended sand concentrations and wave-induced fluxes over bedforms, *Marine Geology*, v. 131, pp. 195-208.

- PETERS, J.J., 1988. Études récentes de la navigabilité, Symposium L'Accès Maritime au Zaïre, Bruxelles - 1986, Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer.
- PNLT, 2007. Plano Nacional de Logística & Transporte - Relatório Executivo, Ministério dos Transportes e Ministério da Defesa, Abril de 2007, Brasília.
- PRATES, J.E.A., 2002 [on-line]. Atraso imperdoável, Jornal A Crítica, Caderno ECONOMIA, Pág. a15, 22/10/2002. URL: <http://www.acritica.com.br/>. Arquivos capturados em 2004.
- RAFAY, T., 1966, Analysis of change in size of bed material along alluvial channels, M.Sc. Thesis, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- RANGA RAJU, K.G. and SONI, J.P., 1976, "Geometry of ripples and dunes in alluvial Channels", *Journal of Hydraulic Research*, IAHR, v.14 (3), pp. 77-100.
- RAUDKIVI, A.J., 1966. Bed forms in alluvial channels, *J. Fluid Mech.*, v. 26 (3), pp. 507-514.
- RAUDKIVI A.J., 1967. *Loose Boundary Hydraulics*, Pergamon Press Ltd., Oxford.
- RAUDKIVI, A.J., 1998. *Loose Boundary Hydraulics*, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- RDI, 2003. RDInstruments, Acoustic Doppler Solutions, "Winriver - User's guide" e "Principles of operation moving bottom" [on-line]. URL: <http://www.rdinstruments.com>. Arquivo capturado em 2002.
- REGO V.S., FLORENCE E.M., TEIXEIRA M.J.B., VINZON S., LEGUENNEC B., STRASSER M.A., MEDEIROS A., OLIVEIRA F.A.M., DA SILVA M.S. & ALFENAS J.B., 2005, Levantamento de dados hidráulicos e morfológicos para a instalação de um gasoduto no Rio Negro, 1º Congresso Internacional PIATAM, Manaus, pp. 214.
- REID, I. & LARONNE, J.B., 1995, Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts, *Water Resources Research*, v. 31 (3), pp. 773-781.
- REID, I., LAYMAN, J.T. & FROSTICK, L.E., 1980, The continuous measurements of bedload discharge, *Journal of Hydraulic Research*, v. 18 (3), pp. 243-249.
- RENNIE C.D., MILLAR, R.G. & CHURCH, M.A., 2002, Measurement of bed load velocity using an Acoustic Doppler Current Profiler, *Journal. of Hydraulic Engineering*, v. 128 (5), pp. 473-483.

- RICHARDSON, E.V., SIMONS, D.B. & POSAKONY, G.J., 1961. Sonic depth sounder for laboratory and field, Circular 450, U.S. Geological Survey, Washington, 11p.
- RODEN, J. E., 1998, The sedimentology and dynamics of mega-dunes, Jamuna river, Bangladesh, D.Sc. Thesis, University of Leeds, 310 p.
- ROSENFELD, C.L., CASTRO, J.M. & CHILDERS, E.S., 1996, Individual gravel tracking using a passive radio transponder system: Proceedings of the 6th Federal Interagency Sedimentation Conference, Las Vegas, Nev., V47 - V51, [on-line]. URL: http://water.usgs.gov/pubs/misc_reports/FISC_1947-2001/. Arquivos capturados em 2007.
- ROUSE H., 1950. *Engineering Hydraulics*, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- RUBIN, D.M., TATE, G.B., TOPPING, D.J. & ANIMA, R.A., 2001, Use of rotating side-scan sonar to measure bedload: Proc. *7th Federal Interagency Sedimentation Conference*, Reno, Nev., v. 1, p. III 139 - III 143, [on-line]. URL: http://water.usgs.gov/pubs/misc_reports/FISC_1947-2001/. Arquivos capturados em 2007.
- RYAN, S.E. & PORTH, L.S., 1999, A field comparison of three pressure-difference bedload samplers, *Geomorphology*, v. 30, pp. 307-322.
- SCHINDLER, R. & ROBERT, A., 2005, Flow and turbulence structure across the ripple-dune transition: an experiment under mobile bed conditions, *Sedimentology*, v.52 (3), pp. 627-649.
- SCHREIDER, M.I. & AMSLER, M.L., 1992, Geometria y clasificación de formas de fondo en una corriente alluvial, *Rev. Latin. de Hidráulica*, nº 4, pp. 25-40.
- SCHUMM S.A., 1971. Fluvial Geomorphology: channel adjustment and river metamorphosis, in *River Mechanics* (Shen ed.), v. 1, Ch 5, Fort Collins, Colorado.
- SECHET, P. & le GUENNEC B., 1999, The role of near wall turbulent structures on sediment transport, *Water Research*, v. 33 (17), pp. 3646-3656.
- SHEN, H.W., 1962. Development of bed roughness in alluvial channels, *J. Hydr. Div.*, v. 88 (HY3), pp. 45-58.
- SILVA, R.C.V. & MASCARENHAS, F.C.B., 1985, Modelo matemático com fundo móvel para um estuário, *Ver. Brasileira de Engenharia*, v. 3 (2), ABRH, pp. 5-19.

- SILVA, R.C.V. & STRASSER, M. A., 2006, Estudos Hidrológicos e Morfológicos para Travessias de Leitos de Rios, Relatório Final, Projeto PEC-7992, COPPE-UFRJ.
- SIMONS, D.B. & RICHARDSON, E.V., 1960. Resistance to flow in alluvial channels, *J. Hydr. Div.*, v. 86 (HY5), pp. 73-99.
- SIMONS, D.B. & RICHARDSON, E.V., 1962. The effect of bed roughness on depth discharge relations in alluvial channels, Water Supply Paper 1498-E, U.S. Geological Survey, Washington, 26p.
- SIMONS, D.B. & RICHARDSON, E.V., 1966. *Resistance to flow in alluvial channels*, Professional Paper, P 0422-J, U.S. Geological Survey, Washington.
- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F., 1965. *Bedload equation for ripples and dunes*, Professional Paper, P 0462-H, U.S. Geological Survey, Washington.
- SIMONS, D.B. & SENTÜRK, F. 1992, *Sediment Transport Technology - Water and sediment dynamics*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.
- SOUTHARD J. B. & BOGUCHWAL, L. A., 1990, Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data, *Journal of Sedimentary Research*, v. 60, pp. 658 – 679.
- SRINIVASAN V.S. & CAVALCANTE R.G., 1993. Um estudo comparativo das equações de transporte de sedimentos para as dunas. X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Porto Alegre, RS, pp. 238-247.
- STRASSER, M.A., 2002. *Estudo da geometria das formas de fundo no curso médio do rio Amazonas*. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.
- STRASSER, M.A., VINZON, S.B. & KOSUTH, P., 2002. Bottom structures geometry of the Amazon River, *River Flow 2002 - International Conference on Fluvial Hydraulics*, IAHR, Louvain-la-Neuve, Belgium, v. 2, pp. 1185-1193.
- STUCKRATH, F., 1969. Die Bewegung von Grossriffeln an der Sohle des Río Paraná. *Mitteilungen Franzius Institute*, Helf 32, Hannover, West Germany.
- SZUPIANY, R., TRENTO, A. & ALVAREZ, A.M., 2002. Transporte de sedimentos de fondo en un tramo del río Salado (Santa Fe, Argentina), XIX Congreso Nacional del Agua, Santiago del Estero, Argentina.

- TORRES, A.M., 1997. Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil, Berichte Reports Nr. 82, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum Cristian-Albrechts-Universität, Kiel, Deutschland.
- TROENDLE, C.A., NANKERVIS, J.M., and RYAN, S.E., 1996, Sediment transport from small, steep-gradient watersheds in Colorado and Wyoming: Proceedings of *the 6th Federal Interagency Sedimentation Conference*, Las Vegas, Nev., v. 2, p. IX 39 - IX 45, [on-line]. Arquivos capturados em 2007 URL: http://water.usgs.gov/pubs/misc_reports/FISC_1947-2001/
- TUNNICLIFFE, J., GOTTESFELD, A.S., and MOHAMED, M., 2000, High resolution measurement of bedload transport, *Hydrological Processes*, v. 14, p. 2631-2643.
- VANONI, V.A., 1975, *Sedimentation Engineering*, American Society of Civil Engineers Manual 54, New York, 745 p.
- VANONI V.A. & BROOKS, N.H., 1958. Discussion of "Mechanics of sediment-ripple formation" by H. Liu, *J. Hydr. Div.*, vol. 105 (HY1), pp. 1558-17 / 1558-22.
- VANONI V.A. & HWANG, L., 1967. Relation between bed forms and friction in streams, *J. Hydr. Div.*, v. 93 (HY3), pp. 121-144.
- VAN DEN BERG, J.H., 1987. Bedform migration and bed load transport in some rivers and tidal environments, *Sedimentology*, v. 34, pp. 681-698.
- VAN RIJN, L.C., 1982, Equivalent roughness of alluvial beds, *Journal of Hydraulic Division*, v. 108 (HY10).
- VAN RIJN, L.C., 1984a. Sediment transport, part I: bed load transport", *Journal of Hydraulic Engineering*, v.110 (10), pp. 1431-1456.
- VAN RIJN, L.C, 1984b. Sediment transport, part III: bed forms and alluvial roughness, *Journal of Hydraulic Engineering*, v.110 (12), pp. 1733-1754.
- VAN RIJN, L.C, 1993, *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, Aqua publications, Amsterdam, Netherlands.
- VILLARD, P., KOSTASCHUK, R., 1998. "The relation between shear velocity and suspended sediment concentration over dunes: Fraser Estuary, Canada", *Marine Geology*, v. 148, pp. 71-81.
- VILLARD, P.V. & CHURCH, M., 2003. Dunes and associated sand transport in a tidally influenced sand-bed channel: Fraser River, British Columbia, *Can. J. Earth Sciences*, v. 40, pp. 115-130.

- VINZON, S. B., LEGUENNEC, B., STRASSER, M. A., MEDEIROS, A., OLIVEIRA., F., 2004, Serviços de Aquisição e Análise de Dados Hidráulicos e Morfológicos no Traçado do Gasoduto no Rio Negro, Relatório Final, Projeto PEnO 5771, COPPE-UFRJ.
- VITAL H., STATTEGGER K., POSEWANG J. & THEILEN F., 1998. Lowermost Amazon River: morphology and shallow seismic characteristics, *Marine Geology*, v. 152, pp. 277-294.
- WHITE, W.R., MILLI, H. & CRABBE, A.D., 1975. Sediment transport theories: a review, *Proc. Inst. Civil Engrs.*, v. 2, pp.265-292.
- WILBERS, A., 2004. The development and hydraulic roughness of subaqueous dunes, Netherlands Geographical Studies 323, Faculty of Geosciences, Utrecht University.
- WMO N° 948, 2003. *Manual on Sediment Management and Measurement* by Yang Xiaoqing, Operational Hydrology Report N° 47, Geneva, Switzerland.
- YALIN, M.S, 1964. Geometrical properties of sand waves, *J. Hydr. Div.*, v. 90 (HY5), pp. 105-119.
- YALIN, M.S., 1977. *Mechanics of Sediment Transport*, Pergamon Press, 2nd edition, Oxford, England.
- YALIN, M.S., 1992. *Rivers Mechanics*, Pergamon Press, Oxford, England.
- YALIN M.S., & KARAHAN, E., 1979, “Steepness of Sedimentary Dunes”, *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, v. 105 (HY4), pp. 381-392.
- YEN, B.C. (ed.), 1991, *Channel flow resistance: Centennial of Manning's Formula*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado.

APÊNDICE: Celeridade de dunas a partir da análise de estabilidade de De Vries

A seguir, apresenta-se o desenvolvimento da análise teórica de estabilidade lineal de De Vries como uma forma alternativa para estudar a propagação de uma pequena perturbação no leito de um rio através das equações hidrodinâmicas do fluido e do sedimento. As equações de continuidade e quantidade de movimento do fluido podem expressar-se como sendo:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + U \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad \text{Eq. 45}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g \frac{\partial z_b}{\partial x} + g \frac{|U|U}{C^2 h} = 0 \quad \text{Eq. 46}$$

e as equações de continuidade e transporte para o sedimento podem se escrever como:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q_b}{\partial x} = 0 \quad \text{Eq. 47}$$

$$q_b = f(U, \dots) \quad \text{Eq. 48}$$

Combinando a Eq. 47 e Eq. 48, obtém-se:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{df(U)}{dU} \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad \text{Eq. 49}$$

O conjunto de equações Eq. 45, Eq. 46 e Eq. 49 conformam um sistema de três equações diferenciais parciais com três variáveis dependentes (U , h , q_b). Se consideramos a celeridade, $c = dx/dt$, a solução deste sistema, chega-se a uma equação cúbica que na forma adimensional é expressada:

$$\phi^3 - 2\phi^2 + [1 - (F)^{-2} - \psi(F)^{-2}] \phi + \psi(F)^{-2} = 0 \quad \text{Eq. 50}$$

onde ϕ , F e ψ são parâmetros adimensionais definidos por:

$$\phi = \frac{c}{U} \text{ - celeridade relativa [-];}$$

$$F = \frac{U}{\sqrt{gh}} \text{ - número de Froude [-];}$$

$$\psi = \frac{f(U)}{h} \text{ - parâmetro de transporte adimensional [-].}$$

Uma das formas mais utilizadas para avaliar a capacidade de transporte de sedimentos em um escoamento é através da curva de descarga de material sólido, que vincula a taxa de sedimento transportado pela corrente com a descarga líquida ou alguma outra variável similar, como por exemplo, a velocidade do escoamento. Devido à escassa disponibilidade de dados de campo, muitas vezes esta curva é aproximada mediante alguma das fórmulas de transporte existentes na literatura, com o condicionante de ter realizado um contraste prévio. Logo, esta forma de abordar o problema se reduz à procura de uma lei de potências do tipo:

$$q_b = f(U) = aU^b \quad \text{Eq. 51}$$

onde a e b são coeficientes supostos constantes. Este procedimento, ainda que correto, apresenta algumas limitações ligadas fundamentalmente à dispersão relativa entre as medições ou aos efeitos de histerese relacionados ao nível do rio (enchente ou vazante), entre outros. O parâmetro de transporte adimensional, baseado na equação anterior, adota a seguinte forma:

$$\psi = \frac{abU^{b-1}}{h} = b \frac{q_b}{q} \quad \text{Eq. 52}$$

Assim, o parâmetro ψ resulta proporcional ao quociente entre a vazão sólida (q_b) e a vazão líquida (q). A resolução da Eq. 50 apresenta três raízes reais que representam as celeridades relativas das perturbações: $\phi_{1,2}$ expressam a celeridade das pequenas

perturbações da superfície livre, enquanto ϕ_3 expressa a celeridade das pequenas perturbações no leito. Esses resultados encontram-se plotados na Figura 79.

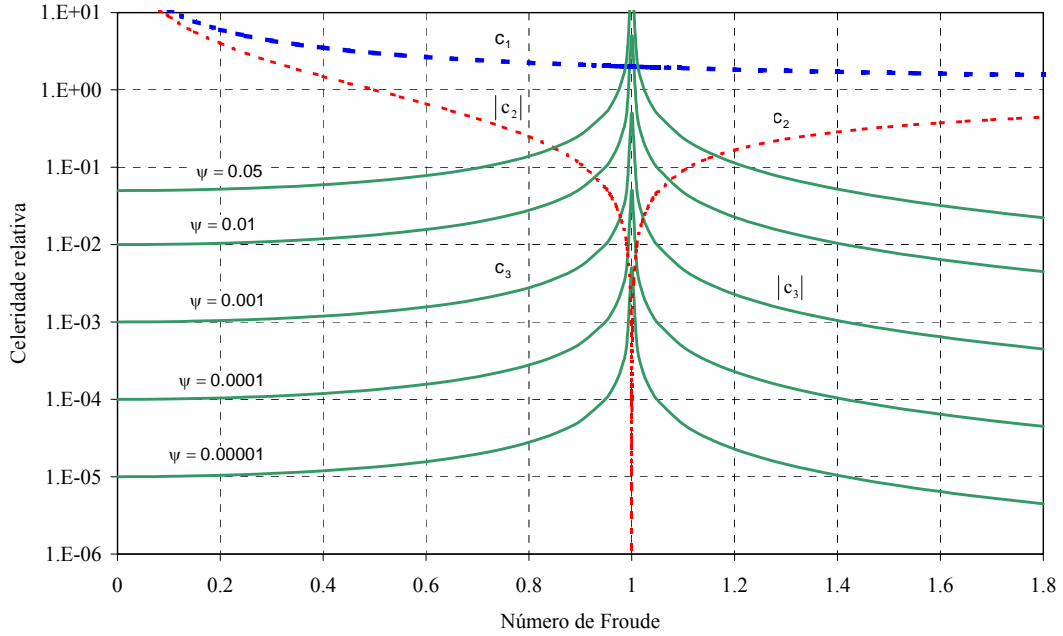


Figura 79 – Diagrama de propagação das celeridades relativas, onde duas das curvas expressam a celeridade das pequenas perturbações da superfície livre e a terceira curva expressa a celeridade das pequenas perturbações no leito.

Na situação de leito fixo, sem transporte de sedimentos [$f(U) = 0$ ou $\psi = 0$], a resolução da Eq. 50 fornece as seguintes raízes:

$$\phi_{1,2} = 1 \pm (F)^{-1} \quad ; \quad c_{1,2} = u \pm \sqrt{gh} \quad \text{Eq. 53}$$

$$\phi_3 = 0 \quad ; \quad c_3 = 0 \quad \text{Eq. 54}$$

No caso de um escoamento sobre fundo móvel, com um número de Froude moderado ($F < 0.8$), as raízes $\phi_{1,2}$ são expressadas pela Eq. 53, enquanto a raiz restante pela equação Eq. 55:

$$\phi_3 = \frac{\psi}{1 - F^2} \quad \text{Eq. 55}$$

Para os escoamentos em regime subcrítico ($F \ll 1$), pode-se assumir $\phi_3 \approx \psi$, e inserindo a Eq. 52 na Eq. 55,

$$c_3 = b \frac{q_b}{h} \frac{1}{1 - F^2} \quad \text{Eq. 56}$$

Os resultados obtidos a partir da aplicação da Eq. 56 são da mesma ordem do que as medições realizadas por MAHMOOD & HAQUE (1986), e considera-se portanto um novo tipo de aproximação para a estimação da velocidade de propagação de dunas em escoamentos aluviais.

Observação: segundo JANSEN *et al.* (1979), a celeridade c_3 representaria a propagação de uma descontinuidade na derivada parcial $\partial Z_b / \partial x$, e não do leito propriamente dito. Portanto, a expressão obtida para c_3 não pode ser utilizada diretamente na descrição da propagação de dunas, e precisaria ser calibrada mediante dados empíricos.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)