

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

MÁRIO CESAR WIEGAND

**PROPOSTA METODOLÓGICA PARA ESTIMATIVA DA PRODUÇÃO DE
SEDIMENTOS EM GRANDES BACIAS HIDROGRÁFICAS: ESTUDO DE CASO
ALTO JAGUARIBE, CE**

FORTALEZA-CE

2009

MÁRIO CESAR WIEGAND

**PROPOSTA METODOLÓGICA PARA ESTIMATIVA DA PRODUÇÃO DE
SEDIMENTOS EM GRANDES BACIAS HIDROGRÁFICAS: ESTUDO DE CASO
ALTO JAGUARIBE, CE**

**Dissertação submetida à Coordenação do
Programa de Pós-Graduação em Engenharia
Agrícola, da Universidade Federal do Ceará,
como requisito parcial para a obtenção do grau
de Mestre em Engenharia Agrícola.**

**Área de concentração: Manejo de Bacias
Hidrográficas.**

Orientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo

FORTALEZA-CE

2009

MÁRIO CESAR WIEGAND

**PROPOSTA METODOLÓGICA PARA ESTIMATIVA DA PRODUÇÃO DE
SEDIMENTOS EM GRANDES BACIAS HIDROGRÁFICAS: ESTUDO DE CASO
ALTO JAGUARIBE, CE**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo de Bacias Hidrográficas.

Aprovada em __ / __ / ____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof^ª. Dra. Ana Célia Maia Meireles

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia – IFCE – Campus de Iguatu/CE

Dr. Iran Eduardo Lima Neto

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. George Leite Mamede

Universidade Federal Rural do Semiárido - UFERSA

À minha família.

Ao Amigo-Irmão Fabiano Navarro *in memorium*. Um
Ser Especial que na arquibancada da Vida sempre torceu
e confiou em minha vitória.

AGRADECIMENTOS

Ao DEUS do meu coração e de minha compreensão. Criador de toda Vida, visível e invisível, manifesta e imanifesta. Construtor de todas as estrelas, de todos os planetas e mundos, Pai-Mãe de todas as almas.

Ao Mestre – DIVINO – Jesus.

A todos os “Anjos”, pessoas do Sim que o Cósmico colocou em minha vereda.

Ao Professor José Carlos de Araújo, pela orientação na pesquisa e, principalmente, pelo voto de confiança.

À Professora Ana Célia, ao Dr. Iran e ao Professor George Mamede, por aceitarem o convite para a Banca Examinadora e por suas contribuições e sugestões.

A Professora Silvana Saker pelos conselhos e pela ajuda sempre ofertada.

Aos amigos do Grupo de Pesquisa HidroSed, em especial para Yuri Castro, Pedro Medeiros, Carlos Alexandre, Marcos Meireles, Débora Mythia, Vidal Figueiredo, Alexandre Costa e Teresa Raquel, por toda mínima ajuda oferecida e prestada.

Aos amigos JR, Júlio e Efraim do Laboratório de Análise de Água, Solo e Tecido Vegetal (LABAAS), pela vital ajuda nos trabalhos de campo.

Aos amigos da Pós-graduação em Engenharia Agrícola, principalmente a Joseilson Oliveira, Beatriz Fernandes, Antônio Flávio e Nilvia Nara que muito me ajudaram na disciplina de SIG.

Aos amigos da Engenharia de Pesca Alexandro Poliato, Diego Ribeiro, Daniel Cavalcante, Alisson Nepomuceno, Margerminia Vasconcelos e Jullyermes Lourenço.

Aos amigos de Aiuaba.

A todos os funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola.

A CPRM, em especial aos amigos Luiz Coelho e José Roque pelos ensinamentos prestados.

A COGERH, em particular ao amigo Flávio Ferreira, pelo auxílio quanto a disponibilidade de dados batimétricos.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE) - Campus de Iguatu, em especial a Professora Helba Araújo.

Ao IBAMA, em especial a Estação Ecológica do IBAMA em Aiuaba/CE e todos os seus funcionários pela receptividade e pelo auxílio sempre prestado.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de estudo que possibilitou minha dedicação exclusiva ao curso e à pesquisa desenvolvida.

“Quem bebe da fonte que jorra na encosta,
não sabe do rio que a montanha guarda.”

(Helena Kolody)

RESUMO

WIEGAND, Mário Cesar. Universidade Federal do Ceará, Agosto de 2009. **Proposta metodológica para estimativa da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas: estudo de caso Alto Jaguaribe, CE.** Orientador: José Carlos de Araújo. Examinadores: Ana Célia Maia Meireles, Iran Eduardo Lima Neto, George Leito Mamede.

A estimativa da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas possui vasta importância para a análise e o monitoramento da disponibilidade hídrica e, por consequência, para a gestão dos recursos hídricos. Todavia, vários são os óbices relacionados a tal estimativa. Desta forma, o escopo geral deste estudo foi propor uma metodologia para estimar a produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas com número elevado de açudes. A bacia estudada encontra-se inserida na bacia do Alto Jaguaribe e apresentou uma área, obtida através do SRTM, de 20.670 km². A estimativa da produção de sedimento foi realizada com base na curva-chave de sedimento em suspensão, obtida através de medições de descargas líquidas e sólidas no exutório da bacia. A carga de sedimento de leito foi estimada aplicando-se o modelo Einstein e Brown. Procedeu-se, ainda, a estimativa do total de sedimento retido em reservatórios a montante do exutório da bacia monitorada. Estes foram classificados em pequenos açudes (<50 hm³), os quais foram agrupados em cinco classes de acordo com sua capacidade total de acumulação, e açudes estratégicos (>50 hm³). Salienta-se que a produção de sedimento foi obtida para uma série histórica de 25 anos (1984-2008). O resultado encontrado para a produção de sedimento total dentro da bacia foi da ordem de 450 t.km².ano⁻¹. Desse total, cerca de 130 t.km².ano⁻¹ passam pelo exutório da bacia, dos quais 79% correspondem a sedimento em suspensão e 21% a sedimento de leito. Por sua vez, 320 t.km².ano⁻¹ ficam retidos nos reservatórios, sendo que 91% ficam presos nos pequenos reservatórios e 9% ficam presos nos grandes açudes da bacia. Conclui-se, desta forma, que o resultado encontrado neste estudo para a produção total de sedimento em grandes bacias aproxima-se do obtido por outros autores para a América do Sul. Ressalta-se, ainda, que a pequena açudagem exerce um papel de grande relevância na região, não somente em relação ao acúmulo de água para dessedentação e irrigação, mas também, quanto à retenção de sedimento erodido na bacia. Tal retenção evita que o sedimento chegue aos açudes estratégicos (Orós, por exemplo) diminuindo sua taxa de assoreamento e, portanto, minimizando a redução da disponibilidade hídrica na bacia.

Palavras-chave: Produção de sedimento. Grandes bacias hidrográficas. Pequena açudagem.

ABSTRACT

WIEGAND, Mário Cesar. Federal University of Ceará, August 2009. **Methodological proposal for the estimation of sediment yield in large river basins: case study Upper Jaguaribe, CE.** Advisor: José Carlos de Araújo. Committee: Ana Célia Maia Meireles, Iran Eduardo Lima Neto, George Leite Mamede.

Estimation of sediment yield in large river basins has great importance for the analysis and monitoring of water availability and, consequently, for water resources management. However, there are several difficulties related to such estimation. Thus, the scope of this study was to propose a methodology to estimate sediment yield in large river basins with a large number of dams. The study basin is located within the Upper Jaguaribe basin and presents an area, obtained by SRTM data, of 20,670 km². The sediment yield estimation was based on a suspended sediment rating-curve, obtained by measurements of liquid and solid discharges at the basin outlet. The bedload was estimated using the model of Einstein and Brown. Also, the estimation of sediment retention in reservoirs located upstream the basin outlet was carried out. They were classified as small dams (< 50 hm³), which were grouped into five classes according to their storage capacity, and strategic dams (> 50 hm³). Note that sediment yield was obtained for a 25-years period (1984-2008). The results obtained for total sediment yield within the basin was about 450 t.km⁻².year⁻¹. From this total, about 130 t.km⁻².year⁻¹ reach the basin outlet, of which 79% correspond to suspended sediment and 21% is bedload. On the other hand, approximately 320 t.km⁻².year⁻¹ are retained in the surface reservoirs: 91% are trapped in small reservoirs and 9% are trapped in the large dams of the basin. It can be concluded that the results obtained in this study for the total sediment yield in a large river basin is in agreement to that obtained by other authors in South America. It should also be pointed out that the small dams play an important role in the region, not only in relation to the accumulation of water, but also to the retention of sediment generated in the basin. Such retention prevents that the sediment reaches the strategic dams (Orós, for instance), reducing their sedimentation rates and thus, minimizing the impact of sedimentation on overall water availability in the basin.

Keywords: Sediment yield. Large river basins. Small dams.

LISTA DE TABELAS

TABELA 1	Cálculo da velocidade média na vertical (método detalhado)	32
TABELA 2	Percentual dos diferentes tipos de solos encontrados no Estado do Ceará	43
TABELA 3	Cenários futuros de capacidade para a região hidrográfica do Alto Jaguaribe	44
TABELA 4	Principais açudes da bacia do alto Jaguaribe	45
TABELA 5	Classificação dos açudes	46
TABELA 6	Uso do solo na bacia do Alto Jaguaribe	46
TABELA 7	Classes de reservatórios conforme seus potenciais de armazenamento	67
TABELA 8	Características fisiográficas da bacia em estudo	71
TABELA 9	Dados medidos para confecção da curva-chave de sedimentos	72
TABELA 10	Valores das principais variáveis utilizadas para o cálculo do tempo de concentração (t_c)	76
TABELA 11	Dados hidrológicos e hidrossedimentológicos de grandes rios brasileiros	82
TABELA 12	Valores medidos de sedimento de fundo e calibração da declividade da linha de energia (S_f) através do NSE	85
TABELA 13	Dados de entrada para confecção da curva-chave cota x vazão	87
TABELA 14	Valores para classificação da produção de sedimentos	92
TABELA 15	Número de reservatórios por classes de acumulação e estratégicos dentro da área pesquisada para o período entre 1984 a 2008	93
TABELA 16	Valor da taxa média de sedimento retido (ξ_m) pelos reservatórios conforme sua classe de acumulação	94
TABELA 17	Erosividade média para a bacia em estudo para o período de 1984 a 2008.....	95
TABELA 18	Valores estimados de retenção de sedimentos para os reservatórios da classe 1 a classe 5 localizados na bacia em estudo para o período de 1984 a 2008. ...	95
TABELA 19	Valores estimados de retenção de sedimentos para os reservatórios estratégicos localizados na bacia em estudo para o período de 1984 a 2008. ..	96
TABELA 20	Dados baimétricos do açude Poço da Pedra em campos Sales/CE, obtidos no ano de 2007	109

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Zona de amostragens numa vertical para coleta do sedimento em suspensão .	24
FIGURA 2	Amostradores de sedimento	29
FIGURA 3	Relação entre produção de sedimento e área de drenagem	39
FIGURA 4	Delimitação da bacia em estudo	40
FIGURA 5	Precipitação média mensal do Estado do Ceará	41
FIGURA 6		
FIGURA 7	Seção fluviométrica de Iguatu	48
FIGURA 8	Subdivisão da bacia em estudo em quatro isócronas	52
FIGURA 9	Aparelhos utilizados para coletas de amostras de sedimentos suspensos	54
FIGURA 10	Contador de pulsos e hélice do micromolinetete	55
FIGURA 11	Coletas de amostras de sedimento suspenso	57
FIGURA 12	Procedimentos para determinação da concentração de sólidos suspensos	59
FIGURA 13	Amostrador de leito BLH-84 tipo Halley-Smith	61
FIGURA 14	Gráfico para uso da fórmula de Einstein & Brown	63
FIGURA 15	Coleta de amostra de solo	66
FIGURA 16	Evolução temporal da quantidade de reservatórios na bacia em estudo	67
FIGURA 17	Curva-chave de sedimento para seção no rio Jaguaribe em Iguatu/CE	73
FIGURA 18	Valores estimados para os parâmetros k e c	75
FIGURA 19	Valores dos volumes acumulados medidos e estimados em cada evento	75
FIGURA 20	Variação dos valores de vazão para o período entre 1984 a 1988 na área em estudo	77
FIGURA 21	Variação dos valores de vazão para o período entre 1989 a 1993 na área em estudo	77
FIGURA 22	Variação dos valores de vazão para o período entre 1994 a 1998 na área em estudo	77
FIGURA 23	Variação dos valores de vazão para o período entre 1999 a 2003 na área em estudo	78
FIGURA 24	Variação dos valores de vazão para o período entre 2004 a 2008 na área em estudo	78
FIGURA 25	Descarga de sedimento suspenso para o período de 1984 a 1988 para a área em estudo	79
FIGURA 26	Descarga de sedimento suspenso para o período de 1989 a 1993 para a área em estudo	80
FIGURA 27	Descarga de sedimento suspenso para o período de 1994 a 1998 para a área em estudo	80
FIGURA 28	Descarga de sedimento suspenso para o período de 1999 a 2003 para a área em estudo	81
FIGURA 29	Descarga de sedimento suspenso para o período de 2004 a 2008 para a área em estudo	81
FIGURA 30	Curva granulométrica do material de leito da seção em estudo	84
FIGURA 31	Curvas-chave das propriedades geométricas da seção em estudo	86
FIGURA 32	Curva-chave cota x vazão para a seção do rio Jaguaribe em Iguatu/CE	88
FIGURA 33	Descarga de sedimento de leito para o período de 1984 a 1988 para a área em estudo	89
FIGURA 34	Descarga de sedimento de leito para o período de 1989 a 1993 para a área em estudo	89
FIGURA 35	Descarga de sedimento de leito para o período de 1994 a 1998 para a área em estudo	90
FIGURA 36	Descarga de sedimento de leito para o período de 1999 a 2003 para a área em estudo	90

FIGURA 37	Descarga de sedimento de leito para o período de 2004 a 2008 para a área em estudo	91
FIGURA 38	Produção de sedimento por área de drenagem em diferentes continentes	97
FIGURA 39	Percentuais de sedimentos em suspensão, leito e retidos em reservatórios na bacia estudada	98

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área da bacia em estudo
A_s	Área da seção
A_A	Área da bacia hidrográfica do açude
A_i	Área de influência da isócrona
C	Fator que expressa uso e manejo do solo e cultura
C	Coefficiente de escoamento de base
C_{ss}	Concentração de sedimentos em suspensão
D_s	Diâmetro representativo de sedimento do leito
ΔH	Diferença de nível entre a cota máxima e a mínima
Δh	Equidistância das curvas de nível
ΔM_t	Massa assoreada nos reservatórios
$\Delta M'$	Massa assoreada para o período total de funcionamento do açude
Δt_1	Tempo de concentração para superfície
Δt_2	Tempo de concentração na coluna d'água
ε	Perda de solo por unidade de área e tempo
ξ_m	Taxa média de sedimento retido
E_{am}	Eficiência de amostragem
Φ	Intensidade de transporte
γ	Peso específico da água
γ_s	Peso específico do sedimento
\bar{H}_a	Precipitação média anual
H_m	Precipitação média mensal
h	Altura da régua linimétrica da seção
\bar{I}	Precipitação média da área de influência da isócrona
K	Fator de erodibilidade do solo
K	Parâmetro em relação ao uso da terra
k	Constante para decréscimo do escoamento de base
L	Largura do rio
L	Fator topográfico que expressa o comprimento do declive
L_1	Comprimento médio da rampa

l	Largura da boca do amostrador
N	Número de rotações por segundo
n	Coefficiente de rugosidade de Manning
P	Fator que expressa a prática conservacionista do solo
P_0	Peso do cadinho de Gooch com papel filtro
P_1	Peso do cadinho de Gooch com papel filtro e resíduo
p	Peso seco da amostra
Q	Descarga líquida
Q_{sf}	Descarga sólida total de leito
q_{sa}	Descarga sólida unitária do leito
Q_{ss}	Descarga sólida em suspensão
Q_t	Vazão para determinado dia
R	Fator de erosividade da chuva
R_h	Raio hidráulico
R_a	Erosividade anual
R_m	Erosividade mensal da chuva
\bar{R}_t	Erosividade média anual da chuva
S	Fator topográfico que expressa a declividade do terreno
S_f	Declividade da linha de energia
S_1	Declividade média da bacia em relação às curvas de nível
S_2	Declividade média do leito
ρ	Massa específica aparente seca
t	Tempo de amostragem na vertical
t_1	Tempo de funcionamento do reservatório
t_c	Tempo de concentração
μ_1	Velocidade de superfície
μ_2	Velocidade da partícula na coluna d'água
Ψ	Parâmetro adimensional de intensidade de fluxo
V	Velocidade do fluxo
v	Coefficiente de viscosidade cinemática do fluido

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	REVISÃO DE LITERATURA	20
2.1	Processos hidrossedimentológicos	20
2.1.1	Sedimento e erosão	20
2.1.2	Produção de sedimentos	21
2.1.3	Transporte de sedimentos	21
2.2	Medidas hidrossedimentológicas	23
2.2.1	Carga de Sedimento Suspenso	23
2.2.2	Carga de sedimento de leito	26
2.2.3	Amostradores	28
2.2.4	Análise em laboratório	30
2.2.5	Experimentos em regiões semiáridas	30
2.2.6	Curva-chave de descarga de sedimento	31
2.3	Assoreamento de reservatórios	34
2.4	Modelagem hidrossedimentológica	36
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	40
3.1	A bacia hidrográfica do rio Jaguaribe	40
3.2	Clima e vegetação	41
3.3	Solos	43
3.4	Disponibilidade hídrica superficial	44
3.5	Uso do solo	46
3.6	Caracterização da seção do exutório	47
4	MATERIAL E MÉTODOS	49
4.1	Método das isócronas	51
4.1.1	Modelo modificado de Clark	53
4.1.2	Calibração	54
4.2	Obtenção de curva-chave	54
4.2.1	Amostragem de sedimentos suspensos	54
4.2.2	Medição de vazão líquida	55
4.2.3	Medição de descarga sólida em suspensão	56
4.2.4	Análises de laboratório	57
4.2.5	Curva-Chave de sedimento	60
4.3	Medição de sedimento de leito	61
4.3.1	Técnica de medição com o BLH-84	61
4.3.2	Análise de laboratório	62
4.4	Cálculo da carga de fundo	62
4.4.1	Modelo de Einstein & Brown	62
4.4.2	Parâmetros de entrada no modelo	64
4.5	Cálculo da massa assoreada nos reservatórios	68
4.5.1	Determinação da taxa média de sedimento retido	68
4.5.2	Determinação da erosividade da chuva	69
4.5.3	Determinação da massa assoreada para cada classe de reservatórios	69
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	71
5.1	Características fisiográficas da bacia	71
5.2	Curva-chave de sedimento suspenso	71
5.3	Série histórica de nível d'água	74

5.4	Cálculo de descarga sólida em suspensão	79
5.5	Medidas de sedimento de leito	83
5.5.1	Granulometria	83
5.5.2	Calibração da declividade da linha de energia	84
5.5.3	Propriedades geométricas da seção	85
5.5.4	Cotas	86
5.6	Cálculo da descarga sólida de fundo	88
5.7	Avaliação da produção de sedimentos	92
5.8	Retenção de sedimento em reservatórios	93
5.8.1	Estimativa da taxa média de sedimento retido	94
5.8.2	Erosividade média anual para a bacia	94
5.8.3	Estimativa do valor de sedimento retido nos reservatórios de classe 1 a 5	95
5.8.4	Estimativa do valor de sedimento retido nos reservatórios estratégicos	96
5.9	Avaliação da produção de sedimento total	97
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	99
	REFERÊNCIAS	101
	ANEXO	109
	APÊNDICE	110

1 INTRODUÇÃO

A degradação das bacias hidrográficas, principalmente pela ação antrópica (alteração do uso do solo), em associação aos fenômenos climáticos naturais resulta na perda de solo (sedimento) em quantidades maiores que as produzidas em centenas de anos em condições de equilíbrio natural (SIMÕES; COIADO, 2001).

O estudo hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica é uma ferramenta de apoio que possui vasta importância à gestão ambiental e, fundamental para a análise de viabilidade de diversas atividades econômicas. Todavia, um fator de complexidade para tal estudo é a ação antrópica que pode gerar alterações no fluxo de sólidos de uma bacia (LIMA et al., 2004).

Características de quantidade e qualidade dos sedimentos transportados aos rios, além de informar sobre o estado da bacia hidrográfica, apresentam grande relevância para a manutenção de ecossistemas, planejamento e aproveitamento dos recursos hídricos de uma região, seja para análise de viabilidade de intervenção antrópica para abastecimento ou irrigação, ou para dimensionamento de obras hidráulicas (SOUZA et al., 2006).

No Ceará, as barragens suprem mais de 90% da demanda hídrica do Estado. Entretanto, a produção de sedimentos nas bacias hidrográficas tem afetado a disponibilidade hídrica através do assoreamento e consequente redução da capacidade de armazenamento de água e vida útil dos reservatórios (ARAÚJO et al., 2005; 2006).

A erosão, o transporte e a deposição de sedimentos são questões ambientais que afetam a sociedade através do decréscimo da produtividade agrícola, da diminuição da capacidade dos reservatórios, da intensificação das inundações e da redução da disponibilidade hídrica, entre outros (FARIAS, 2008).

Nessa perspectiva, as estimativas de produção de sedimentos em bacias hidrográficas têm importantes conseqüências não só ambientais, mas também sócio-econômicos sendo, então, de suma importância os estudos desenvolvidos para este fim.

Hodiernamente, uma das questões mais controvertidas na área do desenvolvimento sustentável envolve a qualidade e a quantidade dos recursos hídricos. Conforme Carvalho et al. (2000b), sob determinadas circunstâncias, as taxas de erosão são 100 vezes maiores, com a interferência humana, do que seria apenas considerando-se em termos geológicos. O sedimento sozinho degrada a qualidade da água para consumo humano, para recreação, para o consumo industrial, infra-estruturas hidroelétricas e vida aquática. Os

problemas causados pela deposição de sedimentos são vários. Não obstante, o sedimento é vital no que tange à conservação, desenvolvimento e utilização do solo e dos recursos hídricos.

Para Lima et al. (2004) a construção de uma barragem e a formação de seu reservatório, por exemplo, implicam modificações nas condições naturais do curso d'água. As barragens geram uma redução na velocidade da corrente e, conseqüentemente, na capacidade de transporte de sedimentos pelo rio, favorecendo sua deposição nos reservatórios que, aos poucos, vão perdendo sua capacidade de armazenar água. Destarte, é notório que o conhecimento do comportamento hidrossedimentológico de uma dada região ou bacia constitui importante ferramenta de suporte à tomada de decisão para os mais variados setores.

Nesse contexto, consoante ao semiárido brasileiro, a gestão de recursos hídricos está, em grande parte, associada à gestão de reservatórios superficiais construídos para o armazenamento de água, responsáveis pela maior parcela da oferta hídrica nessa região. A alta variabilidade temporal das precipitações associada à ocorrência de solos rasos, o que impossibilita o armazenamento subterrâneo de água em quantidade satisfatória, confere à região características de intermitência dos rios e uma situação de escassez hídrica (MEDEIROS; VIEIRA, 2006).

Por sua vez, Silva Junior et al. (2008) depreenderam que o conhecimento do comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica é de vasta importância para se adequar a gestão de seus recursos hídricos, bem como para dar suporte à decisão sobre o uso e ocupação do solo. O acompanhamento dos fluxos de sedimentos ocorridos em dado local da bacia permite o diagnóstico de eventuais impactos em sua área de drenagem ao longo do tempo, podendo tornar-se importante indicador ambiental.

Todavia, uma das maiores limitações quanto à quantificação da produção de sedimentos está relacionada com os problemas de escala. É fato que a maioria das estimativas de produção de sedimentos em pequenas bacias é realizada a partir do uso da Equação Universal da Perda de Solo (USLE), a qual foi desenvolvida para quantificar erosão em pequenos lotes agrícolas, e suas variações como a Equação Universal Modificada da Perda de Solo (MUSLE) ou Equação Universal Revisada da Perda de Solo (RUSLE) que apresentam incertezas nos valores estimados. Um melhor resultado tem sido encontrado com o emprego da razão de aporte de sedimento (SDR), comumente utilizada nos estudos de erosão e de transporte de sedimento dentro da bacia. Porém, na região semiárida em estudo, essa não é a única limitação. Há, ainda, em virtude da pouca disponibilidade hídrica, a grande quantidade de reservatórios construídos para o suprimento do recurso água na época da seca. Os açudes,

no entanto, não retêm somente água. Eles acumulam também o sedimento erodido na bacia. Assim sendo, esta é a questão científica levantada: Qual a quantidade de sedimento retido por esse grande número de reservatórios a montante do exutório e quanto isso representa na produção de sedimento da bacia?

Ante o exposto, a presente pesquisa pretende trazer a lume, diante da relevância e da falta de informações disponíveis sobre o tema, uma proposta de metodologia para se estimar a produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas do semiárido brasileiro. Apresentando, ainda, como objetivos específicos: 1. Determinar uma curva-chave de sedimento suspenso para a seção localizada no exutório da bacia em estudo (Seção do rio Jaguaribe em Iguatu/CE); 2. Estimar a carga de sedimentos (suspenso e leito) que sai no exutório da bacia e, 3. Estimar a massa de sedimento que fica retida em açudes dentro da bacia (a montante do exutório).

Por oportuno, salienta-se que a presente dissertação é composta por seis capítulos, a saber: 1. Introdução: na qual se faz a colocação do problema da pesquisa, seguido dos objetivos a serem alcançados; 2. Revisão de literatura: neste capítulo apresentam-se aspectos teóricos e estudos anteriores relacionados ao tema; 3. Caracterização da área de estudo: neste capítulo é feita uma breve descrição da área estudada abordando aspectos da infra estrutura hídrica da região e aspectos relacionados ao clima, vegetação, solo e uso e ocupação da bacia; 4. Material e métodos: o quarto capítulo ilustra a metodologia adotada para o desenvolvimento da pesquisa; 5. Resultados e discussão: apresenta os resultados obtidos, bem como uma discussão fazendo um paralelo com outros trabalhos; 6. Conclusões e sugestões: neste capítulo são expostas as conclusões e recomendações para futuros estudos nessa linha de pesquisa.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Processos hidrossedimentológicos

2.1.1 Sedimento e erosão

Sedimento é o material sólido em suspensão na água ou depositado no leito (CARVALHO, 2008). O sedimento é composto de muitos materiais, incluindo partículas primárias individuais, agregados e materiais orgânicos e químicos associados. Propriedades do sedimento impactam cada partícula individual ou agregada e como se comporta no fluxo de água. O tamanho, a forma e a densidade afetam a velocidade de sedimentação, que por sua vez afetam a taxa de transporte de sedimento e em quais pontos as partículas se depositam. O sedimento é considerado completamente caracterizado quando sua forma, tamanho, densidade, textura, mineralogia e estabilidade são conhecidas (MARTIN et al., 1955 apud HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994).

Segundo Carvalho (2008), erosão é o fenômeno do desgaste das rochas e solos, com desagregação, deslocamento ou arrastamento das partículas por ação da água ou outros agentes. Entendendo-se por agentes erosivos os elementos do meio físico que causam ou afetam diretamente a erosão e podem ser, a saber: agentes ativos (e.g a água, a temperatura, a insolação, o vento, o gelo, a neve e ação de microorganismos e a ação humana) ou agentes passivos (e.g. a topografia, a gravidade, o tipo de solo, a cobertura vegetal e as formações superficiais). Para o autor supracitado, há duas formas de erosão: a geológica e a acelerada. Por erosão geológica (mais amplamente geomorfológica), entende-se aquela processada naturalmente e que envolve o arranque das partículas ou materiais (e.g. solos e pedras) e o seu transporte, ou deslocamento, sem intervenção humana. Consoante a erosão acelerada (antrópica) esta é aquela provocada pela ação humana.

2.1.2 Produção de sedimentos

A produção de sedimentos é definida como o total de descarga efluente de sedimento de uma área de contribuição medida em um ponto de referência por um período específico de tempo (VANONI, 1977). Ela pode ser expressa em termos absolutos ($t.\text{ano}^{-1}$) ou em termos de área específica ($t.\text{ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$). A produção de sedimento de uma bacia representa somente uma parte da erosão total, pois grandes massas de sedimento são depositadas antes de alcançarem o seu exutório.

Verstraeten e Poesen (2001) definem a produção de sedimentos como o resultado de uma série de processos de erosão e deposição e, assim, é dependente das variáveis que afetam a erosão e o transporte difuso e/ou concentrado. A erosão do solo depende da topografia local, das propriedades do solo, do clima e da cobertura vegetal, enquanto que o transporte é influenciado pela morfologia da bacia, por características da rede de drenagem e pelo uso do solo.

Por sua vez, perlustrando a obra de Carvalho (2008), o autor define produção de sedimento ou rendimento sólido como a quantidade total de sedimento afluente de uma bacia hidrográfica ou de uma área de drenagem em um ponto de referência e em um período específico, sendo ainda, igual a descarga sólida dividida pela área de drenagem.

2.1.3 Transporte de sedimentos

Uma vez que uma partícula do solo é erodida, ela torna-se parte do fluxo e pode ser transportada por alguns milímetros ou centenas de quilômetros. A distância é dependente da capacidade do transporte de sedimento do fluxo, controlada por fatores que podem ser agrupados em três categorias: (i) as propriedades fluidas; (ii) as características do sedimento e; (iii) os parâmetros hidráulicos associados com o trajeto do fluxo (HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994).

O transporte de sedimentos é um fenômeno natural e faz parte da transformação da paisagem, originando as formas geomorfológicas, visto que desde seus primórdios, a Terra tem sido modelada, entre outros fatores, pelos processos de erosão natural e a deposição de sedimentos. Todavia, atividades antrópicas interferem significativamente nos processos

erosivos, podendo elevar até 100 vezes os processos erosivos naturais, o que pode ser ocasionado tanto por práticas agrícolas ou por obras de engenharia (SIMÕES; COIADO, 2001; ARAÚJO et al., 2003).

De acordo com Carvalho (2008) as formas de transporte de sedimentos se classificam como: (i) **Carga Sólida de Arrasto** – são as partículas de sedimento que rolam ou escorrem longitudinalmente no curso d'água. As partículas estão em contato com o leito praticamente todo o tempo; (ii) **Carga Sólida Saltitante** – são as partículas que pulam ao longo do curso d'água por efeito da correnteza ou devido ao impacto de outras partículas. O impulso inicial que arremessa uma partícula na correnteza pode ser devido ao impacto de uma na outra, o rolamento de uma por cima da outra ou o fluxo de água sobre a superfície curva de uma partícula, criando assim uma pressão negativa e; (iii) **Carga Sólida em Suspensão** – são as partículas que estão suportadas pelas componentes verticais das velocidades do fluxo turbulento, enquanto estão sendo transportadas pelas componentes horizontais dessas velocidades, sendo pequenas suficientemente para permanecerem em suspensão, subindo e descendo na corrente acima do leito.

As características que definem os processos de suspensão, transporte e posterior deposição do sedimento dependem não só das condições de fluxo, mas também, das propriedades do sedimento (ver HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994; RAUDKIVI, 1998). Por oportuno, salienta-se que no âmbito deste trabalho estimou-se apenas a carga sólida de arrasto e a carga sólida em suspensão; estando a carga sólida saltitante embutida nos valores encontrados para as outras duas formas de transporte.

Em consonância com os processos supracitados, merecem destaque alguns trabalhos encontrados na literatura como Restrepo et al. (2006) os quais relataram que a estimativa de produção de sedimentos é um fator decisivo para a compreensão das relações entre a variabilidade natural e as mudanças antropogênicas, bem como esses fatores influenciam o transporte de água e sedimento em bacias hidrográficas; Carvalho (2008), que salientou que em torno de 70 a 90% de todo sedimento transportado pelos cursos d'água ocorrem no período de chuvas, principalmente, durante os grandes eventos e; De Vente et al. (2008), que relataram que a produção de sedimento é definida como a parte do material erodido, originado de processos de erosão do solo, o qual é transportado além de um ponto de referência em uma bacia hidrográfica, comumente o seu exutório.

Embasados nos recentes avanços nas pesquisas sobre o impacto humano na dinâmica dos sedimentos, Verstraeten, Lang e Houben (2009) propõem que os seguintes tópicos sejam pesquisados com maior atenção: 1) quantificar a produção de sedimentos pela

incorporação de um grande número de componentes para diferentes escalas espaciais e para longos períodos; 2) diferenciar como quantificar o sedimento para vários períodos do passado, sendo mais bem caracterizado através das diferenças na cobertura da terra ou pela correspondente mudança no regime fluvial; 3) estabelecer cronologias mais precisas em vários locais e para diferentes tipos de sedimento (e.g. aluvial, lacustre) dentro de um único ambiente; 4) aumentar o uso de dados tecnológicos que diretamente provêm a idade da informação no processo de sedimentação e, para entender a posição humana no fluxo de sedimento dentro de uma área, o maior desafio será: 5) coletar dados de alta qualidade sobre a pressão humana dentro do ambiente e que ofereça a mesma resolução espaço-temporal com a dinâmica do sedimento.

Nessa perspectiva, recente estudo desenvolvido por Ward et al. (2009) delineou os efeitos de mudanças no uso do solo e no clima sobre a produção de sedimento na bacia Meuse (que se estende sobre parte da Bélgica, da França, da Alemanha, da Holanda e de Luxemburgo) com cerca de 33.000 km². Em conclusão, os autores destacaram a importância potencial do planejamento do uso da terra como uma ferramenta para mitigar os efeitos negativos da erosão do solo e a entrega de sedimento para os rios.

2.2 Medidas hidrossedimentológicas

2.2.1 Carga de Sedimento Suspenso

As medições sedimentométricas visam à determinação da descarga sólida total transportada pelo curso d'água, definida como a soma da descarga sólida transportada por arrasto de fundo com a descarga sólida em suspensão. A descarga sólida em suspensão é composta pela descarga de material em suspensão proveniente do leito do rio e pela descarga de material em suspensão proveniente da bacia hidrográfica (DE PAIVA, 2001b).

Santos et al. (2001) salientaram que toda medição de descarga sólida deve ser precedida de uma medição de descarga líquida, a qual fornece informações que norteiam os procedimentos adotados no processo de amostragem, além da vazão líquida ser também utilizada no cálculo da descarga sólida, a qual é obtida multiplicando-se a concentração de sedimento na amostra pela vazão líquida.

Para os mesmos autores a amostragem de sedimentos em suspensão pode ser feita por diversos métodos, sendo mais comuns as amostragens pontuais e por integração vertical. Ressalta-se que os amostradores não devem tocar o leito do rio para não contaminar a amostra com sedimento de arraste, nem provocar a agitação do material decantado no fundo. Desta forma, há sempre junto ao fundo uma “zona não amostrada” (Figura 1), cuja dimensão varia entre 10 e 15 cm.

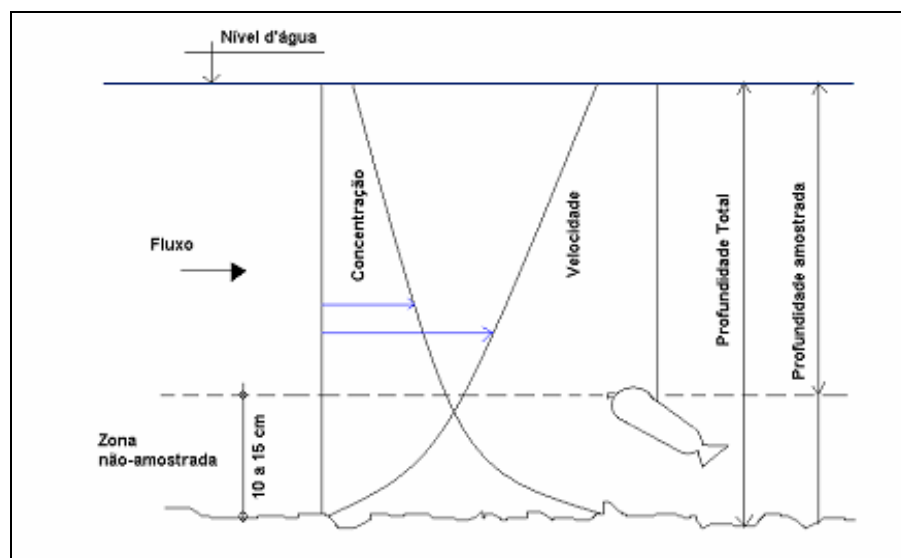


Figura 1 – Zonas de amostragens numa vertical para coleta do sedimento em suspensão

Fonte: Santos et al. (2001)

A amostragem por integração vertical permite a obtenção da concentração média na vertical, se analisada a amostra independentemente, ou a concentração média em toda seção, se analisada como um conjunto. As amostragens por igual incremento de largura (IIL) e igual incremento de descarga (IID) são os métodos mais usados e recomendados. Os amostradores utilizados possuem bicos calibrados com exigências em relação à velocidade de trânsito, que deve ser dada ao amostrador, sendo que cada bico tem valores máximos e mínimos para a mesma. Entende-se por “velocidade de trânsito” ou “velocidade de percurso”, a velocidade de descida ou de subida do equipamento em uma amostragem por integração na vertical. O número de verticais recomendadas para amostragem no método IIL equivale à metade do número de verticais adotadas para a medição de vazão (CARVALHO, 2000a).

Porém, observa-se na prática que essa escolha irá variar de acordo com a seção, visto que em rios de pequeno porte a escolha pode diferir dessa recomendação, não sendo viável a utilização de tantas verticais na amostragem. Outra observação pertine a rios com

fortes declividades, em que a quantidade de amostras necessárias também pode ser menor, pois o sedimento em suspensão é provavelmente bem misturado e as amostras coletadas às margens podem ser consideradas representativas para a seção transversal (OLD et al., 2003). Consoante a amostragem utilizando o método IID, este consiste em dividir a vazão em partes iguais, de acordo com o número de verticais que se pretende amostrar, e coletar as amostras por integração vertical em posição tal que também divida a descarga parcial em partes iguais (SANTOS et al., 2001; CARVALHO, 2008).

Conforme Carvalho (2008) para os casos em que as amostragens foram realizadas pelo método IIL ou IID têm-se uma única análise a partir da amostra composta. A concentração corresponde ao valor médio na seção, sendo a descarga sólida em suspensão obtida pela equação (1) abaixo.

$$Q_{ss} = Q \cdot C_{ss} \quad (1)$$

Na equação 1, Q = descarga líquida ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); C_{ss} = concentração de sedimentos em suspensão ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$); Q_{ss} = descarga sólida em suspensão ($\text{t} \cdot \text{dia}^{-1}$).

Em conformidade com o exposto, alguns trabalhos encontrados na literatura nacional e internacional podem ser citados.

Em estudo visando avaliar a variabilidade espacial da produção de sedimento em oito reservatórios no Tigray (Norte da Etiópia) Haregeweyn et al. (2005), através do volume e da massa de sedimento depositada, e também pela caracterização dos reservatórios e suas respectivas bacias de contribuição, encontraram variações significantes para a produção de sedimento indo de $487 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$ a $1.817 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$. Os autores associaram, ainda, a alta variabilidade na produção de sedimento principalmente às diferenças na litologia, na cobertura do solo, a extensos bancos de valas e as atividades humanas.

Estrany e Garcia (2005) realizaram o monitoramento do fluxo de sedimento suspenso na bacia Na Borges (Espanha) para quatro eventos de grande intensidade. Os resultados encontrados para a concentração de sedimento variaram de $46,4 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ a $166,6 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$. A análise da relação descarga líquida e concentração de sedimento suspenso para os quatro eventos mostrou diferença de comportamento na disponibilidade e na depleção do sedimento de acordo com a magnitude e extensão de cada evento em conjunto com a rota da água de diferentes origens.

Por sua vez, Lima et al. (2005) efetuaram a estimativa da produção de sedimentos em suspensão, em grandes bacias hidrográficas do Brasil, a partir do banco de dados HIDRO sob gestão da Agência Nacional de águas (ANA) e chegaram a um total de fluxo de sedimento suspenso no território nacional em torno de $610 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$.

No supracitado estudo, os autores identificaram que os dados disponíveis no HIDRO não possibilitaram a estimativa do fluxo de sedimento em suspensão na fração brasileira do Rio Paraguai, e que os dados da bacia amazônica contidos nessa base eram duvidosos. Diante disso, a partir de outros trabalhos e base de dados existentes efetuaram uma nova estimativa do fluxo de sedimentos em suspensão para as grandes bacias do território brasileiro e encontraram um novo resultado como sendo $857,95 \times 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$, no qual o rio Amazonas é responsável por aproximadamente 95% do valor estimado (LIMA et al., 2006).

Bicalho (2006) realizou o levantamento sedimentométrico em vários rios a montante e a jusante do reservatório do Descoberto/DF, com o objetivo de buscar maiores conhecimentos sobre o transporte de sedimento. No referido estudo, os valores de descarga sólida em suspensão variaram entre 0,009 e 46 t.dia^{-1} e a descarga de sedimento em suspensão específica para esta bacia foi igual a $13,77 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$.

Em experimento realizado na bacia do rio Seyhan (Turquia), com área de aproximadamente 21.000 km^2 , Irven, Topaloglu e Uygur (2007) estimaram a perda de solo para a mesma. Nesse estudo os autores utilizaram informações obtidas com o Sistema de Informação Geográfica (SIG) para obter os parâmetros da USLE e encontraram como resultado uma perda de solo da ordem de $16 \text{ t.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$.

2.2.2 Carga de sedimento de leito

A medição de descarga sólida do leito comumente apresenta grande dispersão de valores em seu resultado. Tal fato deve-se às diversas interferências físicas no transporte de sedimento do leito (e.g. a velocidade da corrente, o atrito das partículas com o material do leito, a declividade do leito, a profundidade). Os métodos de medição são conhecidos como diretos e indiretos. No método direto o equipamento utilizado é colocado no leito do rio em diversas posições da seção transversal para que o sedimento entre em um recipiente. As medições diretas de descarga do leito são realizadas com o amostrador BLH-84. Pertinente ao método indireto mede-se a descarga líquida e, em seguida, é coletado o material do leito em

diversas posições. A partir das características físicas e hidráulicas da seção, da descarga líquida e da granulometria do material a descarga sólida do leito é calculada por fórmula previamente selecionada tais como Einsten-Brown, Yang e Colby (CARVALHO et al., 2005).

2.2.2.1 Determinação de descarga sólida de leito

A descarga sólida unitária de leito, obtida por integração no método IIL, é calculada de forma direta segundo Carvalho et al. (2005) pelo valor do peso seco p , dividido pela eficiência do amostrador E_{am} , pela largura da boca do amostrador l , pelo número de pontos amostrados n , pelo tempo de amostragem t , sendo a descarga sólida total do leito obtida pela multiplicação pela largura (equação 2).

$$Q_{sa} = L \cdot q_{sa} = L \cdot \frac{1}{E_{am}} \cdot \frac{p}{n \cdot l \cdot t} = \frac{p \cdot L}{E_{am} \cdot n \cdot l \cdot t} \quad (2)$$

Na equação 2, Q_{sa} = descarga sólida total de leito (kg/min); q_{sa} = descarga sólida unitária do leito ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$); E_{am} = eficiência de amostragem, = 1,0 com saca até 30% de material; p = peso seco da amostra (kg); L = largura do rio (m); n = número de pontos amostrados; t = tempo de amostragem na vertical (min); l = largura da boca do amostrador (m).

Os mesmos autores salientaram, ainda, que se aplicando para a equação acima o valor da largura do amostrador igual a 0,075 m e eficiência igual a 1,00 pode-se usar a equação (3) para obter resultados em $\text{kg} \cdot \text{dia}^{-1}$ para toda a seção:

$$Q_{sa} = 19200 \cdot \frac{p \cdot L}{n \cdot t} \quad (3)$$

Conforme Szupiany et al. (2005), em estudo sobre o transporte de sedimentos de leito no Rio Salado (Argentina), através de medições em campo de 14 seções transversais monitoradas em um trecho de 7,3 km e uso de modelagem, o transporte de fundo para a referida área representa cerca de 3% a 9% do transporte total.

Experimentos conduzidos por Vericat e Batalla (2005) descreveram o regime de transporte de material de leito para a bacia do rio Ebro (Espanha) com aproximadamente

85000 km². O sedimento de leito foi coletado com amostrador tipo Helley-Smith em 18 verticais (seção pré-definida) com intervalo de amostragem de 15 minutos. A descarga máxima foi de 925 m³.s⁻¹ e a taxa de sedimento de leito encontrada variou, mais significativamente, de 1,2 g.m⁻¹.s⁻¹ a 33,4 g.m⁻¹.s⁻¹, na vertical mais próxima ao centro da seção do canal.

Rovira, Batalla e Sala (2005) estimaram o balanço de sedimentos em um rio da bacia de Tordera (Espanha) através de medições da carga de leito e em suspensão em seções monitoradas, durante um período de três anos (1997-1999). Os resultados obtidos em campo mostraram que a carga de sedimentos que entra no rio é composta por 80% de carga de leito e 20% de carga em suspensão. Relataram, ainda, que o sedimento exportado do rio para o mar Mediterrâneo é transportado predominantemente como carga de fundo, 83% e apenas 17% em suspensão.

Vericat e Batalla (2006) realizaram estudo sobre transporte de sedimentos (cargas em suspensão e de leito) no baixo Rio Ebro (Península Ibérica) a montante e a jusante de dois reservatórios no período de 2002 e 2004. Os resultados encontrados, consoante à carga total anual a montante das barragens, mostraram que 99% é transportada em suspensão enquanto que a jusante o valor estimado foi de 60% para o transporte em suspensão e 40% para o transporte de leito.

Estudando a variação da produção de sedimentos na bacia do rio Indus (Paquistão), Ali e De Boer (2007) salientaram que há pouca informação sobre avaliações de transporte de fundo nesta região. Contudo, quando não há medição de cargas de leito, os autores recomendaram um acréscimo de 10% a 15% no valor das cargas de sedimento em suspensão, ao se estimar a produção de sedimentos no rio Indus e seus afluentes.

2.2.3 Amostradores de sedimento

Coiado (2001a) relatou que a escolha do amostrador de sedimento deve considerar os seguintes critérios: 1) O amostrador deve perturbar o mínimo possível o fluxo, permitindo que a coleta da amostra seja realizada na mesma velocidade do escoamento a fim de ser representativa e; 2) o aparelho deve ser hidrodinâmico e pesado o suficiente para evitar desvio em decorrência do fluxo. Conforme Carvalho (2008), no tocante aos amostradores, existe

vários tipos que se adaptam às características do transporte de sedimentos em suspensão e leito e ao tipo de medição.

O amostrador US DH-48 ou MAS-1, segundo a denominação nacional (Figura 2), é integrador na vertical para coletas de amostras em suspensão para profundidades de até 1,5 m, sendo calibrado para um bico de ¼". Em comparação a outros de mesma classe, é considerado um equipamento leve, sendo feito de alumínio em forma hidrodinâmica que usa uma garrafa presa por mola e seu conjunto pesa cerca de 3 kg. O mesmo pode ser operado a vau, de canoa ou de ponte de pequena altura em rios rasos (CARVALHO et al., 2000a; SANTOS et al., 2001; CARVALHO, 2008).

Segundo Carvalho et al. (2005), as medidas diretas de descarga sólida do leito são geralmente realizadas com o uso do amostrador BLH-84 (Figura 2). Trata-se de um amostrador para medição a vau do tipo Helley Smith, considerado como de “diferencial de pressão”. Consiste de duas caixas abertas nas extremidades, de fundo plano, soldadas, fabricadas em chapa de ferro, sendo uma delas um paralelogramo de 7,5 x 7,5 cm de boca, com 9 cm de comprimento, encaixado na segunda caixa com formato de troco de cone, tendo 13 cm de comprimento, expandida lateralmente e na vertical, com expansão final na saída de 1,5 vezes a de entrada. Presa ao cone, na boca expandida, fica uma saca de náilon com malha de 200 micra, tendo cerca de 60 cm de comprimento.

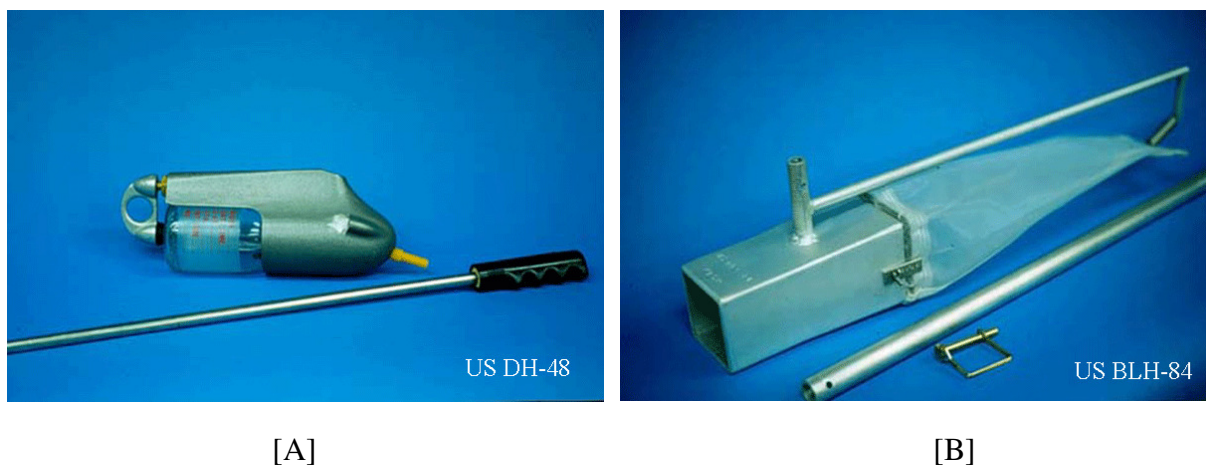


Figura 2 - Amostradores de sedimento. Amostrador de sedimento em suspensão US DH-48 (A); amostrador de sedimento de leito US BLH-84 (B).

Fonte: CPRM

2.2.4 Análise em laboratório

Em laboratório, o método a se aplicar para análise de sedimentos em suspensão depende da análise a ser realizada, da quantidade de sedimentos presentes na amostra e da qualidade dos sedimentos. O método da filtração é o mais indicado para amostras com baixas concentrações e o método da evaporação é preferido para altas concentrações ou quando o teor de argila na amostra for grande, dificultando a filtração. Caso o objetivo seja realizar somente a análise de concentração, deve-se optar pelo método de evaporação ou de filtração. Consoante às amostras de sedimento de leito, estas podem ser analisadas granulometricamente pelo método de peneiramento (CARVALHO et al., 2000a; CARVALHO, 2008).

2.2.5 Experimentos em regiões semiáridas

Segundo Carvalho et al. (2005), as fórmulas de Einstein e Brown, Yang (areias), Yang (pedregulho) são as mais confiáveis para uso em rios do semiárido.

A partir de estudos na bacia do rio Ebro (Espanha), com utilização de traçadores naturais (^{137}Cs), Navas et al. (2005) avaliaram a influência do solo e da fisiografia no processo de erosão e produção de sedimentos para três áreas distintas (árida, semiárida e temperada) e seus resultados mostraram que as maiores erosões e deposições ocorreram na região semiárida.

Figueiredo e Bathurst (2005) conduziram experimentos na região semiárida do Brasil, relacionando a produção de sedimentos com a escala da bacia e mostraram que o pico de descargas, o volume e a produção de sedimentos foram afetados pela área da bacia, o uso do solo e a precipitação. Em termos de vazão, o grande efeito foi sobre a descarga máxima, a qual aumentava com o nível de desflorestamento e com a precipitação. Pertinentes ao sedimento, verificaram que a taxa de erosão decrescia com o aumento da área da bacia, mas aumentava conforme o aumento no nível de desflorestamento e da precipitação.

Em regiões semiáridas, Onda et al. (2007) relataram que os solos possuem baixo teor orgânico e alto percentual de silte, o que resulta em uma alta susceptibilidade à erosão.

Destarte, em áreas cultivadas do semiárido, a erosão acelerada pode conduzir a um processo de desertificação significativo.

Achite e Ouillon (2007) estudaram, em uma bacia do semiárido da Argélia, a variabilidade temporal de sedimentos transportados a partir de uma série histórica de mais de 22 anos de monitoramento de concentrações de sedimentos e descargas líquidas e obtiveram uma produção de sedimentos média em torno de $136 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$.

Experimento desenvolvido por Haregeweyn et al. (2008), no semiárido da Etiópia, teve por objetivo avaliar a variabilidade espacial da erosão bruta e desenvolver um modelo para estimar a produção de sedimento, identificando para onze ambientes representativos seus fatores controladores. Nesse sentido, os autores estudaram a função das características biofísicas dos ambientes e sua interação no controle da variabilidade da erosão bruta e da produção de sedimento. A correlação para as onze áreas estudadas mostrou que o comprimento total de drenagem, a área de contribuição, a diferença de declividade, nesta ordem de importância, afetam significativamente a erosão absoluta.

2.2.6 Curva-chave de descarga de sedimento

A carga de sedimentos, conforme Vanoni (1977 apud SANTOS et al., 2001), se relaciona com o tipo de material transportado, enquanto o termo “descarga sólida” ou “descarga de sedimentos” é definido como a massa total de sedimentos que passa em uma seção transversal do rio por unidade de tempo, comumente expressa em toneladas por dia. Os mesmos autores relatam, ainda, que outra grandeza física de vasta importância no que tange o transporte de sedimento é a concentração, expressa em mg.L^{-1} e definida como a razão entre a descarga sólida e a líquida multiplicada por um fator de correção.

Para Verstraeten e Poesen (2001), medições de cargas de sedimentos podem ser feitas por vários métodos como, por exemplo, monitorando cargas de sedimentos em suspensão e descargas de água; utilizando curvas-chave; medindo a carga total de sedimentos erodidos e depositados, no caso de microbacias; medindo a massa de sedimentos assoreados em reservatórios e lagos.

A medição de vazão líquida consiste em determinar a área da seção e a velocidade média do fluxo que passa nesta seção. A área é determinada por meio da medição da largura

do rio e da profundidade em um número significativo de pontos ao longo da seção (verticais), nas quais também é realizada a medição da velocidade com molinete hidrométrico, em um número significativo de pontos a diferentes profundidades (Tabela 1), que irão originar a velocidade média na vertical (SANTOS et al., 2001).

Tabela 1 - Cálculo da velocidade média na vertical (método detalhado)

Nº de pontos	Posição na vertical (*) em relação à prof. "p"	Cálculo da velocidade média, na vertical	Profundidade (m)
1	0,6 p	$v_m = v_{0,6}$	0,15 – 0,6
2	0,2 e 0,8 p	$v_m = (v_{0,2} + v_{0,8})/2$	0,6 – 1,2
3	0,2; 0,6 e 0,8 p	$v_m = (v_{0,2} + 2v_{0,6} + v_{0,8})/4$	1,2 – 2,0
4	0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 p	$v_m = (v_{0,2} + 2v_{0,4} + 2v_{0,6} + v_{0,8})/6$	2,0 – 4,0
6	S; 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 p e F	$v_m = [v_S + 2(v_{0,2} + v_{0,4} + v_{0,6} + v_{0,8}) + v_F]/10$	> 4,0

(*) S – superfície; F – fundo

Fonte: DNAEE, 1977 apud (SANTOS et al., 2001)

Vários fatores devem ser conhecidos e considerados ao aplicar-se a curva-chave de sedimentos. A curva-chave de sedimentos correlaciona a descarga de sólidos em suspensão unicamente à vazão, mas na realidade esse transporte não depende somente da capacidade do fluxo em transportar sólidos, mas de outros fatores, tais como a disponibilidade de material mobilizado, que irá depender de eventos anteriores, usos do solo. Além da dispersão normalmente observada nas curvas-chave de sedimento, há ainda a não estacionaridade da curva, já que esta pode mudar periodicamente para uma seção (BICALHO, 2006).

Conforme Chevallier (2007) para determinar a curva-chave (relação entre o nível da água de um rio e sua descarga líquida) há a necessidade de se conhecer certa quantidade de par cota-vazão medida em condições reais. O método mais simples e mais lógico consiste em interceptar o fluxo da água em um recipiente calibrado e cronometrar o tempo de enchimento de um volume conhecido, resultando na determinação da vazão a partir de velocidades do fluxo da água.

O mesmo autor relatou, então, que existem vários métodos para cálculo da vazão a partir do valor da velocidade medida em pontos, sendo um dos mais usados o método de integração por vertical. Nesse método utiliza-se para medir a velocidade da água, molinetes e micromolinetes, os quais são equipamentos com uma hélice que gira quando é colocada no sentido do fluxo da água. O princípio comumente adotado é que a rotação em torno do eixo abre e fecha um circuito elétrico. Contando o número de voltas durante um intervalo de tempo fixo, obtém-se a velocidade de rotação da hélice que está relacionada com a velocidade do fluxo, através de uma fórmula do tipo $V = aN + b$, sendo V a velocidade do fluxo, N número

de rotações por segundo e a e b as constantes características da hélice fornecidas pelo fabricante. Para contar os impulsos gerados pelo molinete utiliza-se um conta-giros.

Entre os métodos mais utilizados para o traçado da curva-chave e a posterior obtenção da equação estão o método do traçado visual e o método da regressão linear. Todavia, a relação mais comum é curva-chave de sedimentos em forma de potência (CARVALHO, 2008).

Nessa linha, apresentam-se abaixo alguns trabalhos encontrados na literatura:

De acordo com Vanlierde et al. (2005), múltiplas curvas-chave para um mesmo local têm sido utilizadas para compreender a questão da sazonalidade e/ou para estudar as diferentes partes de um hidrograma de eventos.

Em consonância, Carvalho et al. (2005) e Lima et al. (2005) relataram que a vantagem da técnica da curva-chave de sedimentos é que, uma vez desenvolvida, ela pode ser aplicada para dados mais antigos de vazão, recuperando informações de longo prazo sobre o transporte de sedimentos e preenchendo as falhas entre os registros existentes. Rovira, Batalla e Sala (2005), estudando o transporte de sedimentos na bacia do rio Tordera (Espanha) obtiveram para uma seção monitorada três diferentes relações entre descargas líquidas e concentração de sedimentos em suspensão: para fluxo de base; para cheias primárias (as quais ocorrem após um longo período com baixos fluxos) e; para cheias secundárias (aquelas que ocorrem depois de uma sucessão de cheias), bem como uma curva-chave entre vazões líquidas e descargas de sedimentos de leito. Os autores tinham por escopo, através dessas correlações, minimizarem os erros na estimativa de produção de sedimentos.

Chella et al. (2005), determinaram relações entre descargas sólidas e líquidas através do monitoramento sistemático de sedimentos na Bacia do Rio Barigui (Paraná). Os pesquisadores obtiveram curvas-chave de sedimentos para quatro postos fluviométricos localizados na área, e que apresentaram coeficientes de determinação R^2 variando de 0,28 a 0,93.

Estudando a produção de sedimentos em uma bacia monitorada de Taiwan durante um período de seis anos, Chen et al. (2006) obtiveram correlações entre descargas de sedimentos em suspensão e descargas de água, para várias faixas de concentração, variando de 10 mg.L^{-1} a valores maiores que 10.000 mg.L^{-1} . Os coeficientes de determinação R^2 obtidos ficaram em um intervalo de 0,54 a 0,96.

A partir das concentrações de sedimentos em suspensão e suas respectivas vazões na Bacia do Alto Ipanema (Pesqueiro-PE), no período de fevereiro de 2004 a agosto de 2005, Santos et al. (2006) obtiveram uma curva-chave de descarga sólida em suspensão. Os autores

verificaram, para o referido período, que o ajuste da curva-chave de descarga sólida em suspensão foi adequado, apresentando um elevado ajuste entre as variáveis analisadas com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,99$).

Conforme Merten et al. (2007) salientaram, apesar das várias deficiências observadas na utilização da curva-chave de sedimentos, essa relação é comumente empregada para se estimar o fluxo de sedimentos em suspensão nos rios, não apenas no Brasil, mas também em demais países do mundo e a mesma é uma alternativa utilizada devido às dificuldades de obtenção de dados contínuos de concentração de sedimentos em suspensão.

Experimentos realizados por Achite e Ouillon (2007), encontraram correlações entre os valores médios diários de descargas de água e concentração de sedimentos em suspensão com base em 138 eventos. No caso, foram determinadas quatro curvas-chave com respectivos coeficientes de determinação: para todos os eventos ($R^2 = 0,578$); para eventos intermediários ($R^2 = 0,829$); para eventos extremos ($R^2 = 0,746$) e; para eventos menores que a média ($R^2 = 0,970$).

Silva Júnior et al. (2008) realizaram observações de campo no Agreste de Pernambuco, entre março e maio de 2008, para determinação da curva-chave em uma seção de controle natural inserida no rio Mimoso. Os autores verificaram que para o período em estudo o ajuste da curva-chave de descarga sólida em suspensão foi adequado, apresentando um elevado coeficiente de determinação ($R^2 = 0,99$) entre as variáveis analisadas.

Por sua vez, Francke et al. (2008) em estudo desenvolvido na bacia Isábena (Espanha) determinaram várias curvas-chave de sedimento não somente correlacionando com vazões mas, também, com parâmetros tais como precipitação, vazão acumulada, ramo ascendente e descendente do hidrograma, dia juliano. Contudo, no referido estudo, em duas das quatro sub-bacias monitoradas a vazão foi a variável mais significativa na determinação da concentração de sólidos suspensos.

2.3 Assoreamento de reservatórios

Todo curso d'água, normalmente, apresenta um equilíbrio em relação ao transporte de sedimento, seja por arrasto e saltitação junto ao leito, seja em suspensão na corrente, e existe uma tendência natural para que este seja depositado quando o fluxo natural de sedimentos encontrar água com menor velocidade (alteração do fluxo), conforme a maior

ou menor granulação das partículas e a menor ou maior turbulência do escoamento. (CARVALHO et al., 2000b; CARVALHO, 2008).

Carvalho et al. (2000b) relataram que vários fatores influenciam a formação dos depósitos, sendo que os principais são: (i) os sedimentos afluentes; (ii) a eficiência de retenção do sedimento no reservatório e; (iii) a densidade dos depósitos e volume de sedimentos depositados. Para os mesmos autores, os parâmetros envolvidos nas estimativas de assoreamento são: (i) a carga de sedimentos: que é a quantidade de material sólido afluente a uma dada seção num curso d'água, podendo ser dividida em carga de leito (fundo e suspensão) e *wash load* (carga de lavagem); (ii) a eficiência de retenção de sedimentos: que é a razão entre a carga sólida que se deposita no leito do reservatório e a carga sólida total afluente, obtida a partir de medições sistemáticas das descargas sólidas afluentes e a jusante da barragem e; (iii) o peso específico dos depósitos de sedimentos: que é a relação entre o peso seco do material e o volume ocupado pelo depósito. A estimativa deste parâmetro é necessária para a transformação da carga sólida retida em volume sedimentado.

À medida que a deposição de sedimentos aumenta, a capacidade de armazenamento do reservatório diminui, a influência do remanso aumenta para montante, as velocidades no lago aumentam e maior quantidade de sedimentos passa a escoar para jusante diminuindo a eficiência de retenção das partículas, demonstrando que a evolução de fundo do reservatório depende fortemente da geometria do reservatório e do tamanho do sedimento depositado (MORRIS; FAN. 1997; CARVALHO et al., 2000b).

Medeiros e Vieira (2006) relataram que, quantitativamente, o aporte de sedimentos resulta no assoreamento dos reservatórios e, por consequência, na redução da capacidade de acumulação e de regularização da vazão.

Todavia, conforme Carvalho (2008), nem todos os reservatórios possuem o mesmo comportamento no que diz respeito à formação do assoreamento, sendo função da geometria do lago, da topografia, da sinuosidade do curso d'água, da área de drenagem, dos rios afluentes, do tipo de operação do reservatório, da granulometria dos sedimentos, da vazão afluente, da velocidade dentro do lago e outros. Decorrendo assim, que cada caso deverá ser estudado considerando as diversas variáveis.

Estudando o processo de assoreamento em reservatórios do Semiárido em sete bacias hidrográficas do Estado do Ceará, (ARAÚJO, 2003; ARAÚJO et al., 2003) encontraram que a taxa característica de assoreamento para a região é algo em torno de $2,7 \text{ t.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. Tal resultado corresponde a uma perda média de volume de 1,85% a cada década.

Experimentos conduzidos por Araújo e Knight (2004), no Semiárido brasileiro para sete bacias, mostraram que a capacidade de armazenamento hídrico está sendo reduzida a uma taxa de 2% por década. Isso corresponde a uma redução de 30 Mm³ a cada ano no Estado do Ceará.

Em pesquisas realizadas em reservatórios do Semiárido brasileiro (ARAÚJO; BRONSTERT; GÜNTNER, 2005; ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006) concluíram que a sua capacidade média de redução de acumulação de água é quase 0,2% por ano. Constataram que as perdas de acumulação verificadas possuem um amplo intervalo de variação, passando de 0,18% por ano para as bacias hidrográficas rurais a 0,56% ao ano para a bacia urbana do reservatório Santo Anastácio. Os mesmos autores relataram, também, que assumindo os parâmetros médios das amostras, a capacidade de armazenamento e o rendimento hídrico no Estado do Ceará reduzem cerca de 41 Mm³ e 388 L.s⁻¹ a cada ano, respectivamente.

Ao passo que Mamede, Araújo e Bronstert (2007) analisaram a influência do clima e os fatores sócio-econômicos no processo de sedimentação e disponibilidade hídrica. Os resultados encontrados (nível de confiança de 90%) mostraram uma redução no armazenamento hídrico variando de 2% a 4,6% por década dependendo do cenário considerado. A pesquisa concluiu, ainda, que o processo de sedimentação é mais fortemente afetado pelo uso do solo que pela mudança climática.

2.4 Modelagem hidrossedimentológica

A estimativa de produção de sedimentos em bacias hidrográficas pode ser efetuada mediante emprego de modelos, podendo estes ser classificados quanto: (i) à sua estrutura e, (ii) a sua escala. Quanto à estrutura, classificam-se em empíricos, os quais relacionam concentração e vazão, ou conceituais (semi-conceituais, pois normalmente apresentam algum empirismo em sua formulação) equacionando os processos de transformação e transporte de poluentes na bacia vertente. Relativo à escala, os modelos podem ser classificados em globais (concentrados), onde consideram a bacia vertente como uma unidade homogênea em toda a sua superfície e desconsideram os processos de transformação e transporte, ou distribuídos, quando consideram heterogeneidades do clima, solo, vegetação, relevo e ocupação da bacia vertente (SOUZA et al., 2006).

Santos et al. (2001) depreenderam que os modelos erosivos são de vasta importância por: permitirem localizar, espacialmente, as áreas com processos erosivos mais acentuados, favorecer a tomada de decisões; estimar o transporte de sedimentos quantitativamente no espaço e no tempo, facilitar o planejamento da rede de monitoramento sedimentométrico e, permitir a estimativa de variações na carga de sedimentos devido a alterações no uso do solo.

Conforme De Paiva (2001a), a grande maioria dos modelos globais para a estimativa de produção de sedimentos em pequenas bacias tem origem na Equação Universal da Perda de Solo (Universal Soil Loss Equation - USLE). De acordo com Wischmeier e Smith (1978), a USLE é um modelo destinado a calcular a perda de solo proveniente da erosão laminar e por sulcos, não prevendo deposição nem computando produção de sedimento por ravina e erosão das margens e fundo de canal.

A USLE é constituída por fatores naturais (e.g. erosividade das chuvas, erodibilidade dos solos, geometria da encosta afetada) que não podem ser modificados facilmente, e por fatores influenciados diretamente pelo homem (e.g. uso, manejo e práticas conservacionistas). Esta equação foi testada inicialmente para parcelas experimentais de 22 m com declividade de 9%. Embora seja uma equação empírica tem grande aceitação e emprego por ter sido obtida a partir de 10.000 medições para as mais diversas condições de chuva e solos. A USLE é expressa conforme a equação (4).

$$\varepsilon = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (4)$$

Na equação 4, ε = perda de solo por unidade de área e tempo, em $\text{ton} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$; R = fator de erosividade da chuva ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$); K = fator de erodibilidade do solo, que representa a capacidade do solo de sofrer erosão por uma determinada chuva ($\text{ton} \cdot \text{h} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$); L = fator topográfico que expressa o comprimento do declive (-); S = fator topográfico que expressa a declividade do terreno ou grau do declive (-); C = fator que expressa uso e manejo do solo e cultura (-); P = fator que expressa a prática conservacionista do solo (-). Haan, Barfield e Hayes (1994) apresentam maiores detalhes para a obtenção dos parâmetros dessa equação.

Em detrimento às suas limitações a USLE sofreu algumas modificações dando origem a Equação Universal Modificada da Perda de Solo (MUSLE). Nesse modelo o índice de erosividade da chuva é substituído por informações do hidrograma produzido por uma chuva isolada, originando como resultado o aporte de sedimentos no exutório da bacia por

eventos pluviométricos. Com isso, é possível estimar a carga de sedimentos diretamente (CHAVES, 1996 apud SANTOS et al., 2001).

Somando-se a USLE, há ainda diversos modelos para a predição da erosão hídrica, destacando-se: Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE); Water Erosion Prediction Project (WEPP); Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation (ANSWERS); Kentucky Erosion Model (KYERMO); e European Soil Erosion Model (EUROSEM) (SIAKEU; OGUCHI, 2000).

Consoante aos modelos empíricos, estes são assim designados por não terem uma fundamentação física dos processos, mas em formulações calcadas, principalmente, na regressão de algumas variáveis medidas (e.g. concentração de sólidos suspensos, turbidez, vazão) conduzindo à estimativa da variável desejada (descarga sólida). Trata-se, normalmente, de modelos de aplicação simples, mas com características peculiares por ter um horizonte de aplicação vinculado às características das variáveis utilizadas no ajuste dos modelos (SOUZA et al., 2006).

No sentido de se obter uma melhor acurácia em relação aos valores encontrados para a produção de sedimentos em grandes áreas a partir da USLE/RUSLE, pesquisadores utilizam uma razão de aporte de sedimento (Sediment Delivery Ratio – SDR) comumente usada nos estudos de erosão e de transporte de sedimento para descrever a extensão na qual o solo erodido (sedimento) é depositado dentro da bacia. A SDR é definida como a razão entre a produção de sedimento medida e a erosão bruta da bacia nesta área. A razão de aporte de sedimento é influenciada pela textura do material erodido, pelas condições do uso da terra, pelo clima, pelo fluxo local do ambiente, e em geral pela posição fisiográfica. Geralmente, com o aumento no tamanho da área de drenagem, a SDR decresce (BROOKS et al., 1991; HAAN; BARFIELD; HAYES, 1994).

Morris e Fan (1997) apresentam a relação entre a produção de sedimento e a área de drenagem obtida a partir de medições em reservatórios na região oeste dos Estados Unidos (Figura 3).

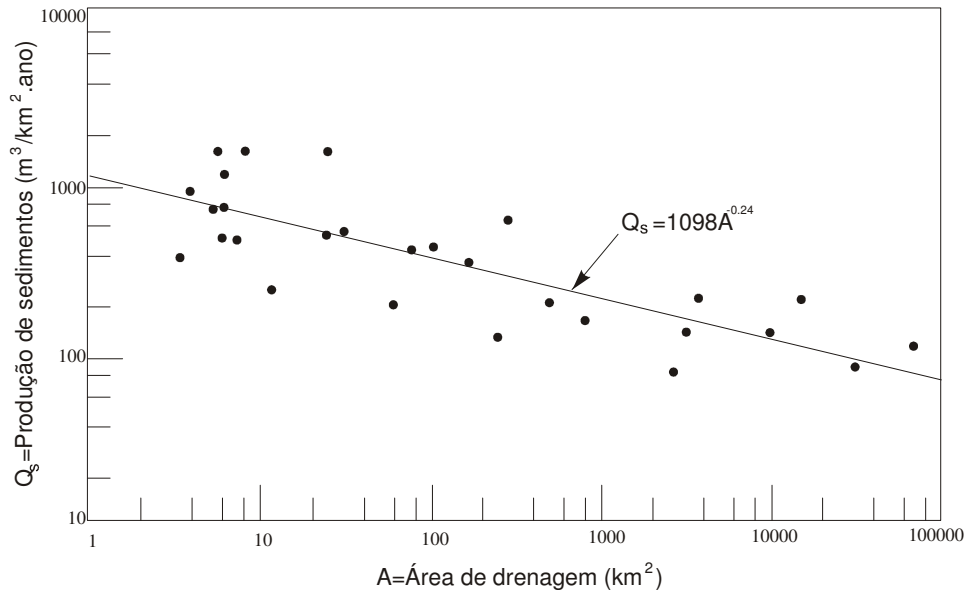


Figura 3 - Relação entre produção de sedimentos e área de drenagem

Fonte: Morris; Fan (1997)

Aplicando o modelo WATEM/SEDEM em conjunto com dados de SRTM, Verstraeten (2006) estimou a produção de sedimento para a bacia do rio Scheldt (norte da França) com cerca de 19.000 km^2 . O modelo gerou um suprimento total de sedimento da encosta para o canal do rio de cerca de $1,9 \times 10^6 t \cdot ano^{-1}$, indicando uma grande variabilidade espacial na entrega de sedimento erodido e com a maior fonte de sedimento situada nas partes altas da bacia. Também mostrou que a produção de sedimento diminui em uma área específica com o aumento da área de contribuição.

Em experimentos conduzidos por De Vente et al. (2008), a erosão do solo e a produção de sedimentos em escala regional (na Espanha) foram analisados e comparados a partir dos modelos WATEM/SEDEM (fundamentado na RUSLE), o PESERA e o SPADS aplicados a 61 reservatórios. Os autores concluíram que a estimativa da produção de sedimento em escala regional requer uma avaliação de todo o processo de erosão e transporte de sedimento e que o uso de modelos simplificados, que requerem uma quantidade limitada de dados, parece ser preferível e fornecer bons resultados.

Por sua vez, Mamede et al. (2008) em simulação realizada na bacia do Benguê, no nordeste brasileiro, depreendeu que o modelo WASA-SED mostrou ser adequado na reprodução de processos hidrossedimentológicos de regiões semiáridas.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 A Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe

O Jaguaribe, principal rio do Estado do Ceará, percorre um trajeto aproximado de 633 km, desde as suas nascentes na Serra da Joanhina, no Município de Tauá, até a sua foz no Oceano Atlântico. A Bacia do Rio Jaguaribe drena uma área de 72.645 km², correspondendo a aproximadamente 48% do Estado do Ceará. Por sua vez, a Bacia Hidrográfica do Alto Jaguaribe, localizada a montante do açude Orós, drena uma área de 24.636 km². O rio Jaguaribe, nesta região, possui uma extensão aproximada de 325 km, e têm declividades que variam de 0,03% a 2,50%, sendo a declividade média de 0,06% (IPECE, 2008). A Figura 4 ilustra a delimitação da bacia em estudo a qual está situada geograficamente entre as coordenadas 9.200.000 m – 9.400.000 m e 300.000 m – 500.000 m considerando-se o sistema de coordenadas UTM (zona 24S, SAD-69 datum).

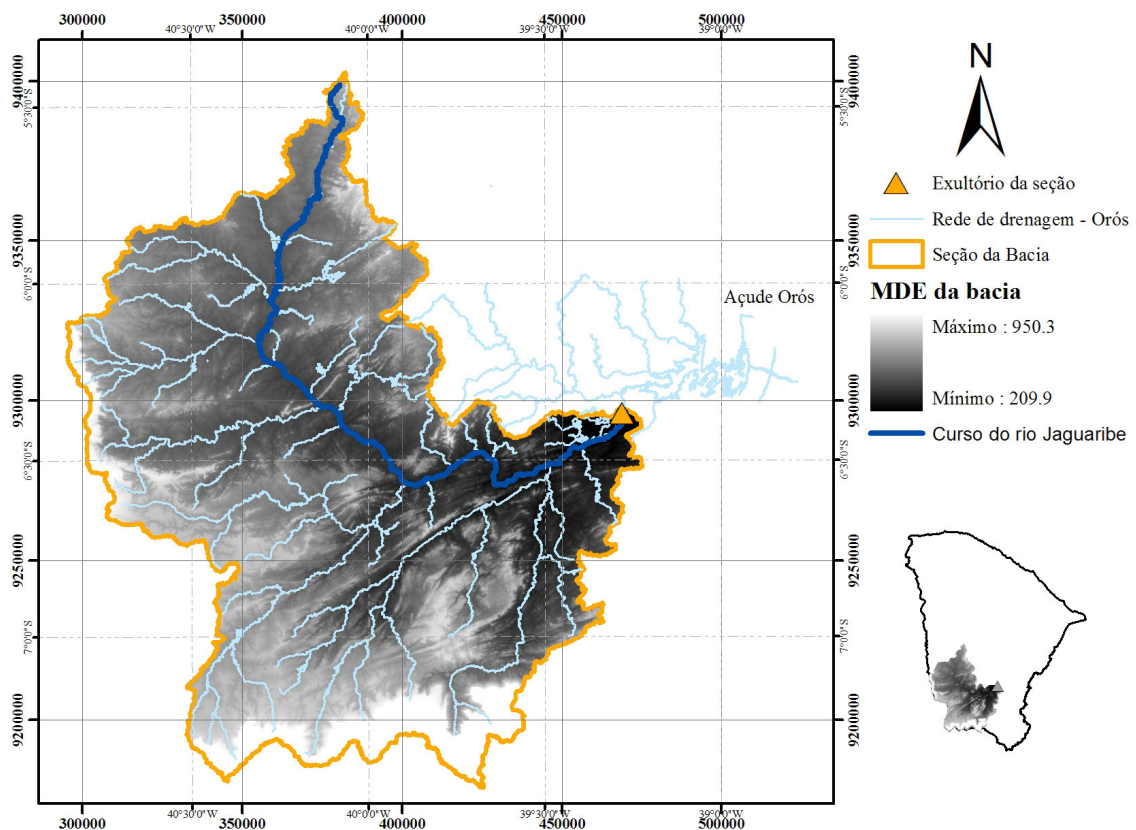


Figura 04 – Delimitação da bacia de estudo e sua localização no estado do Ceará

3.2 Clima e vegetação

O clima é do tipo BSh (baseado na classificação de Köppen): com precipitação anual menor que 1.000 mm (sendo que quase a totalidade das chuvas ocorre no período entre fevereiro e maio), e temperatura média anual maior que 25°C (com pequena amplitude térmica anual e média amplitude térmica diária); a evaporação anual também é alta: cerca de 2.000 mm (FUCK JÚNIOR, 2008).

As chuvas do Estado do Ceará podem ser caracterizadas principalmente pela má distribuição temporal e espacial, fenômeno que se agrava bastante durante os anos mais secos. Os valores médios mensais de precipitação apresentados por Porto et al. (2002), são mostrados na Figura 5. Pode-se observar uma marcante irregularidade das chuvas ao longo do ano com uma distribuição unimodal.

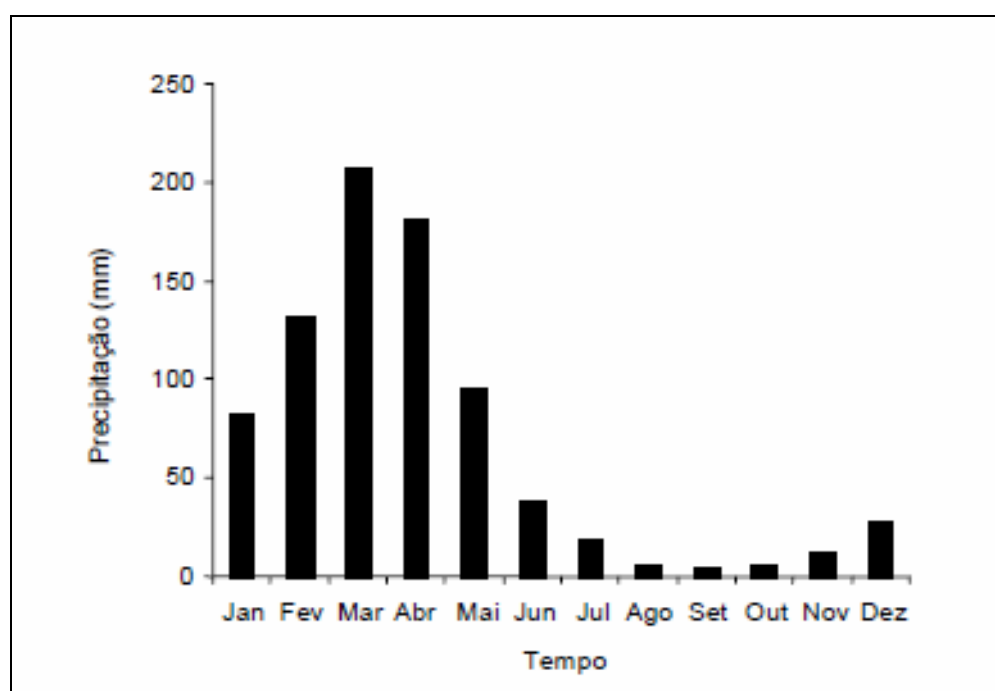


Figura 5 - Precipitação média mensal do Estado do Ceará
Fonte: Porto et al. (2002)

Vale destacar que a precipitação costuma concentrar-se em alguns meses do ano hidrológico, entre janeiro e junho. Os meses restantes constituem um período praticamente seco, representando pequeno percentual de toda a precipitação pluviométrica anual. A região semiárida do nordeste do Brasil se caracteriza pela má distribuição das chuvas no tempo e no espaço, apresentando um período de estiagem e um período chuvoso, o qual é representado

por chuvas de alta intensidade e de curta duração, resultando em elevado risco de perda de solo (SANTOS et al., 2006).

O semiárido brasileiro é o mais chuvoso do planeta: a pluviosidade é, em média, 750 mm.ano^{-1} variando, dentro da região, de 250 mm.ano^{-1} a 800 mm.ano^{-1} . Todavia, existe déficit hídrico. Mas isso não significa falta de chuva ou de água. A grande questão está na relação chuva-evaporação onde a chuva que cai é menor que a água que evapora. No semiárido brasileiro, a evaporação potencial é de $3.000 \text{ mm.ano}^{-1}$, três vezes maior que a precipitação (MALVEZZI, 2007).

Os tipos predominantes de vegetação são a Caatinga Arbórea (maior área da bacia) e a Caatinga Arbustiva Densa (microrregião de Iguatu). A vegetação é relativamente escassa e dispersa, à exceção do sul da sub-bacia, onde a vegetação mais adensada e as rochas sedimentares favorecem a infiltração das águas precipitadas, cujas quantidades aumentam em direção leste, aumentando-se também a drenagem superficial (FUCK JÚNIOR, 2008). A Figura 6 ilustra a vegetação da região em estudo.



Figura 6 – Vegetação típica da região da bacia do Alto Jaguaribe

3.3 Solos

No Ceará, quanto às características geológicas do substrato rochoso, pode-se observar que 75% do território são de natureza cristalina (Tabela 2). Os solos retêm quantidades mínimas de águas de chuvas, as quais logo se escoam e se evaporam. Por isso, há escoamento nos rios e riachos somente nos períodos chuvosos. Fora da estação das chuvas os leitos dos rios permanecem secos, onde, às vezes, encontram-se em seus cursos pequenos poços ou lagoas decorrentes de soleiras ou depressões naturais, os quais, por sua pouca profundidade, se evaporam rapidamente.

Tabela 2 – Percentual dos diferentes tipos de solo encontrados no Estado do Ceará

Solos	Área (km²)	Percentual (%)
Argissolos	36.720,6	24,92
Cambissolos	1.352,2	0,92
Chernossolos	1.497,6	1,02
Gleissolos	1.127,8	0,77
Latossolos	8.071,2	5,48
Luvissolos	24.885,6	16,89
Neossolos	53.525,5	36,32
Nitossolos	859,2	0,58
Planossolos	16.803,3	11,40
Plintissolos	446,9	0,30
Vertissolos	2.083,6	1,41
Total	147.374	

Fonte: IPECE (2003)

De acordo com Plano Estadual de Recursos Hídricos do Ceará (COGERH,1999), da área total ocupada pela bacia do alto Jaguaribe somente 14,6% é ocupada por rochas sedimentares, sendo estas representadas por aluviões (665 km²), coberturas terciário-quaternárias (1.214,1 km²), pelas Formações Feira Nova (637 km²), Santana (306 km²), Serra Grande (276 km²), Missão Velha (11 km²) e Mauriti (4 km²) e pelo Grupo Rio do Peixe (267 km²). O embasamento cristalino ocupa 85,4% da sub-bacia. Os solos são geralmente pouco profundos, pedregosos, com fertilidade média a alta. As principais ocorrências são de Podzólicos Vermelho-Amarelos eutróficos, Solos Litólicos eutróficos, Planossolos Solódicos e Bruno Não Cálcicos.

3.4 Disponibilidade hídrica superficial

Os açudes são os grandes responsáveis pela oferta hídrica superficial no Estado do Ceará, ficando os lagos naturais como soluções mais localizadas, sem grande impacto na oferta. Segundo o Plano Estadual de Recursos Hídricos, os reservatórios capazes de exercer essa função são aqueles cuja capacidade é igual ou superior a 10 milhões de metros cúbicos. Nesse sentido, tais açudes apresentam condições de acumular água em determinado ano e transferir parte do volume acumulado para anos subseqüentes, atravessando, com alguma reserva de água, anos seguidos e algumas secas, sendo operados de maneira que as falhas no fornecimento de água possam ocorrer em até 10% do tempo (COGERH, 2001). Não obstante, os açudes com capacidade menor do que 10 milhões de metros cúbicos têm como principal função a transferência de volumes de água armazenados na estação chuvosa (fevereiro a maio) para serem utilizados na estação seca (demais meses) de um mesmo ano. Ilustrando, uma análise comparativa entre a situação de disponibilidade hídrica existente (cenário 2000) e a projetada para o ano de 2010 é apresentada na Tabela 3. Considerando-se que até 2010 os quatro reservatórios planejados para a bacia sejam construídos, isso promoverá um aumento de 18,63% na capacidade de acumulação da região, passando o mesmo para cerca de 3 hm³.

Tabela 3 - Cenários futuros de capacidade para a Região Hidrográfica do Alto Jaguaribe

Região Hidrográfica do Alto Jaguaribe		
Cenário	Reservatório	Capacidade (hm³)
Ano 2000	Benguê	19,56
	Canoas	69,25
	Favelas	30,10
	Muquém	47,64
	Orós	1.940,00
	Poço da Pedra	52,00
	Rivaldo de Carvalho	19,52
	Trici	16,50
	Trussu	301,0
	Várzea do Boi	51,91
Subtotal – Cenário 2000		2.547,48
	Arneiroz II	197,06
	FAE	23,40
	Jucá	34,17
	Mamoeiro	219,90
Subtotal – Cenário 2010		3.022,01

Fonte: Planejamento Estadual de Recursos Hídricos (COGERH, 1999)

O Estado do Ceará tem 93% de seu território inserido no polígono das secas, apresentando todos os seus rios caráter intermitente. Diante disso, o governo tem implantado, ao longo dos anos, uma infra-estrutura hídrica representada, principalmente, pelos reservatórios de acumulação de água. Contudo, além das políticas ambientais, a mitigação dos impactos negativos tornou-se uma questão que integra todos os processos, não somente da construção de barragens, mas também de qualquer outra infra-estrutura hídrica (COGERH, 2001). Com base nos dados obtidos na Secretaria de Recursos Hídricos do Ceará (SRH-CE), a capacidade dos principais açudes é em torno de 2.812 hm³ (Tabela 4).

Tabela 4 - Principais açudes da bacia do Alto Jaguaribe

Açude	Município	Capacidade (hm³)
Anjinho	Santana do Cariri	1,20
Antonina	Antonina do Norte	0,60
Arneiroz II	Arneiroz	197,06
Benguê	Aiuaba	19,56
Caio Prado	Santa Quitéria	2,22
Caçaras	Banabuiú	1,07
Caldeirão	Saboeiro	5,00
Canoas	Assaré	69,25
Do Coronel	Antonina do Norte	1,77
Espirito Santo	Parambu	3,30
Favelas	Banabuiú	30,10
Faé	Quixelô	24,41
Forquilha II	Banabuiú	3,40
Marcio Fernandes	Iguatu	1,50
Monte Sion	Parambu	3,10
Muquém	Cariús	47,64
Orós	Orós	1.940,00
Parambu	Parambu	8,53
Pau Preto	Potengi	1,81
Poço da Pedra	Campos Sales	52,00
Quinquê	Deputado Irapuan Pinheiro	7,13
Rivaldo Carvalho	Catarina	19,52
Trici	Banabuiú	16,50
Trussu	Iguatu	301,00
Valério	Caririaçu	2,02
Várzea do Boi	Banabuiú	51,91
Buenos Aires	Catarina	-
Capacidade Total		2.811,60

FONTE: Atlas eletrônico – SRH (2009)

Nessa conjuntura os reservatórios são classificados conforme o Decreto N° 23.068, de 11 de fevereiro de 1994 (Tabela 5).

Tabela 5 - Classificação dos açudes – Decreto N° 23.068, de 11 de Fevereiro de 1994

Classe	Volume Hidráulico (hm³)	Superfície Hidráulica (km²)
Micro	Até 0,5	Até 3
Pequeno	de 0,5 a 7,5	de 3 a 50
Médio	de 7,5 a 75	de 50 a 500
Grande	de 75 a 750	de 500 a 5.000
Macro	> 750	> 5.000

Fonte: Decreto n° 23.068, de 11 de Fevereiro de 1994, publicado no Diário Oficial do Estado – DOE de 18 de Fevereiro de 1994

3.5 Uso do solo

A cobertura vegetal exerce papel imprescindível à proteção e conservação dos recursos naturais, principalmente no que diz respeito aos solos.

A Tabela 6 apresenta o sumário global do uso do solo, por segmento de uso e pelo percentual total. As informações foram baseadas na classificação de imagens TM/Landsat em formato digital, corte 1:100.000.

Tabela 6 - Uso do solo na bacia do Alto Jaguaribe

Segmento de Uso	Alto Jaguaribe	
	Área (km²)	%
Área Irrigada	26,27	0,1
Caatinga densa	5.711,59	23,2
Caatinga arbustiva	9.677,57	39,3
Açudes	259,49	1,0
Área agrícola	1.221,59	4,96
Solo exposto	195,59	0,79
Áreas antropizadas	4.260,43	17,29
Macrófitas sedimentares	6,92	0,03
Mata ciliar	359,34	1,4
Área urbana	15,23	0,05
Vegetação litorânea	0,0	0
Nuvem	2.894,07	11,7
Sem dado	0,05	0
TOTAL	24.628,14	

Fonte: COGERH (1999)

Em vista das duras condições climáticas, com estações secas prolongadas e, principalmente, irregularidade do regime de chuvas, a agricultura manteve-se nos seus padrões de uso tradicionais, como forma de se ajustar ao meio, apreendido ao longo da história de ocupação do território, mantendo um razoável equilíbrio de sobrevivência na relação homem/meio. Na região do Alto Jaguaribe, a agricultura tradicional é amplamente praticada, caracterizando-se pela cultura de sequeiro, culturas de ciclo curto, predominando o milho e o feijão entre as demais culturas. Cultivadas na estação das chuvas (dezembro, janeiro e fevereiro), podem ser encontradas a solteiro, ou consorciadas, aproveitando-se de uma forma geral os terrenos mais baixos, onde se acumula mais água, empurrando-se para diante o início dos efeitos da estação seca, mantendo-se os terrenos úmidos (COGERH, 2001).

De acordo com o estudo da Companhia anteriormente citada, a pecuária tem uma distribuição generalizada em toda a região da bacia do rio Jaguaribe, e mesmo nas áreas agrícolas a criação sempre existe. Os rebanhos sejam bovinos, ovinos ou caprinos, de uma maneira geral são pequenos. As condições climáticas adversas não garantem nem alimentação suficiente nem água mantendo-se assim o efetivo do rebanho num certo estado de equilíbrio com o meio. Tem distribuição generalizada por toda a área da bacia em função de três características principais: a vegetação da Savana Estépica (Caatinga) é por tradição histórica um meio natural de criação de gado; o enraizamento cultural na região do sistema de produção tradicional em que a criação convive paralelamente com a agricultura; a caatinga é encontrada, ainda hoje, em maiores ou menores áreas em toda a extensão da bacia, já que a seca limita a expansão de espaço agrícola ou pecuário.

3.6 Caracterização da seção do exutório

A seção utilizada como referência nesse estudo, conforme a CPRM, localiza-se à margem esquerda do rio Jaguaribe, na ponte da Rodovia Estadual CE-282, que liga as cidades de Iguatu e Icó. Possui como coordenadas $06^{\circ}22'20,8''$ S e $39^{\circ}17'36,9''$ W, tendo como início de seu monitoramento o ano de 1913. Sua área de drenagem é de 21.000 km². Possui miras fluviométricas que constam de cinco lances de régua para leituras entre: 1/2, 2/3, 3/5, 5/7 e 7/9 m. Sua seção de medição está definida pelo corrimão da ponte, lado montante, com ponto inicial (PI) na margem esquerda e ponto final (PF) na margem direita, distanciados entre si 180 m. Possui trecho reto de natureza arenosa, com baixa inclinação, sujeita a

transbordamento a montante e a jusante da ponte onde se encontra instalada a estação; tendo como cota de transbordamento a cota do piso da ponte 12,37 m (Figura 7).

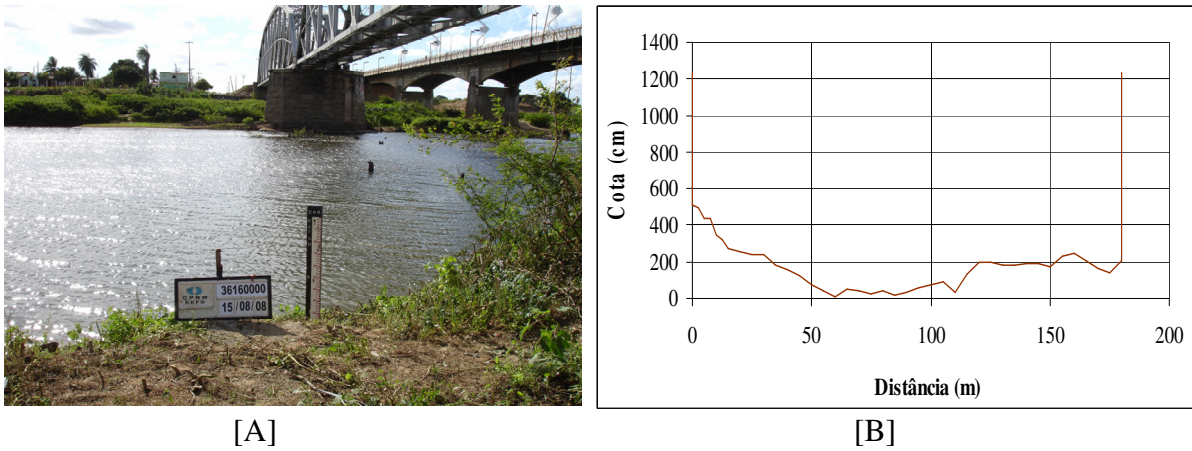


Figura 7 - Seção fluviométrica de Iguatu. Régua linimétrica (A) e perfil da seção (B)

Fonte: CPRM

4 MATERIAL E MÉTODOS

Para realização desta pesquisa foram utilizados os dados hidrométricos e hidrossedimentométricos da Companhia de Serviço Geológico do Brasil (CPRM) disponíveis no banco de dados HidroWeb, sob gestão da Agência Nacional de Águas (ANA). No caso, em consonância à etapa I (definida no item Introdução), foram obtidos dados de cota (altura da régua linimétrica) e vazão da estação fluviométrica localizada em Iguatu, no sentido de se compor uma série histórica pré-definida de 25 anos para o período entre 1984 a 2008, bem como dados referentes à geometria da seção. Fizeram-se, ainda, campanhas nos meses de maio e junho de 2008 para obtenção de vazão e concentração de sedimentos suspensos e em fevereiro e março de 2009 para obtenção de vazão e concentração de sedimentos suspensos e de leito.

No sentido de completar as falhas apresentadas na série histórica (vide quadro 1), fez-se uma modelagem com os dados disponíveis. Para tanto, adotou-se dois critérios, a saber: 1) para o período de janeiro a maio de 2004 (ano de eventos extremos) utilizou-se o método de Clark modificado para cálculo das vazões e; 2) para as demais falhas adotou-se a média diária anual das vazões no período (excluindo-se os anos de grandes eventos -1985 e 2004).

De acordo com Merten et al. (2007) um banco de dados composto, pelo menos, por um período de medições de vinte anos determina a confiabilidade e a representatividade dos dados, visto que diferentes tamanhos de bacia incorporam os possíveis efeitos de escala, enquanto que o longo período de medição retém as condições relativas à variabilidade temporal climática e física da bacia, que determinam o processo de erosão e, por consequência, a concentração de sedimento suspenso.

Quadro 1 - Meses, dentro o período amostrado de 1984 a 2008, com dados fluviométricos para a seção em estudo

Ano	Meses com dados de vazões											
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1984			X	X	X	X	X	X				
1985	X	X	X	X	X	X	X					
1986			X	X	X	X						
1987			X	X	X							
1988			X	X	X	X						
1989			X	X	X	X	X	X				X
1990	X	X	X	X	X	X		X	X			
1991	X	X	X	X	X	X	X					
1992		X	X	X	X	X						
1993			X	X	X							
1994			X	X	X	X	X					
1995		X	X	X	X	X						
1996	X	X	X	X	X	X	X	X				
1997	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
1998	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
1999	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2000	X	X	X	X	X	X						
2001												
2002	X	X	X	X	X							
2003		X	X	X	X	X						
2004	X	X				X	X	X	X	X	X	X
2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2006	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2007	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2008	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

Fonte: Banco de dados HidroWeb (ANA, 2008)

4.1 Método das isócronas

Conforme Righetto (1998) pode-se realizar a transformação chuva-vazão a partir da repartição da bacia em subáreas, por meio de isócronas. Nesse sentido, cada isócrona é especificada por um determinado tempo t , correspondente aos pontos da bacia nos quais os tempos de percurso da água, desses locais até o exutório, são iguais a t (Figura 8).

Por oportuno, salienta-se que o tempo de concentração (T_c), tempo necessário para que toda a área de uma bacia contribua com o escoamento superficial na seção de saída, foi calculado dividindo-se a bacia em trecho de superfície e de canal. O primeiro é definido pela tendência onde o escoamento ocorre, principalmente para alta declividade e a velocidade das superfícies pode ser obtida com base na equação nos cursos d'água apresentada por Porto, Tucci e Barros (1995). O tempo ao longo do rio pode ser estimado utilizando a equação de Manning, conforme apresentado por Tucci (2005). Por sua vez, o tempo de concentração total da bacia é a soma dos tempos de superfície e de canal. O processo de cálculo para o tempo de concentração é ilustrado pelas equações 5 a 11

$$t_c = \Delta t_1 + \Delta t_2 \quad (5)$$

$$\Delta t_1 = \frac{L_1}{\mu_1} \quad (6)$$

$$\mu_1 = K \cdot \sqrt{S_1} \quad (7)$$

$$S_1 = \frac{\Delta h \cdot \Sigma L}{A} \quad (8)$$

$$\Delta t_2 = \frac{L_2}{\mu_2} \quad (9)$$

$$\mu_2 = \frac{R^{2/3} \cdot S_2^{1/2}}{n} \quad (10)$$

$$S_2 = \frac{\Delta H}{\sqrt{0,8 \cdot A}} \quad (11)$$

em que: t_c = tempo de concentração na bacia (dia), Δt_1 = tempo de concentração para superfície (dia), Δt_2 = tempo de concentração na coluna d'água (dia), L_1 = comprimento médio da rampa (m), μ_1 = velocidade de superfície ($m \cdot s^{-1}$), μ_2 = velocidade da partícula na

coluna d'água ($m \cdot s^{-1}$), K = parâmetro em relação ao uso da terra (-), S_1 = declividade média da bacia em relação às curvas de nível (%), S_2 = declividade média do leito (%), Δh = equidistância das curvas de nível (m), ΔH = diferença de nível entre a cota máxima e a mínima (m), ΣL = somatório dos comprimentos das curvas de nível (km), R = raio hidráulico (m), n = coeficiente de rugosidade de Manning (-) e A = área da bacia (km^2).

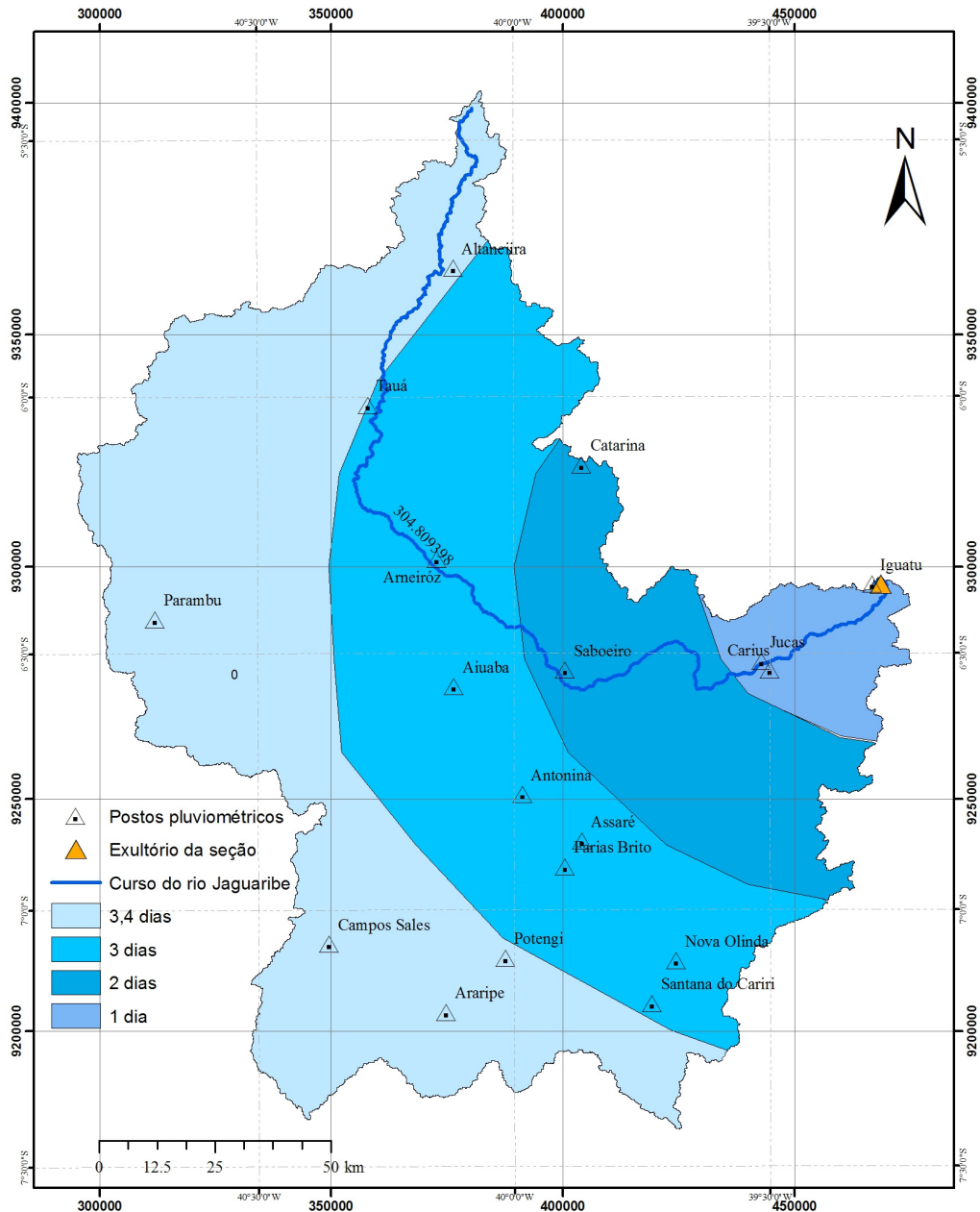


Figura 8 - Subdivisão da bacia em estudo em quatro isócronas com intervalo de um dia

Na Figura 8, ilustram-se quatro isócronas geradas e calculadas utilizando o software ArcGis 9. Tais isócronas dividem a bacia em estudo em áreas com igual tempo de concentração. A área A_1 é a área na qual está localizado o exutório da bacia e corresponde à isócrona de um dia, a qual, por sua vez, corresponde ao tempo Δt_1 e, assim divide-se a bacia sucessivamente. Dessa maneira, tem-se uma relação tempo-área (TUCCI, 2005), que caracteriza o método das isócronas como método de transformação da chuva em vazão. Admite-se, ainda, segundo Righetto (1998), que a contribuição de vazão de qualquer subárea ao curso d'água é independente das demais, tanto em sua magnitude quanto no traslado até ponto de saída da bacia.

4.1.1 Modelo modificado de Clark

No modelo modificado de Clark a vazão líquida, de um determinado dia, é obtida através da soma do decaimento exponencial da vazão anterior com o runoff devido às chuvas (Equação 12). Segundo Chow, Maidment e Mays (1988) o decaimento exponencial representa o decaimento do escoamento de base. Consoante ao Runoff, este considera a chuva de “N” dias anteriores em que esse período de dias é o tempo de viagem da água da chuva até o exutório.

$$Q_t = Q_{t-\Delta t} \cdot \exp(-k \cdot \Delta t) + \sum A_i \cdot \bar{I}_{i,t-\Delta t} \cdot C \quad (12)$$

na qual a primeira parcela exprime o escoamento de base e a segunda o método racional para cálculo de vazão, sendo: Q_t = a vazão para determinado dia (m^3/s), A_i = área de influência da isócrona (km^2), \bar{I} = precipitação média da área de influência da isócrona (mm), t = dia de referência (-), Δt = variação de tempo (dia), k = constante para decréscimo do escoamento de base (-) e C = coeficiente de escoamento de base (-).

4.1.2 Calibração

O parâmetro k foi calibrado a partir de nove eventos medidos em janeiro 2004 e oito eventos medidos em fevereiro de 2004 na seção, conforme dados do HidroWeb (ANA). O processo de calibração para o parâmetro k consistiu em determinar o seu valor ótimo por meio de tentativa e erro. Pertinente ao coeficiente de escoamento (parâmetro C) este depende, segundo Tucci, Porto e Barros (1995), de várias características (e.g. do solo, da cobertura, da intensidade da precipitação). Desta forma, o mesmo foi ajustado adotando-se dois valores distintos, sendo um representativo para o início do período chuvoso (janeiro) e o outro representativo para o período de fevereiro até o final do período chuvoso.

4.2 Obtenção de curva-chave

4.2.1 Amostragem de sedimentos suspensos

As coletas de amostras de água foram realizadas utilizando-se o amostrador DH-48 e um “mergulhão” adaptado (Figura 9).



[A]



[B]

Figura 9 - Aparelhos utilizados para coletas de amostras de sedimentos suspensos. Amostrador DH-48 (A) e “mergulhão” (B).

Para o cálculo da velocidade e da vazão líquida foi utilizado um micromolinete HIDROMECC em conjunto com um contador de pulsos HIDROMETRIA (Figura 10).



[A]

[B]

Figura 10 – Contador de pulsos marca HIDROMETRIA (A); Hélice do Micromolinete HIDROMECC

Os equipamentos foram operados a vau, exceto o “mergulhão” o qual foi utilizado para coletas em dias em que o nível do rio Jaguaribe estava acima dos níveis possíveis de se realizar a coleta a vau (período chuvoso).

4.2.2 Medição de vazão líquida

A vazão líquida foi determinada pelo somatório do produto da velocidade média por sua área de influência na seção.

Para se determinar a velocidade, definiram-se os pontos de coleta de dados com o micromolinete, entre 20 e 22 verticais com espaçamento regular entre eles (1 m) conforme a largura do rio (CARVALHO et al., 2000a). Em seguida, definiu-se no sensor eletromagnético do micromolinete o tempo em que este permaneceria submerso contando o número de giros de sua hélice, no caso, 40 s. Posteriormente, baseando-se na profundidade de cada vertical, realizava-se uma leitura a 60% da profundidade quando esta alcançava no máximo 60 cm; ou duas leituras, a 20% e 80% de sua profundidade quando a mesma variava entre 60 cm e 1,2 m (SANTOS et al., 2001). Após a medição em cada vertical, e de posse do número de pulsos

gerados pelo equipamento, obteve-se a velocidade em m.s^{-1} de cada vertical, através de sua equação chave.

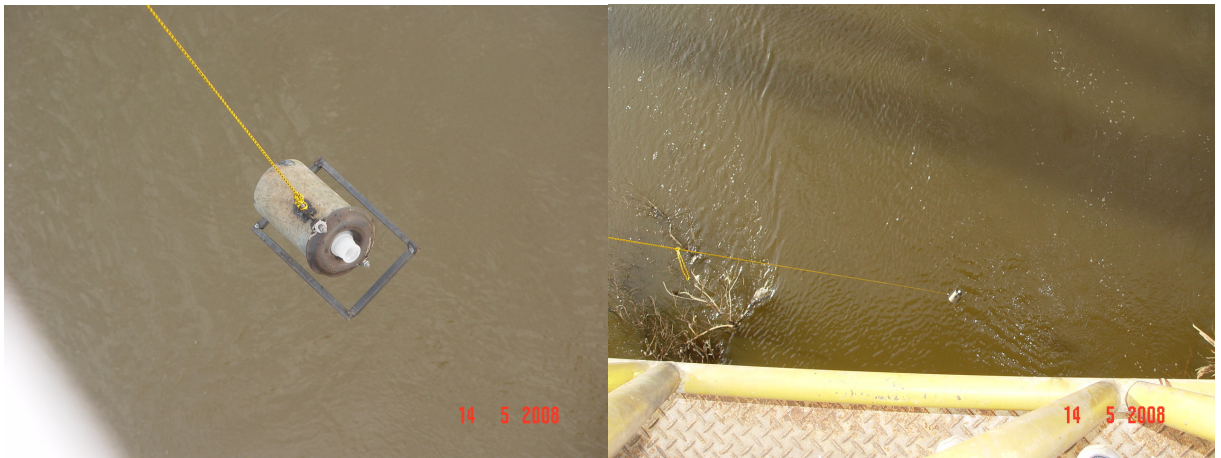
4.2.3 Medição de descarga sólida em suspensão

A amostragem de sedimento em suspensão foi realizada através do método de igual incremento de largura (IIL), o qual em consonância com Carvalho et al. (2005) é mais operacional e de mais fácil cálculo. Salienta-se que, utilizando este método, garante-se que o volume da amostra individual coletada em cada vertical seja proporcional à velocidade média onde foi realizada a amostragem. Dessa forma, deve-se utilizar o mesmo bico do amostrador para as amostragens em todas as verticais. O número mínimo de verticais a serem amostradas é igual a 10 e o número máximo igual a 20 sendo que, comumente, costuma-se adotar a metade do número de verticais utilizadas para a medição de descarga líquida, realizando as amostragens em verticais alternadas, ou seja, ou nas verticais de números pares ou ímpares (ver CARVALHO et al., 2000a; CARVALHO, 2008). Conforme o método IIL, as amostragens foram realizadas utilizando uma mesma velocidade de trânsito (determinada com base na vertical que possui o maior produto entre profundidade e velocidade média da seção transversal) para todas as verticais, tanto na subida quanto na descida do amostrador conforme prática adotada pela CPRM e, sendo o bico utilizado no amostrador definido em função da velocidade de fluxo. Salienta-se que para o “mergulhão” esse procedimento não se aplicou. Fazendo-se apenas a coleta de amostras (a partir da ponte) para um número de três a cinco verticais. Segue que, em ambos os casos utilizou-se garrafas pet (500 mL) para o acondicionamento local e posterior armazenamento das amostras em laboratório. A figura 11 ilustra os procedimentos de coleta.



[A]

[B]



[C]

[D]

Figura 11 - Coletas de amostras de sedimento suspenso: Medição de vazão líquida e amostragem de sedimento por igual incremento de largura com utilização do amostrador DH-48 (A e B); amostragem de sedimento com utilização do “mergulhão” (C e D).

4.2.4 Análises de laboratório

As amostras coletadas foram analisadas no Laboratório de Análise de Água, Solo e Tecido Vegetal (LABAAS) do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE), Campus de Iguatu/CE. O processo para determinação da concentração de sólidos suspensos (CSS), conforme o laboratório supracitado foi o seguinte:

a) Materiais utilizados

- ✓ Membrana de fibra de vidro com porosidade de 70%; Cápsulas; Estufa; Mufla; Dessecador; Balança analítica; Bomba de vácuo; Proveta; Pinça; Garra e Luva.

b) Procedimentos

- Colocam-se as membranas dentro da cápsula e leva-se para a mufla por vinte minutos, com temperatura de 500 °C (ignizar);
- Colocam-se as cápsulas ignizadas no dessecador para esfriar, por um período de aproximadamente 3 horas;
- Pesam-se as cápsulas, obtendo o P_0 ;
- Filtra-se na membrana, 400 mL da amostra;
- Leva-se a cápsula para estufa durante 2 horas, à temperatura de 105 – 110 °C;
- Colocam-se as cápsulas, com membranas, no dessecador para esfriarem;
- Pesam-se novamente as cápsulas (P_1). A figura 12 ilustra os procedimentos.

c) Resultados

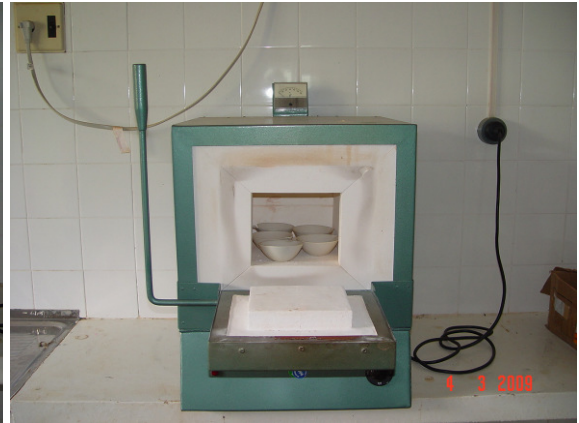
Os resultados para Sólidos Suspensos Totais em (mg.L^{-1}) são obtidos através da equação 13.

$$SST = \frac{(P_1 - P_0) \cdot 1000000}{V_{amostra}} \quad (13)$$

na qual, P_0 = Peso do cadinho de Gooch com papel filtro (g) e P_1 = Peso do cadinho de Gooch com papel filtro e resíduo (g).



[A]



[B]



[C]



[D]



[E]



[F]

Figura 12 - Procedimentos para determinação da concentração de sólidos suspensos. Colocação das membranas capsuladas na mufla para realização do processo de ignição (A); Colocação das membranas ignizadas para resfriamento (B); Pesagem das cápsulas para obtenção do peso P_0 (C); Filtragem, em membrana, de 400 mL da amostra (D); Amostra de cápsula com o material sólido (E); Nova pesagem para obtenção do peso P_1 (F)

4.2.5 Curva-Chave de sedimento

Por meio dos dados de vazão oriundos do banco de dados (HidroWeb) da ANA e da concentração de sedimentos em suspensão encontrados a partir das medições supracitadas, foram obtidos os valores de descarga sólida em suspensão de cada medição com o uso da equação (1).

Uma vez determinados os valores de descarga sólida em suspensão de cada medição, foram traçadas as curvas-chave de sedimentos (Q_{ss} x Q) para a seção em estudo segundo a metodologia apresentada por Carvalho et al. (2000a). O mesmo autor depreendeu, ainda, que as curvas-chave têm, comumente, a forma de potência, como apresentado na equação (14). Assim, a partir da utilização dessa correlação entre a descarga sólida em suspensão e a descarga líquida, efetuou-se a transformação da série histórica de vazões da seção em carga de sedimentos em suspensão.

$$Q_{ss} = a \cdot Q^b \quad (14)$$

Na equação 14, a e b = constantes de ajuste.

Por sua vez, vale ressaltar que a curva-chave de sedimento suspenso foi aplicada com extrapolação de seus limites de aplicação. Ou seja, a mesma foi utilizada para valores de vazões acima dos valores pelos quais ela foi gerada.

4.3 Medição de sedimento de leito

A medição de sedimento de leito foi realizada utilizando-se um amostrador portátil BLH-84 do tipo Helley Smith (ver Figura 13).



Figura 13 - Amostrador de leito BLH-84 tipo Helley Smith

O BLH-84 é um amostrador considerado do tipo “diferencial de pressão”. Consiste de duas caixas abertas nas extremidades, de fundo plano, soldadas, fabricadas com aço inox, sendo uma delas um paralelogramo de 7,5 x 7,5 cm de boca, com 9 cm de comprimento, encaixado na segunda caixa em formato de tronco de cone, tendo 13 cm de comprimento, expandida lateralmente e na vertical, com expansão final na saída de 1,5 vezes à de entrada. Presa ao cone, na boca expandida, fica uma saca de náilon com malha de 250 μ , tendo cerca de 60 cm de comprimento. Por fim, há ainda, uma haste de 1,5 m e graduada de 10 cm em 10 cm para manejo do aparelho a vau.

4.3.1 Técnica de medição com o BLH-84

Conforme Carvalho et al. (2005), utilizou-se para a medição de descarga de leito o processo de amostragem por integração. Tal processo consiste na colocação do amostrador no leito em várias posições, utilizando tempos iguais e acumulando o sedimento na saca. No

caso, optou-se por colocar o aparelho nas mesmas posições em que foram coletadas amostras de sedimento suspenso, por um tempo de 1 min em cada vertical.

O material coletado foi então despejado em um balde, lavando-se a saca com água do próprio rio e em seguida, colocou-se o sedimento em um saco plástico originando assim uma única amostra. Foram realizadas quatro campanhas para coletas de sedimento de leito durante os meses de fevereiro e março de 2009.

4.3.2 Análise de laboratório

As amostras obtidas no processo anteriormente descrito foram encaminhadas ao LABAAS para secagem e pesagem e, posteriormente, para o Laboratório de Mecânica dos Solos e Pavimentação da Universidade Federal do Ceará (UFC) para análise granulométrica por peneiramento.

4.4 Cálculo da carga de fundo

Consoante a estimativa da carga de leito (transporte de fundo), utilizou-se um software desenvolvido em linguagem de programação Fortran (FARIAS, 2008), tendo por base o método de Einstein & Brown (1943).

4.4.1 Modelo de Einstein & Brown

De acordo com Carvalho (2008), o modelo Einstein & Brown (EB) evidencia uma alteração realizada por Brown, em 1943, dentro do processo descrito por Einstein, em 1942, no qual este reconhece a ascendência das forças hidrodinâmicas no transporte de sedimento, relacionando o parâmetro adimensional da intensidade de transporte (Φ) com a probabilidade do movimento das partículas.

Conforme apresentadas por Vanoni (1977), Yang (2003) e Carvalho (2008), as expressões para o modelo em questão são ilustradas pelas equações 15 a 19.

$$\phi = f\left(\frac{1}{\psi}\right) \quad (15)$$

$$\phi = \frac{q_{sa}}{\gamma_s \cdot F_1 \sqrt{g \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1\right) \cdot D_s^3}} \quad (16)$$

$$\frac{1}{\psi} = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) \cdot D_s} = \tau_* \quad (17)$$

$$F_1 = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36 \cdot \nu^2}{g \cdot D_s^3 \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1\right)}} - \sqrt{\frac{36 \cdot \nu^2}{g \cdot D_s^3 \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1\right)}} \quad (18)$$

$$\tau_0 = \gamma \cdot r_b \cdot S = \gamma \cdot p \cdot S \quad (19)$$

nas quais: $f\left(\frac{1}{\psi}\right)$ = função ilustrada na Figura 14, sendo que $\frac{1}{\psi} = \tau_*$ representa a tensão de cisalhamento adimensional de Shields. q_{sa} = descarga sólida por unidade de largura, γ_s = peso específico do sedimento ($t.m^{-3}$), γ = peso específico da água ($t.m^{-3}$), D_s = diâmetro representativo de sedimento do leito que é comumente considerado como D_{50} (m), ν = viscosidade cinemática do fluido ($m^2.s^{-1}$), F_1 = quantidade introduzida por Rubey, em 1933, na equação:

$$\omega_s = F_1 \sqrt{\left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1\right) g \cdot D_s}$$

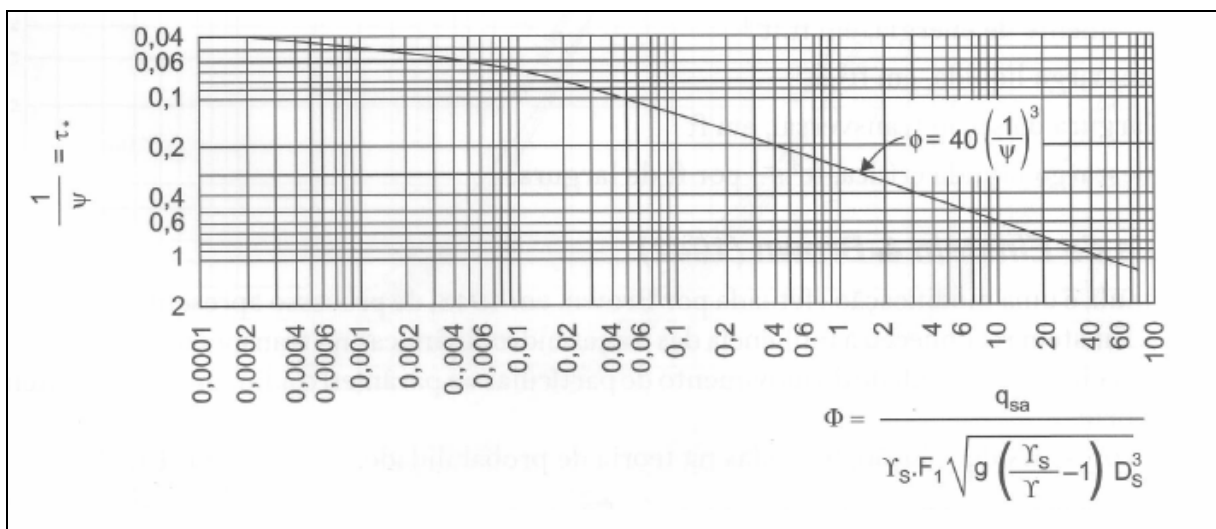


Figura 14 - Gráfico para uso dentro da fórmula de Eintein & Brown

Fonte: Vanoni (1977)

Em consonância, segundo Carvalho (2008), as expressões supracitadas são dimensionalmente homogêneas, podendo assim, serem usadas em qualquer sistema de unidades.

4.4.2 Parâmetros de entrada no modelo

Conforme Farias (2008), o modelo tem capacidade para simular a taxa de transporte de leito para cada evento de acordo com as características hidráulicas do escoamento no canal. Nesse sentido, os parâmetros de entrada do modelo são: o raio hidráulico R_h (m) e a largura do rio L (m), que variam de acordo com o nível d'água em cada evento chuva-deflúvio. O modelo carece, ainda, como dados de entrada da declividade da linha de energia S_f ($m \cdot m^{-1}$), da viscosidade cinemática do fluido ν ($m^2 \cdot s^{-1}$) e o peso específico da água γ ($N \cdot m^{-3}$). No que pertine aos parâmetros relativos ao sedimento transportado pelo leito, são necessários o peso específico do sedimento γ_s ($N \cdot m^{-3}$) e os diâmetros representativos de sedimento do leito D_s (m).

Ressalta-se que, para realizar a estimativa dos parâmetros referentes às características geométricas da seção, obtiveram-se quatro curvas-chave relacionando largura do rio (L), área (A), perímetro (Per) e raio hidráulico (R_h) com a altura da régua linimétrica da seção (h) a partir das quatro medições realizadas em campo e de dados oriundos do HydroWeb. Os dados relativos ao sedimento foram obtidos da curva granulométrica do material de leito, sendo que, para o modelo em uso são adotados os diâmetros d_{10} (diâmetro de 10% do que passa), d_{30} , d_{50} , d_{70} e d_{90} .

Por sua vez, entre os parâmetros de entrada do modelo, a declividade da linha de energia é fator mais sensível (YANG, 2008). Assim sendo, o mesmo foi calibrado de acordo com o *coeficiente de eficiência* (NSE) apresentado por Nash e Sutcliff (1970, ver equação 20). O NSE varia de $-\infty$ até 1; se NSE tende para $-\infty$, as observações tendem para um valor constante e o modelo é inexpressivo; se $NSE < 0$, a capacidade de predição do modelo é mais baixa que a média do valor medido; se $NSE > 0$, o modelo prevê com maior acurácia que o valor médio medido, sendo o valor de $NSE = 1$ o de melhor eficiência (ARAÚJO; KNIGHT, 2005).

$$NSE = 1 - \frac{\sum (\hat{y} - y)^2}{\sum (\hat{y} - \bar{y})^2} \quad (20)$$

em que: \hat{y} = valor medido, \bar{y} = valor medido médio e y = valor calculado.

No que concerne à etapa II deste trabalho, foram realizadas coletas, através de sondagem, com utilização de um coletor de solo Uhland de material assoreado no açude Poço da Pedra (Campos Sales) para realização de ensaios para determinação de massa aparente seca (Figura 15), bem como se obteve dados batimétricos do referido açude junto a Companhia de Gerenciamento de Recursos Hídricos – COGERH (Tabela 20, Anexo A). Dentro do HydroWeb, obtiveram-se dados de precipitações para todos os postos pluviográficos localizados na área da bacia em estudo para o mesmo período de avaliação.



[A]



[B]



[C]



[D]

Figura 15 - Coleta de amostra de solo. Coletor de solo Uhland e seus cilindros (A e B); área do açude Poço da Pedra e coleta (C e D).

Por fim, de acordo com Malveira (2009), obteve-se o número de pequenos açudes, divididos por classes conforme sua capacidade de armazenamento, localizados dentro da área de estudo. Nesse sentido, a partir de um número base de açudes (Figura 16), estimou-se por percentual o total de açudes dentro de cada classe.

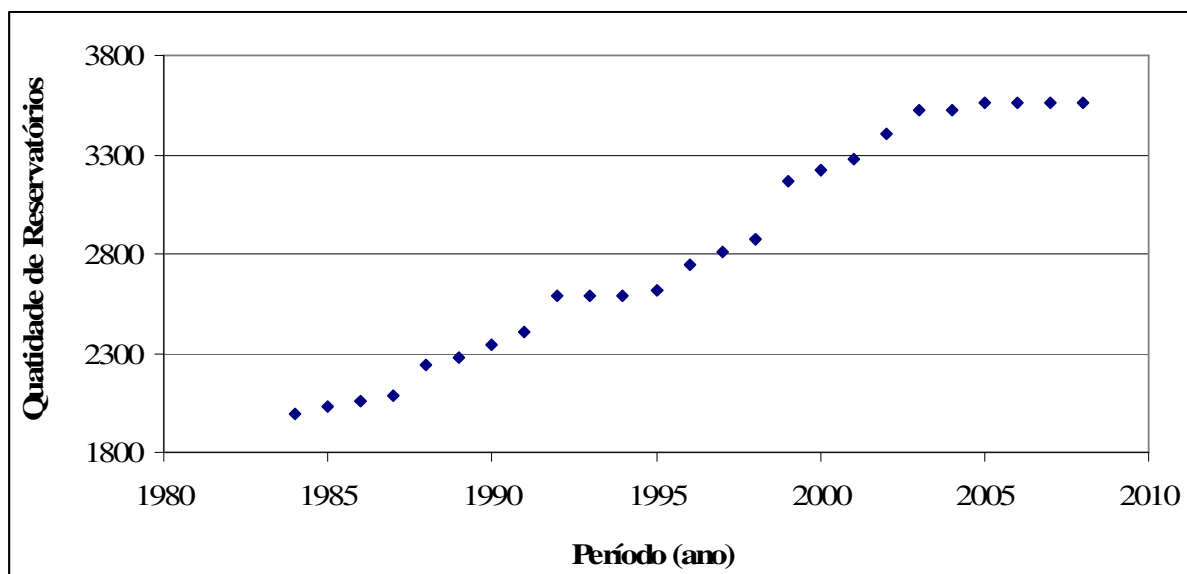


Figura 16 – Evolução temporal da quantidade de reservatórios na bacia em estudo

Fonte: Malveira (2009)

Acrescenta-se, ainda, que para os últimos três anos da série histórica em estudo foi adotado o mesmo número de açudes encontrado para o ano de 2005. A tabela 7 apresenta o intervalo de volume adotado para cada classe de reservatórios, conforme Malveira (2009).

Tabela 7 - Classes de reservatórios conforme seus potenciais de armazenamento

Classes	Volume de armazenamento (m ³)
C1	Açudes com volume inferior a 100.000 m ³
C2	Açudes com volume entre 100.000 m ³ e 1.000.000 m ³
C3	Açudes com volume entre 1.000.000 m ³ e 3.000.000 m ³
C4	Açudes com volume entre 3.000.000 m ³ e 10.000.000 m ³
C5	Açudes com volume entre 10. 000.000 m ³ e 50.000.000 m ³

Fonte: Malveira (2009)

4.5 Cálculo da massa assoreada nos reservatórios

Para cálculo da massa assoreada nos reservatórios de classe 1 à classe 5 adotaram-se os seguintes procedimentos:

- a) estimar a taxa média de sedimento retido para as cinco classes de reservatórios;
- b) estimar a erosividade da chuva para todos os postos pluviométricos;
- c) estimar o número de reservatórios em cada classe;
- d) estimar os volumes médios dos reservatórios para cada classe;
- e) estimar a massa assoreada para cada classe de reservatórios e;
- f) realizar o somatório da massa assoreada.

4.5.1 Determinação da taxa média de sedimento retido

A taxa média de sedimento retido (ξ_m) para as cinco classes de reservatórios foi estimada, para a área em estudo, a partir de valores medidos (ARAÚJO, 2003; ARAÚJO et al., 2003) através da equação 21.

$$\xi_m = \frac{\Delta V}{V_0} \cdot \frac{\rho}{\sum R} \quad (21)$$

na qual: ξ_m = Taxa média de sedimento retido ($t.m^{-3}/MJ.mm.ha^{-1}.h^{-1}$), ΔV = variação do volume do reservatório (hm^3), V_0 = capacidade de armazenamento do reservatório no ano de sua construção (hm^3), ρ = massa específica aparente assoreada ($t.m^{-3}$) e $\sum R$ = erosividade acumulada no período ($MJ.mm.ha^{-1}.h^{-1}$).

4.5.2 Determinação da erosividade da chuva

A partir dos dados de precipitação, o fator R foi estimado para o período em estudo utilizando-se, conforme Araújo (2003), a equação (22)

$$R_m = 67,355 \cdot \left(\frac{H_m^2}{\bar{H}_a} \right)^{0,85} ; R_a = \sum_{m=1}^{12} R_m \quad (22)$$

em que: R_m = erosividade mensal da chuva ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{mês}^{-1}$), H_m = precipitação média mensal ($\text{mm} \cdot \text{mês}^{-1}$), \bar{H}_a = precipitação média anual ($\text{mm} \cdot \text{ano}^{-1}$), R_a = erosividade anual ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$) e m = índice referente ao mês.

4.5.3 Determinação da massa assoreada para cada classe de reservatórios

A massa assoreada nos reservatórios de pequeno e médio porte foi estimada de acordo com a equação (23)

$$\Delta M_t = \xi_m \cdot V_{0t} \cdot \bar{R}_t \quad (23)$$

na qual: ΔM_t = massa assoreada nos reservatórios (Mt), V_{0t} = volume inicial do reservatório de acordo com a classe (hm^3) e \bar{R}_t = erosividade média anual da chuva ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$).

Para os reservatórios com capacidade de acumulação superior aos das cinco classes anteriores, adotaram-se dois procedimentos para a estimativa da massa assoreada: 1) Para os açudes Arneiroz II, Canoas e Muquém utilizou-se, também, a equação (23) tendo, contudo, determinado a erosividade média anual da chuva e a produção média de sedimento de acordo com o tempo de funcionamento do açude e; 2) Para os açudes Poço da Pedra e Várzea do Boi, a partir de valores medidos de massa aparente seca e variação do volume de acumulação, obteve-se a massa assoreada para o tempo total de funcionamento dos açudes

(até o ano de medida dos dados); em seguida, estimou-se a produção de sedimento para o mesmo período e, por fim, estimou-se a massa assoreada para o período em estudo. O procedimento é ilustrado pelas equações 24 a 26.

$$\Delta M' = \rho \cdot \Delta V \quad (24)$$

$$PS = \frac{(\Delta M' \cdot 10^6)}{A_A \cdot t_1} \quad (25)$$

$$\Delta M = \left(\frac{PS \cdot A_A \cdot t_1}{10^6} \right) \quad (26)$$

nas quais: $\Delta M'$ = massa assoreada para o período total de funcionamento do açude (Mt), ρ = massa específica aparente seca ($t.m^{-3}$), ΔV = variação da capacidade de acumulação (hm^3), PS = produção de sedimento ($t.km^{-2}.ano^{-1}$), A_A = área da bacia hidrográfica do açude (km^2), t_1 = tempo de funcionamento do reservatório (ano) e ΔM = massa assoreada para o período em estudo (Mt).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Características fisiográficas da bacia

Consoante às características fisiográficas da bacia para o presente estudo, os resultados encontrados de sua delimitação, a partir do software Arc Gis 9, estão apresentados na Tabela 8. Destes, vale destacar que a bacia em estudo apresenta uma área equivalente a 28,46% da área da bacia do rio Jaguaribe e 83,91% da área da bacia do Alto Jaguaribe.

Tabela 8 – Características fisiográficas da bacia em estudo

Característica	Valor	Unidade
Área da bacia	20.673	km ²
Declividade média	7,35	%
Equidistância das curvas de nível	50	M
Somatório do comprimento das curvas de nível	30.427	Km
Comprimento médio de rampa*	150	M
Comprimento do leito do rio principal	304,8	Km
Desnível entre divisor e exutório	740	M

* Fonte: Araújo (2003)

5.2 Curva-chave de sedimento suspenso

A partir de valores medidos de vazão líquida e concentração de sedimentos para um total de 40 eventos (Tabela 9), obteve-se a equação da curva-chave de sedimento suspenso para a seção em estudo. Os valores mínimos e máximos de vazão e concentração de sedimentos utilizados para a obtenção da equação (27) variaram entre 0,88 m³.s⁻¹ e 451,00 m³.s⁻¹ e entre 26,29 mg.L⁻¹ e 614,44 mg.L⁻¹, respectivamente. Acrescenta-se, ainda, que a mesma foi desenvolvida através de regressão e apresenta-se na forma de potência com coeficiente de determinação (R² = 0,92). Vide Figura 17.

Tabela 9 – Dados medidos para confecção da curva-chave de sedimentos

Evento	Data	Vazão (m³.s⁻¹)	Css (mg.L⁻¹)	Qss (t.dia⁻¹)
1	14-mai-08	61,35	136,85	725
2	15-mai-08	47,76	149,10	615
3	16-mai-08	37,82	152,60	499
4	18-mai-08	41,00	170,80	605
5	19-mai-08	34,77	158,20	475
6	20-mai-08	30,43	154,00	405
7	21-mai-08	24,48	135,80	287
8	23-mai-08	19,18	148,40	246
9	24-mai-08	15,51	151,20	203
10	25-mai-08	17,56	147,00	223
11	26-mai-08	14,3	172,20	213
12	27-mai-08	14,06	176,40	214
13	28-mai-08	16,52	179,20	256
14	29-mai-08	13,36	176,40	204
15	30-mai-08	10,96	174,65	165
16	31-mai-08	11,8	189,35	193
17	1-jun-08	10,54	185,85	169
18	6-jun-08	7,89	199,50	136
19	12-jun-08	5,33	201,60	93
20	17-jun-08	4,11	200,90	71
21	23-jun-08	2,73	195,30	46
22	4-fev-09	0,88	71,98	5
23	12-fev-09	0,96	77,50	6
24	16-fev-09	1,37	49,23	6
25	5-mar-09	36,08	70,66	220
26	9-mar-09	5,23	33,42	15
27	10-mar-09	4,77	26,29	11
28	11-mar-09	4,77	38,16	16
29	12-mar-09	4,65	41,38	17
30	17-mar-09	4,06	41,63	15
31	31-mar-09	1,54	76,48	10
32	6-abr-09	17,67	407,73	622
33	7-abr-09	20,15	426,40	742
34	13-abr-09	23,29	395,60	796
35	14-abr-09	63,41	425,80	2333
36	15-abr-09	124,32	376,00	4039
37	16-abr-09	145,95	352,00	4439
38	17-abr-09	112,42	364,60	3541
39*	23-mar-03	191,90	182,07	3019
40*	27-mar-08	451,00	614,44	23.943

Fonte: * Nesses dias a medida foi realizada pela CPRM. Nos demais, no âmbito desta pesquisa

$$Q_{ss} = 5,0315 \cdot Q^{1,3459} \quad (27)$$

Em que: Q_{ss} = descarga s31ida em suspens31o ($t \cdot dia^{-1}$) e Q = descarga l31ida ($m^3 \cdot s^{-1}$).

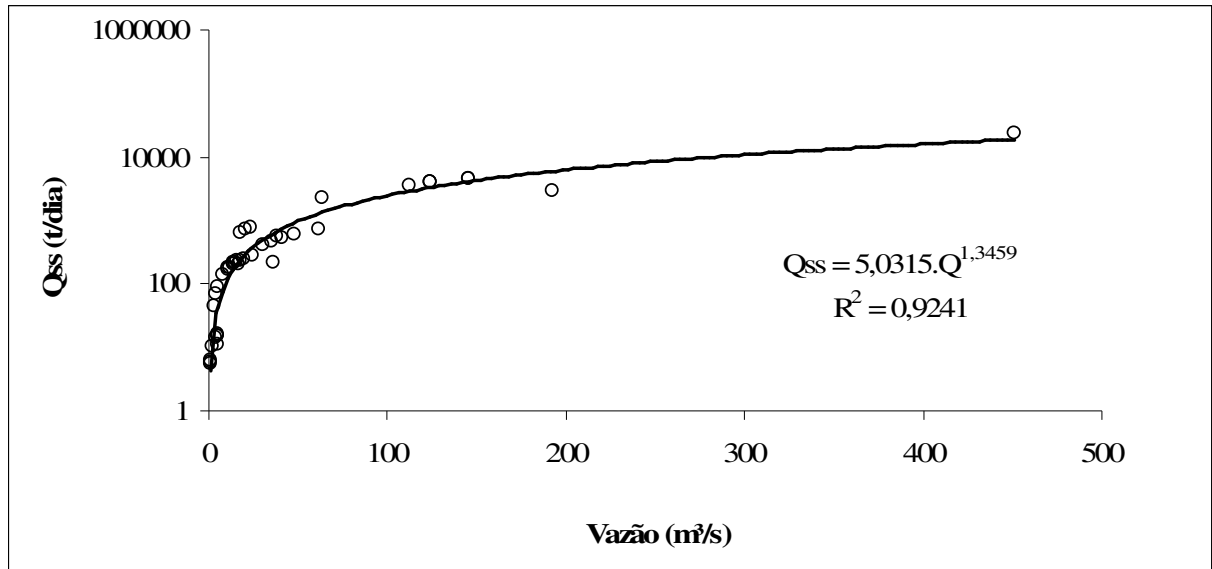


Figura 17 – Curva-chave de sedimento (Q_{ss} x Q) para a se31o no rio Jaguaribe em Iguatu/CE

De acordo com Carvalho et al. (2000a) al31m das incertezas atribu31das 31 elabora31o da curva-chave existem tamb31m aquelas que pertinem a estimativa do fluxo de sedimentos, no caso, quando os valores de vaz31o s31o utilizados para estimar a concentra31o de sedimento em suspens31o.

Merten et al. (2006) salientaram que a efic31cia desse m31todo depende, de maneira fundamental, da qualidade dos dados utilizados para compor a curva-chave tornando-se ideal que os mesmos representem uma vasta faixa de vaz31es, especialmente dos eventos de grande magnitude. Conforme Carvalho (2008), quanto maior o n31mero de pontos medidos e a varia31o entre os valores alcan31ados entre m31nimos e m31ximos, maior ser31 a representatividade da curva-chave.

Assim, em conson31ncia com os altos valores de vaz31es estimados para a s31rie hist31rica, em torno de $8.000 m^3 \cdot s^{-1}$, a aplica31o da curva-chave de sedimento, para esse estudo, ocorreu com grande extrapola31o de seus limites. Sendo que, nesse sentido, o ponto extremo de vaz31o medido obtido junto a CPRM foi de grande relev31ncia para realiza31o da extrapola31o da curva-chave obtida.

Em n31vel de compara31o, realizou-se a aplica31o da curva-chave obtida (Equa31o 27) para os 40 eventos medidos. A diferen31a percentual entre os valores medidos e estimados

variou entre -1% (vazão de $15,51 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) a + 280% (vazão de $4,77 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Verificou-se, também, que nas maiores vazões $191,90 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $451,00 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a variação percentual foi, respectivamente, de 97% e -22%. Contudo, a curva-chave apresentou leve tendência de subestimar a produção de sedimentos uma vez que a diferença percentual entre o somatório dos valores medidos e estimados foi de -9%.

A partir da aplicação da curva-chave de sedimentos, gerada pela transformação logarítmica de dados e regressão pelos mínimos quadrados, Asselman (2000) estimou o fluxo de sedimentos e obteve resultados que subestimaram os valores entre 10 e 50%. Contudo, o referido autor relatou que melhores estimativas são obtidas quando curvas-chave na forma de potência são aplicadas. Tal qual a utilizada no presente estudo.

Em estudo desenvolvido por Horowitz (2003) o autor verificou que estimativas de fluxo de sedimentos com erros abaixo de 20%, analisando um período maior que 20 anos, podem ser obtidos a partir da determinação da curva-chave de sedimentos. Nessa linha, salienta-se que o estudo em voga foi desenvolvido para um período de 25 anos.

Experimentos conduzidos por Merten et al. (2006) demonstraram que o fluxo total de sedimentos (toneladas), estimado a partir de medições diárias e comparado com o método da curva-chave de sedimentos, subestimou o fluxo total de sedimentos em 17%.

5.3 Série histórica de nível d'água

A curva-chave de sedimento suspenso permite estimar os valores diários de carga sólida ao longo do tempo. Nesse sentido, é preciso dispor de uma série história de vazões médias diárias, a qual, nesse estudo, foi obtida a partir do banco de dados do HidroWeb (ANA) para um período de 25 anos (1984-2008). Contudo, fez-se necessário completar alguns dados conforme modelagem descrita no item 4.1.

Na parametrização do modelo de Clark a área total da bacia encontrada foi de 20.667 km^2 , sendo estimada uma área de 978, 3.430, 7.147 e 9.112 km^2 para as áreas das isócronas de um dia, dois dias, três dias e quatro dias respectivamente. A variação do tempo (Δt) adotada foi de um dia em decorrência da sub-divisão da bacia em quatro isócronas conforme o tempo de concentração previamente calculado. O parâmetro k foi estimado em 0,060/dia e C em 0,060 para o mês de janeiro e 0,300 para os meses de fevereiro a junho. As

Figuras 18 e 19 ilustram os melhores ajustes para os referidos parâmetros, bem como os volumes acumulados medidos e acumulados calculados, em cada evento.

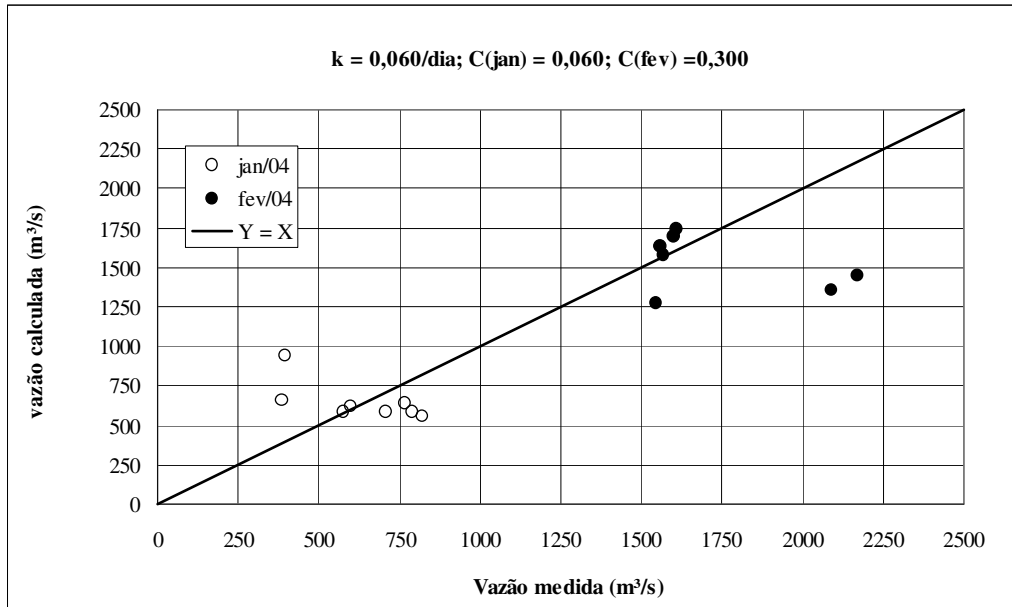


Figura 18 – Valores estimados para os parâmetros k e C

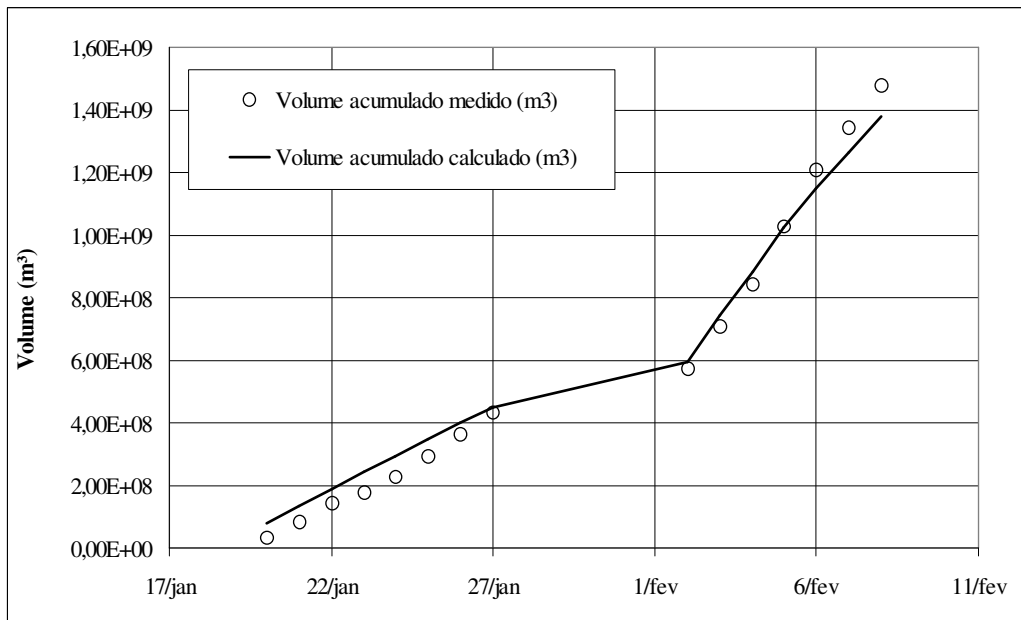


Figura 19 - Valores dos volumes acumulados medidos e estimados em cada evento

O tempo de concentração da bacia em estudo, calculado em conformidade com Tucci (2005), foi estimado em 3,8 dias. A Tabela 10 apresenta os valores das principais variáveis utilizadas em seu cálculo.

Tabela 10 – Valores das principais variáveis utilizadas para o cálculo do tempo de concentração (t_c)

Variáveis	Valor	Unidade
Δt_1 : tempo de concentração para superfície	0,63	(h)
Δt_2 : tempo de concentração na coluna d'água	80,48	(h)
L_1 : comprimento médio da rampa *	150	(m)
μ_1 : velocidade de superfície	0,066	(m.s ⁻¹)
μ_2 : velocidade da partícula na coluna d'água	1,05	(m.s ⁻¹)
K : parâmetro em relação ao uso da terra **	0,244	(-)
S_1 : declividade média da bacia em relação às curvas de nível	7,35	(%)
S_2 : declividade média do leito *	0,54	(%)
Δh : equidistância das curvas de nível	50	(m)
ΔH : diferença de nível entre a cota máxima e a mínima	740	(m)
ΣL_n : somatório dos comprimentos das curvas de nível	30.427,2	(km)
R_h : raio hidráulico	0,5	(m)
n : coeficiente de rugosidade de Manning ***	0,044	(-)
A : área da bacia	20.673,5	(km ²).

Fonte: * Araújo (2003)

** Porto, Tucci e Barros (1995)

*** Farias (2008)

A partir da obtenção dos parâmetros no modelo de Clark, através da equação 12, fez-se a estimativa das vazões para o período de janeiro a maio de 2004. Os valores apresentaram uma vazão mínima igual a zero e um máximo igual a 8.028 m³.s⁻¹, com média de 3.137 m³.s⁻¹ para o referido período. As Figuras 20 a 24 ilustram a variação dos valores de vazão para toda a série histórica.

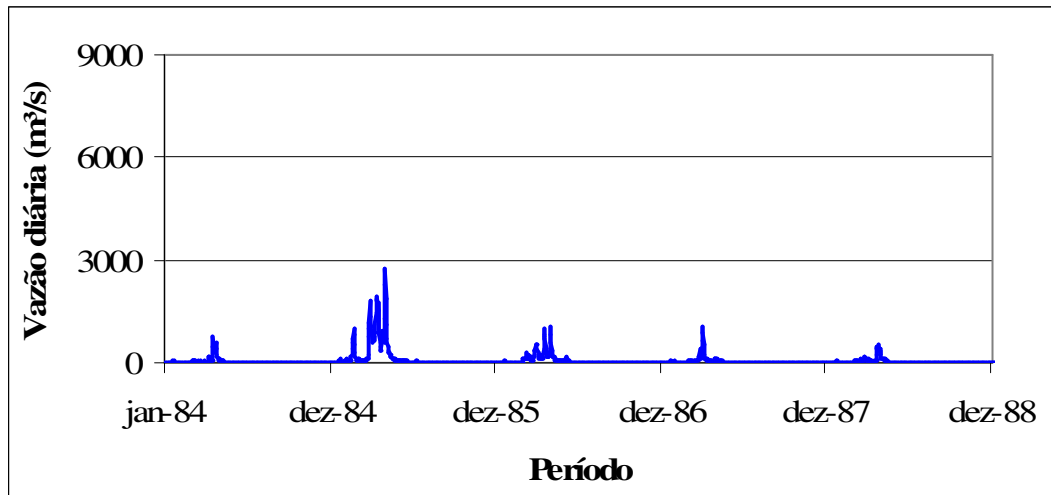


Figura 20 – Variação dos valores de vazão para o período entre 1984 e 1988

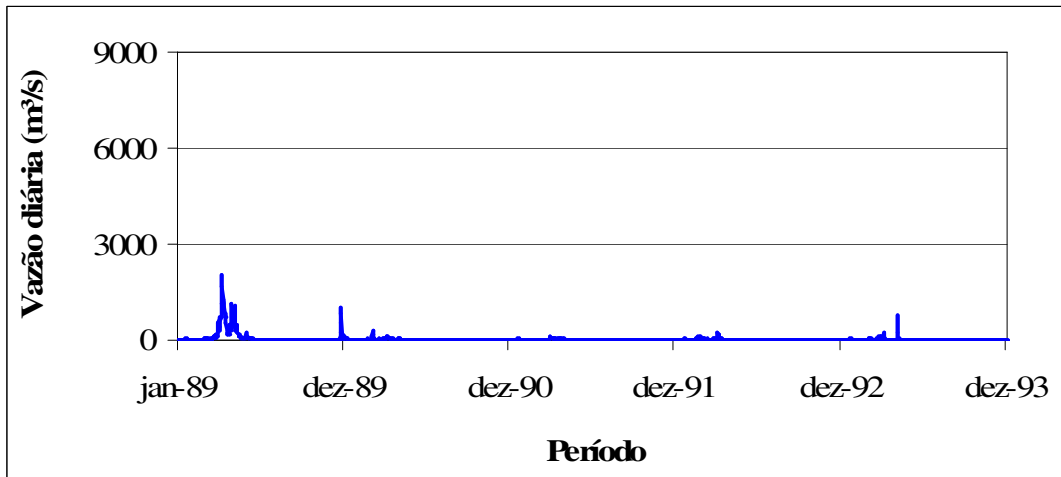


Figura 21 – Variação dos valores de vazão para o período entre 1989 e 1993

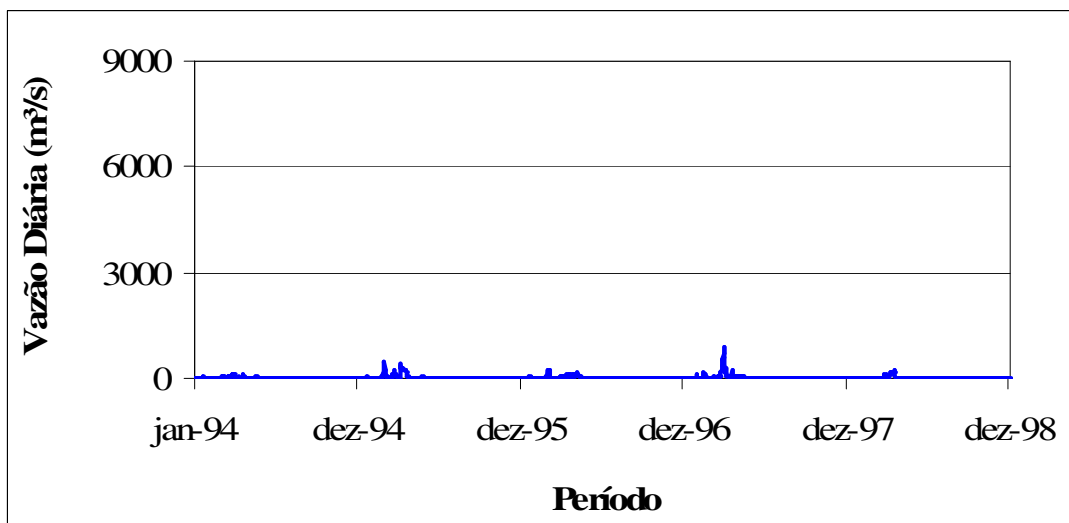


Figura 22 – Variação dos valores de vazão para o período entre 1994 e 1998

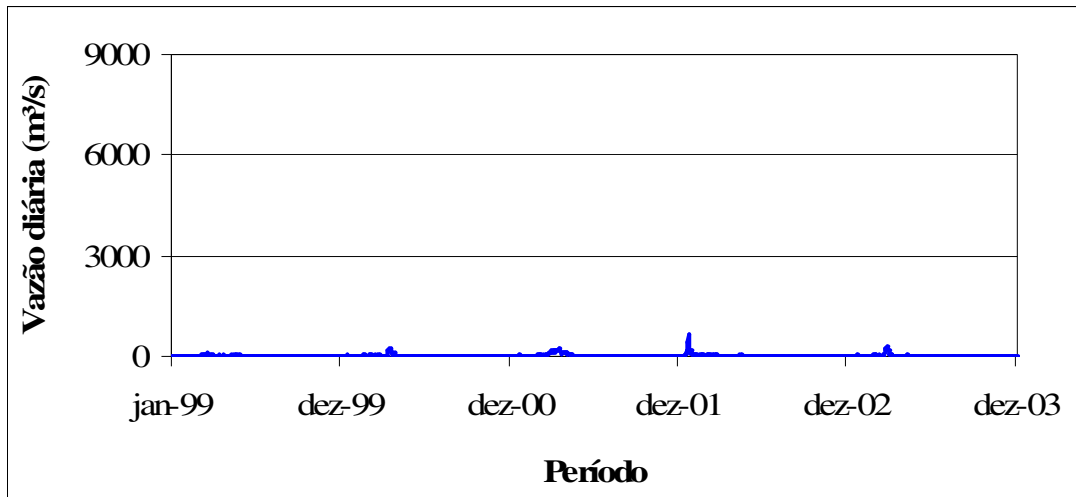


Figura 23 – Variação dos valores de vazão para o período entre 1999 e 2003

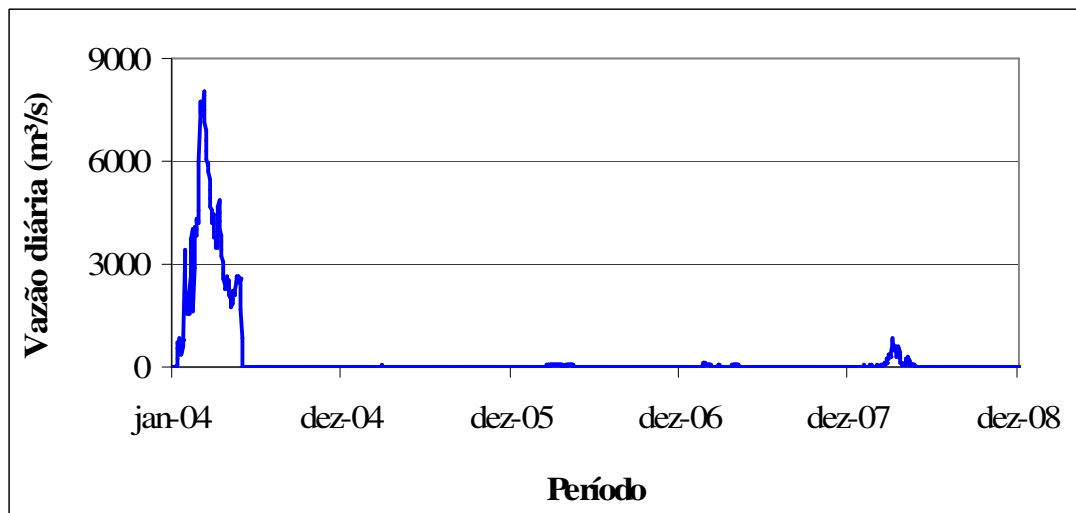


Figura 24 – Variação dos valores de vazão para o período entre 2004 e 2008

A partir das figuras anteriormente apresentadas, percebe-se que as maiores vazões para o período em estudo ocorreram nos anos de 1985, 1989 e 2004, sendo seu valor médio para a série em estudo igual a $79,34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

5.4 Cálculo de descarga sólida em suspensão

Utilizando-se a curva-chave de sedimento suspenso, fez-se a conversão da série histórica de vazão do período em estudo (1984 a 2008), em descarga de sedimento em suspensão. Os resultados estimados foram da ordem de $2,1 \times 10^6$ t. ano⁻¹ para a descarga sólida em suspensão média. Vale ressaltar que a concentração média de sedimento em suspensão estimada foi de $114,99 \text{ mg.L}^{-1}$ (desprezando-se os dias em que as vazões apresentaram valores igual a zero) com extremos entre um mínimo de $5,05 \text{ mg.L}^{-1}$ e um máximo de $1.305,55 \text{ mg.L}^{-1}$. As Figuras 25 a 29 ilustram os valores diários de descarga de sedimento em suspensão.

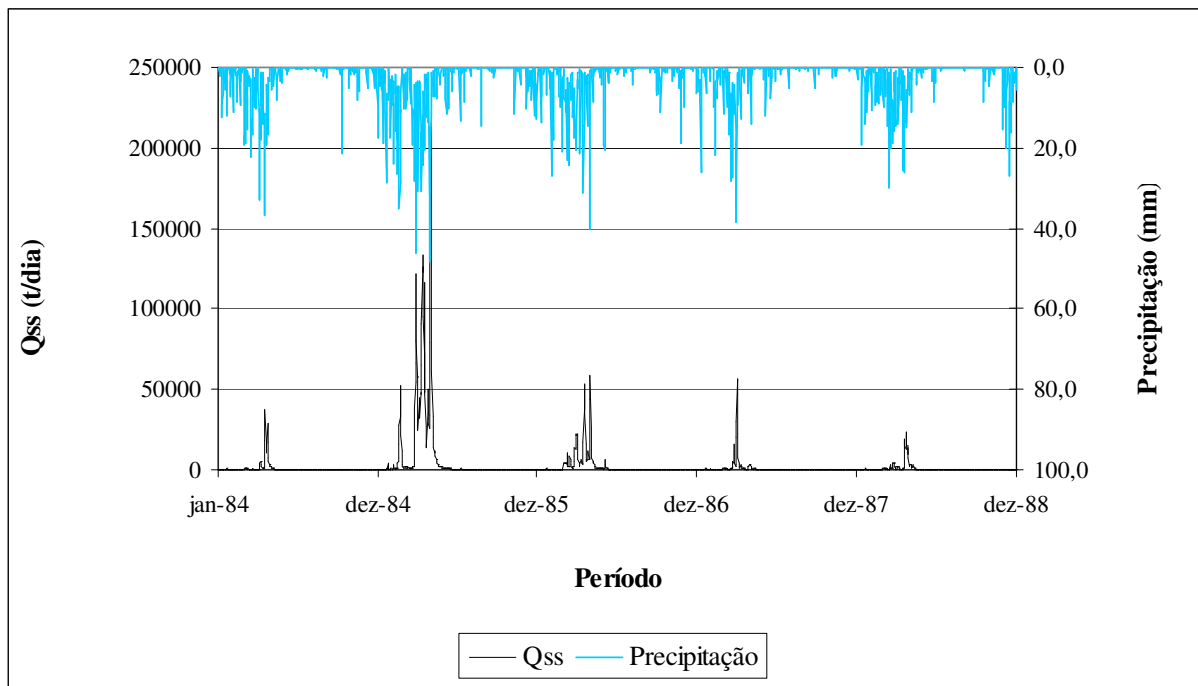


Figura 25 – Descarga de sedimento suspenso para o período de 1984 a 1988 para a área em estudo

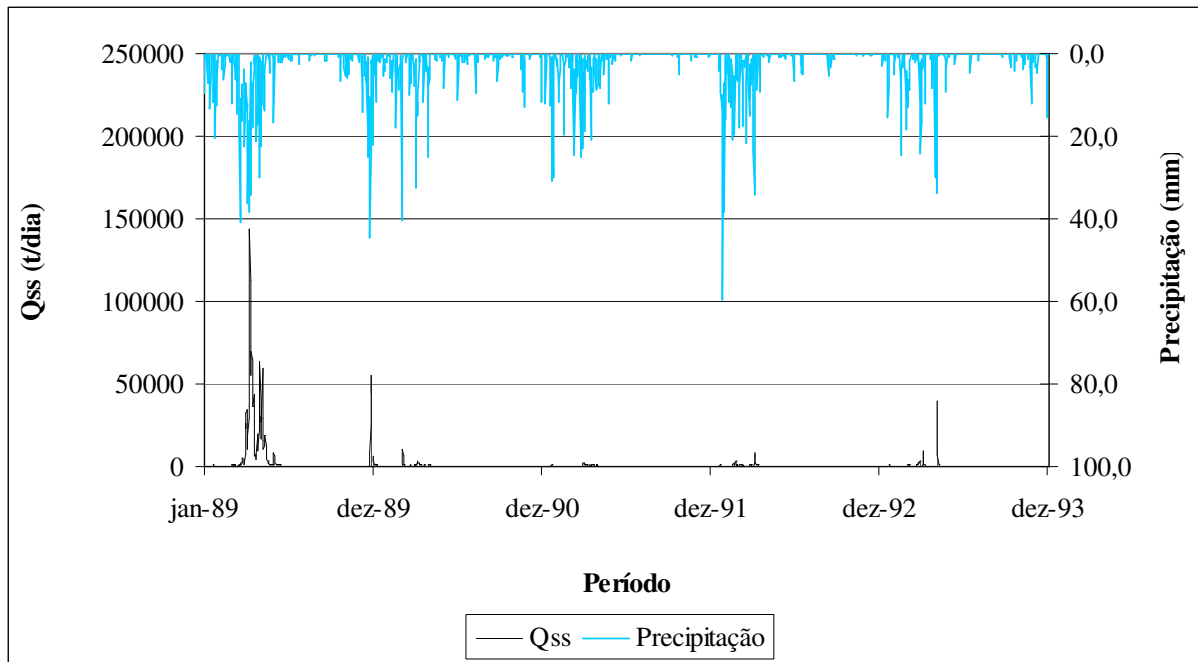


Figura 26 – Descarga de sedimento suspenso para o período de 1989 a 1993 para a área em estudo

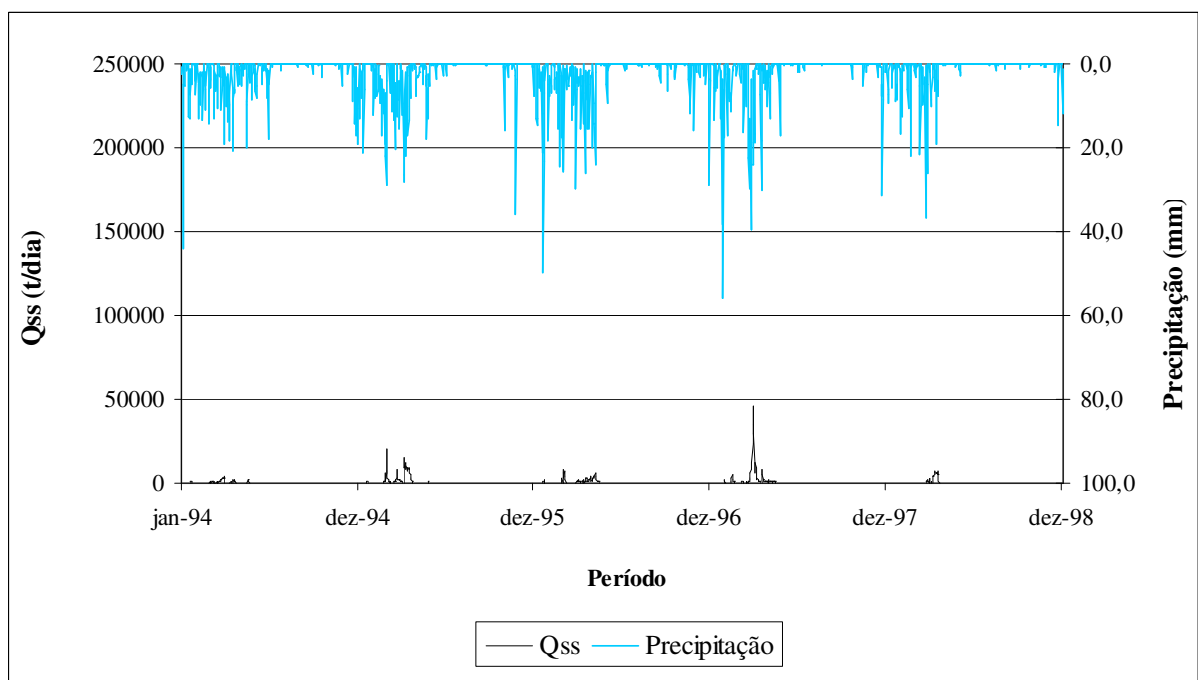


Figura 27 – Descarga de sedimento suspenso para o período de 1994 a 1998 para a área em estudo

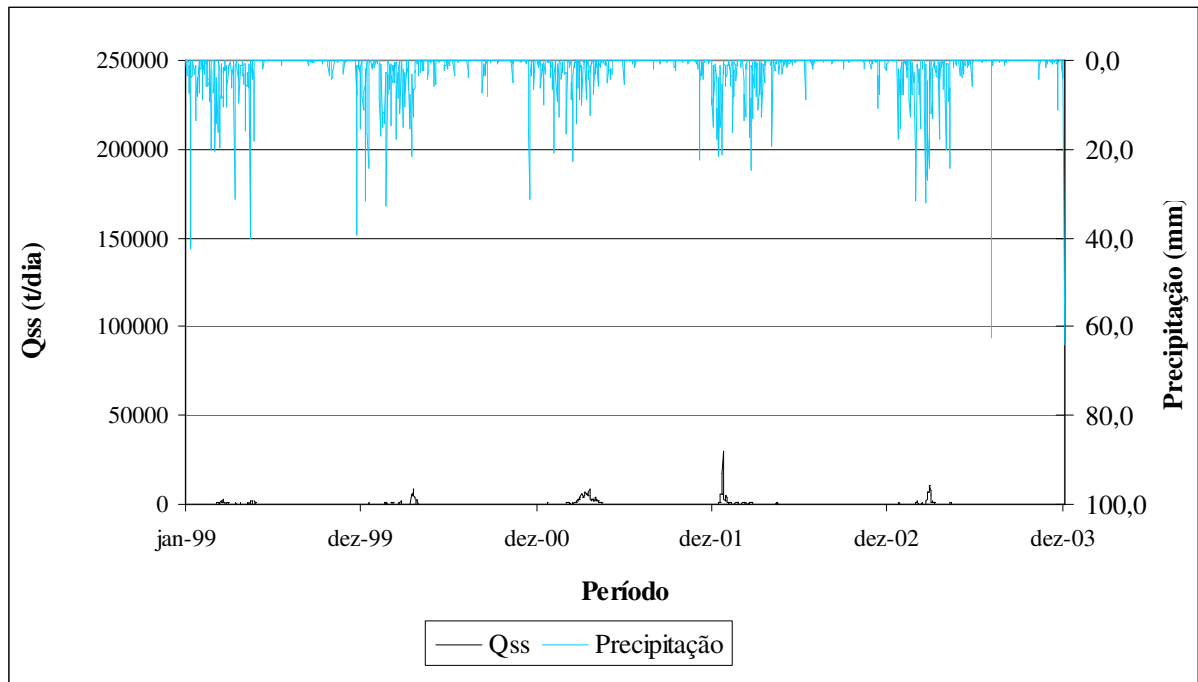


Figura 28 – Descarga de sedimento suspenso para o período de 1999 a 2003 para a área em estudo

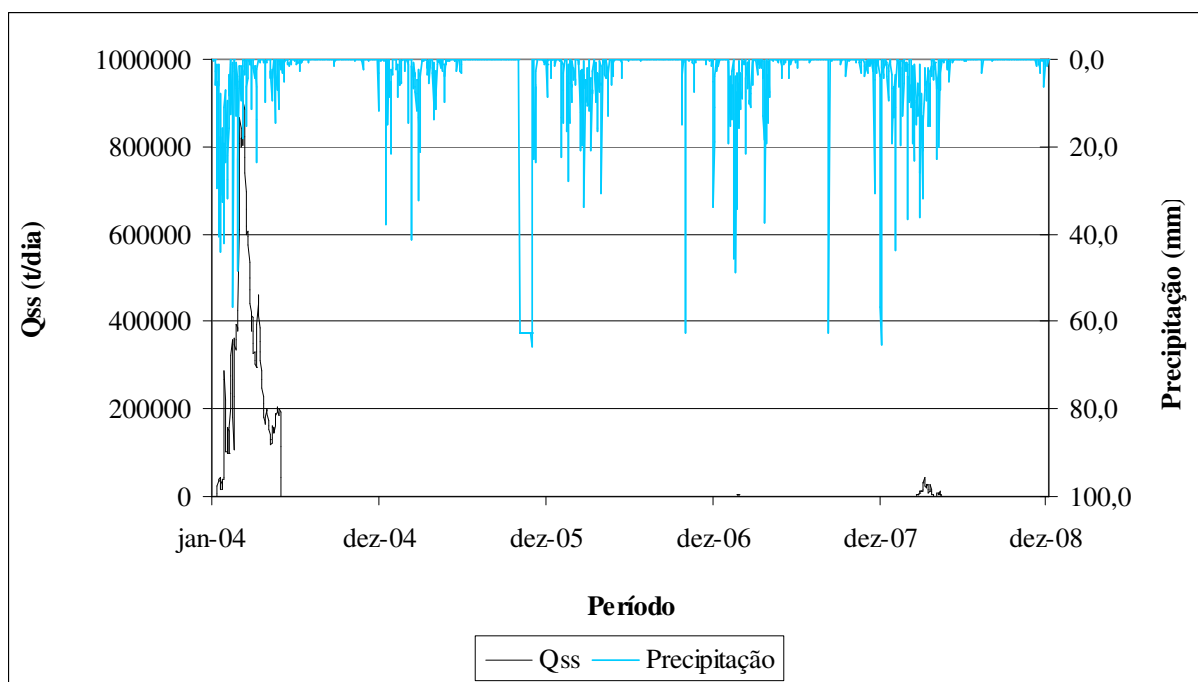


Figura 29 – Descarga de sedimento suspenso para o período de 2004 a 2008 para área em estudo

Ante as figuras supra-apresentadas, verifica-se de modo bastante visível a grande variação entre os meses chuvosos e os de estiagem, podendo-se afirmar que praticamente

100% da carga de sedimento em suspensão transportada no rio Jaguaribe ocorre de janeiro a maio de cada ano.

Avaliando os aspectos da produção de sedimentos no baixo vale do rio Jaguaribe durante um ano (período seco e período chuvoso), Cavalcante (2001) encontrou taxas de concentrações de sedimento suspenso que variaram de 3 mg.L⁻¹ a 250 mg.L⁻¹ e média de 68 mg.L⁻¹, mostrando-se muito próximos aos valores estimados neste estudo.

Estudo desenvolvido por Lima et al. (2006), no sentido de estimar o fluxo de sedimentos em suspensão no exutório de grandes bacias nacionais, apresentou resultados para a descarga sólida em suspensão média que variaram de um mínimo de 1,83 x 10⁶ t.ano⁻¹ para o rio São Francisco a um máximo de 810 x 10⁶ t.ano⁻¹ para o rio Amazonas. Pertinente a concentração média de sedimentos em suspensão, o mesmo estudo mostrou resultados entre um mínimo de 8,84 mg.L⁻¹ para o rio Tocantins e um máximo de 386,25 mg.L⁻¹ para o rio Doce. A Tabela 11 apresenta um resumo dos principais valores encontrados por Lima et al. (2006).

Tabela 11 – Dados hidrológicos e hidrossedimentológicos de grandes rios brasileiros

Estação	Rio	A. Dren. (km ²)	Q (m ³ .s ⁻¹)	Qss (t.ano ⁻¹)	Qss esp. (t.km ⁻² .ano ⁻¹)	Css (mg.L ⁻¹)
Óbidos	Amazonas	4.800.000	172.000	810,00 x 10 ⁶	168,8	149,33
Luzilândia	Parnaíba	300.000	695	6,06 x 10 ⁶	20,2	276,59
Porto Guaíra	Paraná	802.150	9.382	8,28 x 10 ⁶	10,3	27,97
Estreito do Iguaçu	Iguaçu	63.236	1.768	2,23 x 10 ⁶	35,3	40,00
Esperança	Paraguai	363.500	2.150	7,33 x 10 ⁶	20,2	108,11
Uruguiana	Uruguai	163.547	4.688	3,59 x 10 ⁶	22,0	24,31
Colatina	Doce	75.800	921	11,22 x 10 ⁶	148,0	386,25
Campos	Paraíba do Sul	55.500	791	4,35 x 10 ⁶	78,8	174,47
Própria	São Francisco	623.500	2.120	1,83 x 10 ⁶	2,9	27,38
Tucuruí	Tocantins	742.300	10.981	3,06 x 10 ⁶	4,1	8,84
Iguatu*	Jaguaribe	20.673	79	2,10 x 10⁶	100,6	114,99

A.Dren.: área de drenagem; Q: vazão média; Qss: descarga sólida em suspensão média; Qss esp.: descarga sólida em suspensão específica média; Css: concentração média de sedimentos em suspensão.

Fonte: Adaptado de Lima et al. (2006)

* Este estudo

Por sua vez, o valor de concentração média de sedimentos em suspensão obtido no âmbito da presente pesquisa mostra-se relevante visto que, em comparação com o estudo

supracitado, tal resultado apresenta mesma ordem de grandeza que os encontrados por Lima et al. (2006) para os rios Amazonas, Paraguai e Paraíba do Sul. Conforme ilustrado na tabela anterior.

5.5 Medidas de sedimento de leito

Utilizando-se o amostrador de sedimento de fundo BLH-84, foram realizadas quatro coletas entre os meses de fevereiro e março de 2009 na seção em estudo. Em conformidade com Carvalho et al. (2005) aplicou-se, então, a equação (3) e os resultados obtidos para a descarga sólida de leito variou de um mínimo de $4,99 \text{ t.dia}^{-1}$ para uma vazão de $0,88 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ até um máximo de $18,26 \text{ t.dia}^{-1}$ para uma vazão de $1,37 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e, em média, a descarga sólida de fundo foi em torno de $10,38 \text{ t.dia}^{-1}$ para uma vazão de $1,19 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Nessa linha, avaliações de descarga de leito com utilização do amostrador BLH-84 foram realizadas por Carvalho et al. (2005) o qual encontrou valores para sedimento de leito da ordem de $9,0 \text{ t.dia}^{-1}$ para vazões entre $0,088 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $0,430 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e Merten et al. (2008) que estimou valores entre $0,16 \text{ t.dia}^{-1}$ e $9,16 \text{ t.dia}^{-1}$ para vazões que variaram de $0,4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a $1,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

5.5.1 Granulometria

Conforme o Laboratório de Mecânica dos Solos e Pavimentação da UFC, a composição granulométrica do sedimento de leito da seção em estudo apresentou 1% de pedregulho, 9% de areia grossa, 75% de areia média e 15% de areia fina, caracterizando-o, assim, em nível geral, como areia. O valor da densidade encontrado foi igual a 2,62. A Figura 30 mostra a curva granulométrica característica do material (vide apêndice A).

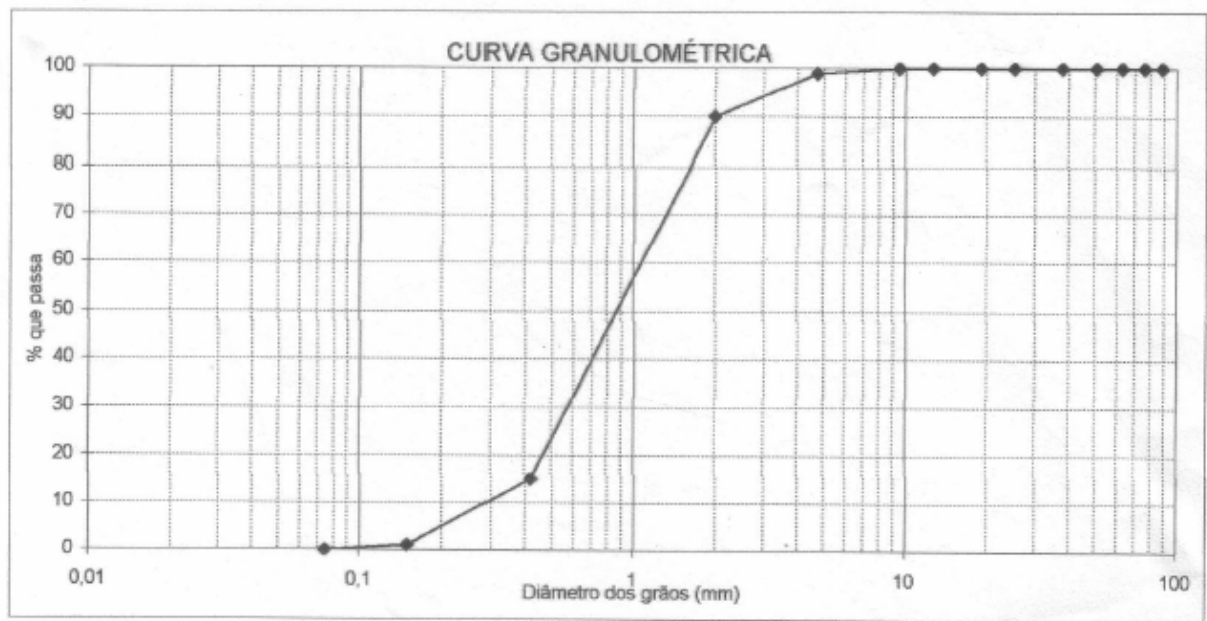


Figura 30 – Curva granulométrica do material de leito da seção em estudo

Em consonância, estudo desenvolvido por Cavalcante (2001), no baixo Jaguaribe, constatou que o leito principal do rio Jaguaribe onde corre água no período de estiagem caracteriza-se pela presença de areia fina siltosa. Enquanto, a parte do leito que fica sem água, durante esse período, apresenta areias do tipo médias e finas.

5.5.2 Calibração da declividade da linha de energia

A calibração da declividade da linha de energia (S_f) foi realizada utilizando-se o NSE entre os valores medidos de descarga de fundo e os valores estimados pelo modelo Einstein & Brown. O melhor resultado estimado apresentou um valor de NSE igual a 0,813 para um S_f igual a 0,0009. A Tabela 12 ilustra os valores de sedimento de fundo medidos e os valores calculados utilizados na calibração da declividade da linha de energia.

Tabela 12 – Valores medidos de sedimento de fundo e calibração da declividade da linha de energia (S_f) através do NSE

Coleta	Qsf medido		EB ($S_f = 0,0009$)
	ton/dia	kg/s	kg/s
4-fev-09	4,989	0,058	0,081
12-fev-09	12,018	0,139	0,103
16-fev-09	18,265	0,211	0,207
31-mar-09	6,246	0,072	0,042
NSE			0,813

5.5.3 Propriedades geométricas da seção

Utilizando os resultados encontrados a partir das quatro coletas de sedimento de fundo em conjunto com os dados da CPRM, elaboraram-se as curvas-chave que correlacionam às propriedades geométricas da seção em estudo, i.e. área da seção (A_s), largura do rio (L), perímetro (Per) e raio hidráulico (R_h) com a altura da régua (h). A Figura 31 mostra os resultados encontrados. Salienta-se que a largura do rio e o raio hidráulico são utilizados como dados de entrada no modelo Einstein & Brown.

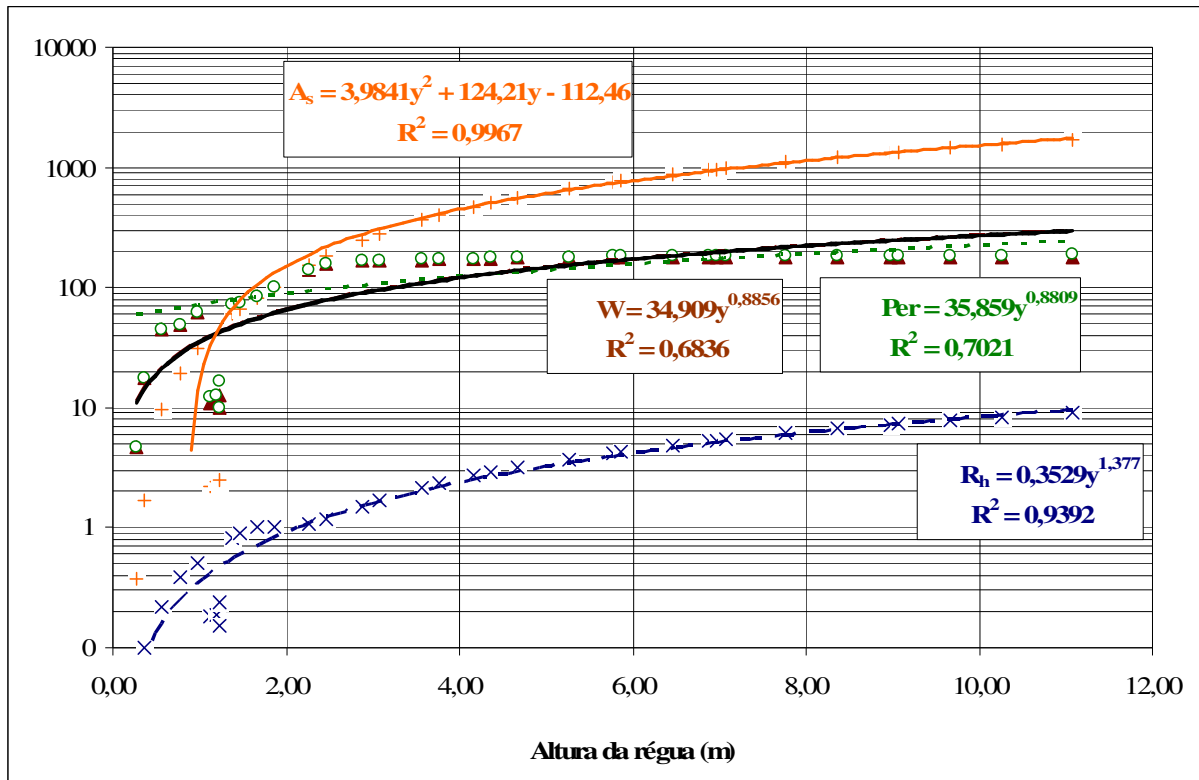


Figura 31 – Curvas-chave das propriedades geométricas da seção em estudo

5.5.4 Cotas

A partir de dados medidos da CPRM de cota e vazão para o período em estudo, obteve-se a curva-chave cota x vazão. Os valores mínimos e máximos de cota e vazão utilizados para a obtenção da curva-chave variaram entre 120 cm a 570 cm e $1,17 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente (Tabela 13). A curva-chave (Equação 28) apresenta-se na forma de potência com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,97$). Vide Figura 32.

Tabela 13 – Dados de entrada para confecção da curva-chave cota-vazão

Evento	data	cota (cm)	vazão (m³/s)
1	8-abr-84	337	190,0
2	8-abr-84	332	171,0
3	8-abr-84	330	169,0
4	9-abr-84	300	138,0
5	10-abr-84	260	74,9
6	11-abr-84	250	65,4
7	15-abr-84	221	36,3
8	16-abr-84	363	249,0
9	16-abr-84	372	267,0
10	17-abr-84	428	406,0
11	17-abr-84	462	497,0
12	17-abr-84	482	542,0
13	17-abr-84	508	618,0
14	25-abr-84	368	257,0
15	10-mai-84	211	32,4
16	13-mai-84	200	20,0
17	14-mai-84	198	18,3
18	18-mar-85	215	40,1
19	4-abr-85	570	900,0
20	21-abr-85	445	486,0
21	21-abr-85	441	465,0
22	19-abr-87	242	33,3
23	15-abr-88	218	20,9
24	28-mai-89	262	45,0
25	23-mai-94	175	9,0
26	23-mai-94	175	9,0
27	12-mai-95	192	18,8
28	15-mai-96	199	29,3
29	15-mai-96	199	29,3
30	17-fev-97	223	41,0
31	25-mar-97	356	193,0
32	16-jun-97	139	2,0
33	20-mar-99	235	46,6
34	18-abr-99	158	11,2
35	3-abr-00	185	17,2
36	13-jun-00	120	1,2
37	22-mar-02	214	30,7
38	23-mar-03	347	192,0
39	15-mar-07	164	16,6
40	19-mai-07	129	3,9
41	27-mar-08	426	451,0

Fonte: CPRM

$$h = (Q * 10^8)^{1/3,9856} \quad (28)$$

Sendo: h = altura da régua linimétrica (cm) e Q = descarga líquida (m³.s⁻¹).

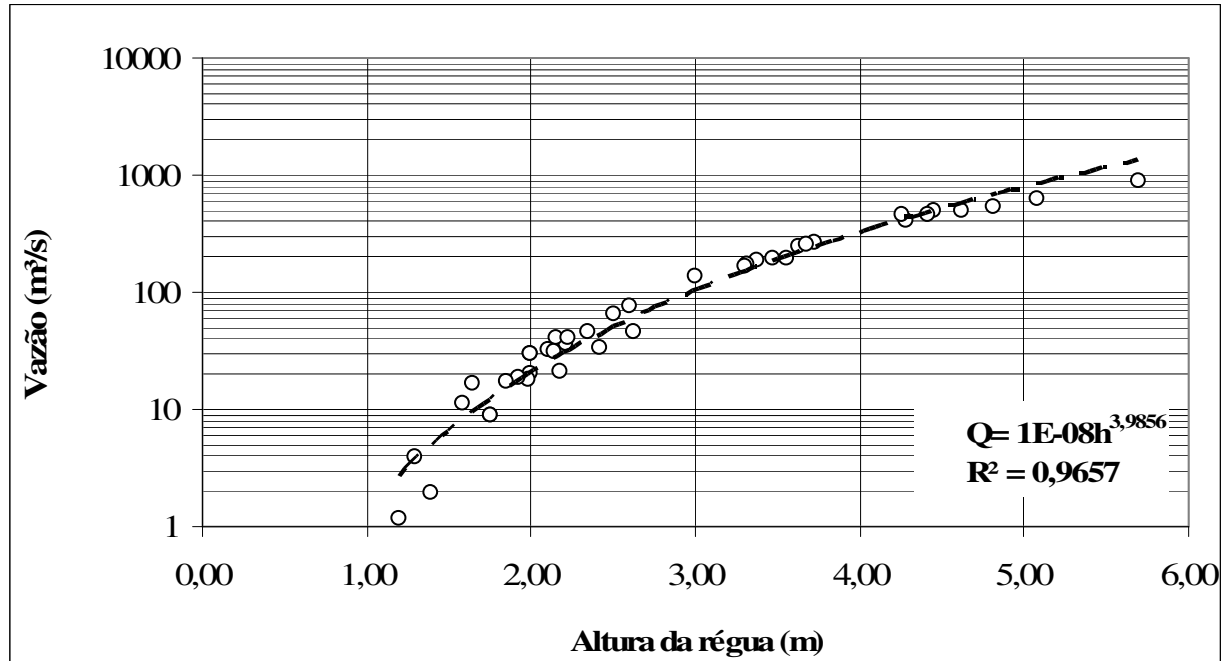


Figura 32 – Curva-chave cota x vazão para a seção do rio Jaguaribe em Iguatu/CE

5.6 Cálculo da descarga sólida de fundo

A descarga sólida de leito foi estimada utilizando-se o modelo EB, o qual se fundamenta nas equações desenvolvidas por Einstein (1942) e Brown (1943). Na aplicação do modelo foram simulados um total de 9.132 eventos entre 1984 e 2008 (período em estudo). Os resultados encontrados apresentaram uma variação entre um mínimo de zero (período seco) a um máximo de 29.610 t.dia⁻¹. Obteve-se, ainda, como média um valor de 1.538 t.dia⁻¹. As Figuras 33 a 37 ilustram os valores diários de descarga de sedimento de leito.

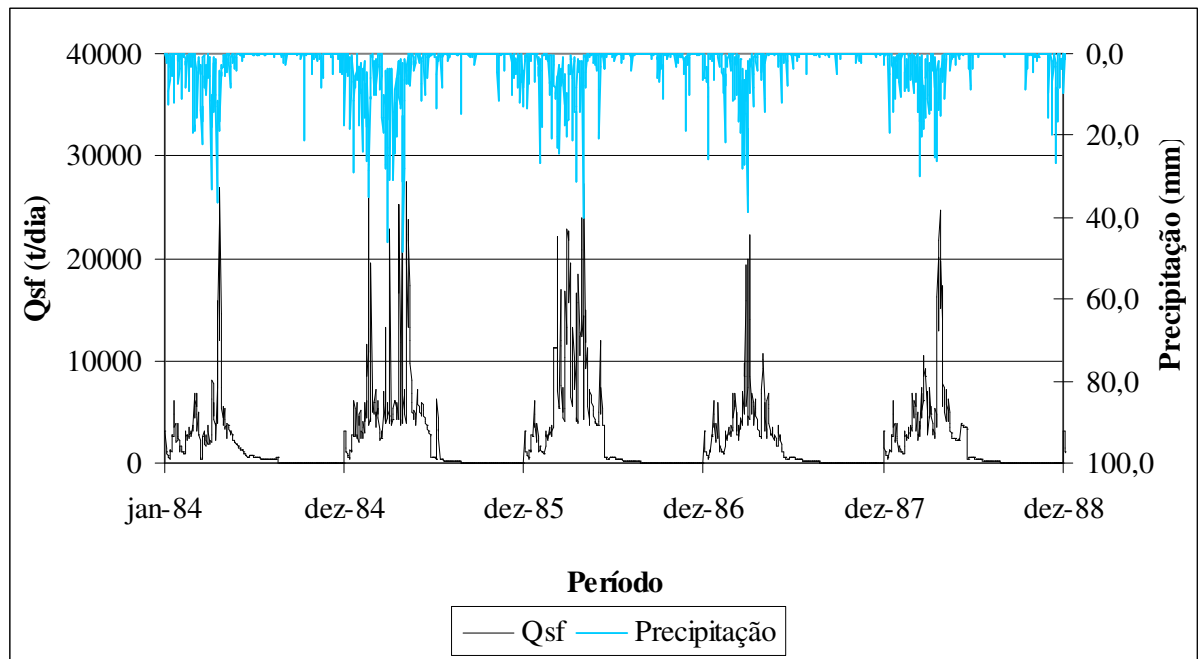


Figura 33 – Descarga de sedimento de leito para o período de 1984 a 1988 para área em estudo

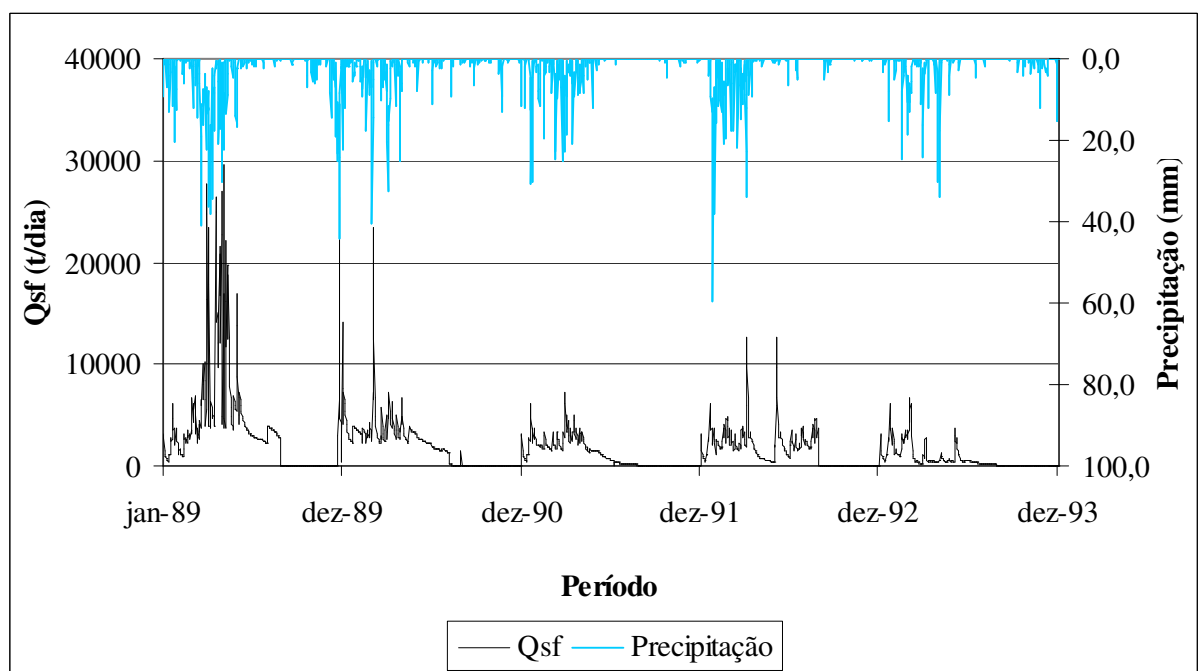


Figura 34 – Descarga de sedimento de leito para o período de 1989 a 1993 para área em estudo

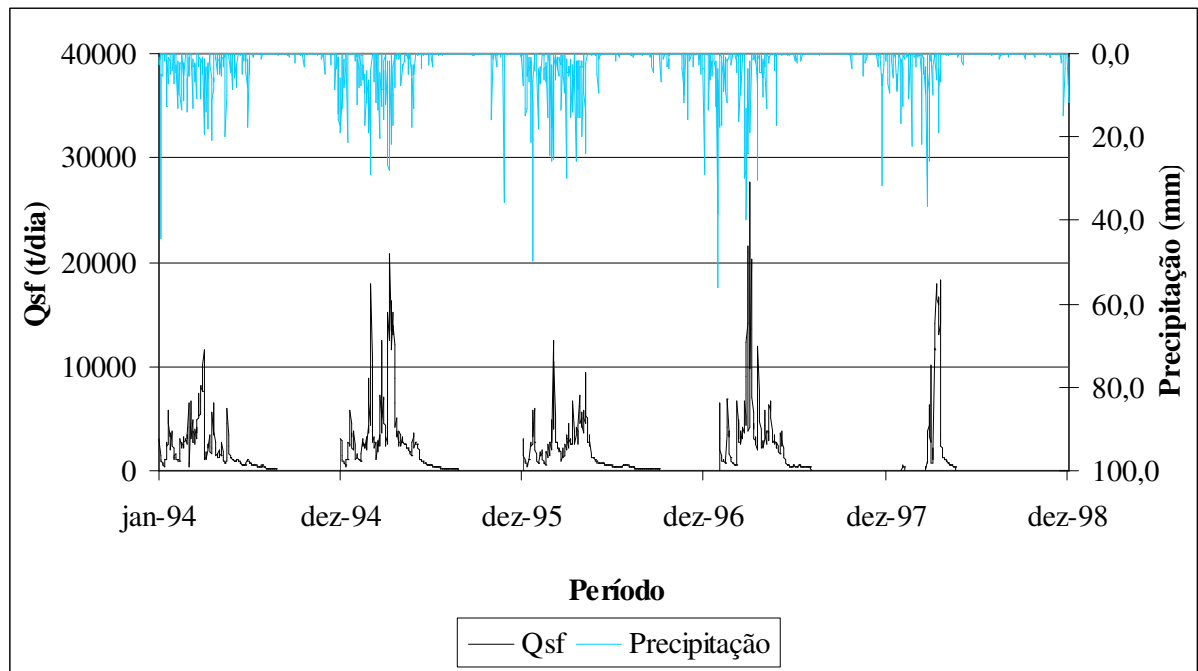


Figura 35 – Descarga de sedimento de leito para o período de 1994 a 1999 para área em estudo

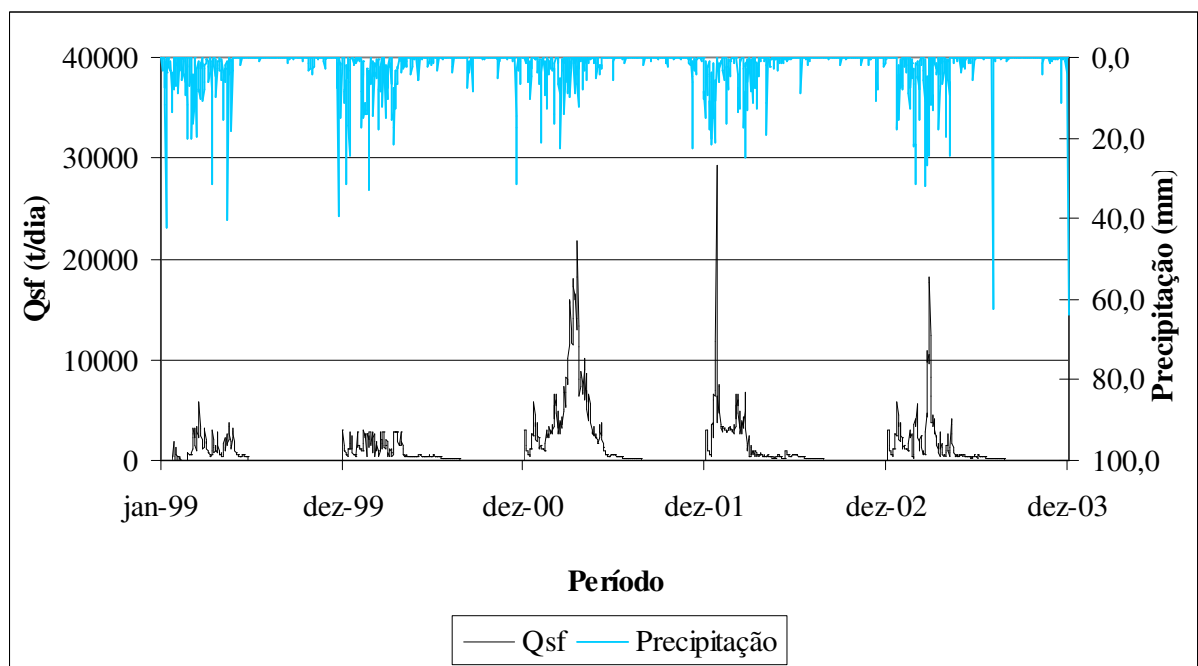


Figura 36 – Descarga de sedimento de leito para o período de 1999 a 2003 para área em estudo

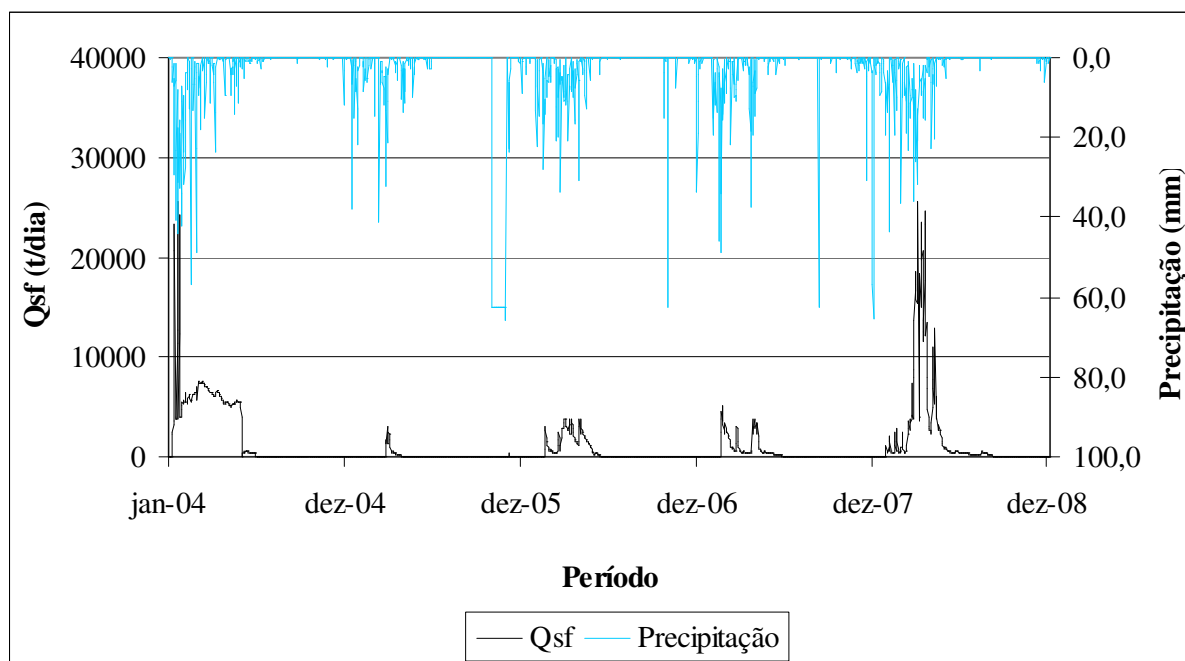


Figura 37 – Descarga de sedimento de leito para o período de 2004 a 2008 para área em estudo

A partir das figuras ilustrativas da descarga de sedimento de fundo (Figuras 33 a 37), percebe-se que a descarga de sedimento de fundo apresenta menor variabilidade interanual que a descarga de sedimento suspenso (Figuras 25 a 29). De acordo com Rovira, Batalla e Sala (2005) isto pode ser devido ao fato que a descarga de leito é mais constante através do tempo, em comparação com o sedimento suspenso que depende mais exclusivamente das enchentes, isto é, do regime fluvial.

Carvalho et al. (2005) apresentaram uma discussão sobre medições de descarga do leito por medições diretas (uso do amostrador BLM-84) em comparação ao uso de fórmulas desenvolvidas para a mesma estimativa. O estudo foi realizado em rios do semiárido baiano e os resultados variaram entre $238,5 \text{ kg.dia}^{-1}$ a $17.043 \text{ kg.dia}^{-1}$ para o amostrador BLM-84 e entre 193 kg.dia^{-1} a $3.634 \text{ kg dia}^{-1}$ para o método de Colby simplificado, o qual apresentou o melhor resultado dentre as fórmulas testadas. Nesse estudo utilizou-se o modelo EB para a estimativa de sedimento de leito que, conforme Farias (2008) é o modelo que melhor se ajusta para a região.

5.7 Avaliação da produção de sedimentos

Consoante a produção de sedimento para o estudo *sub examine*, o resultado total estimado através da utilização da curva-chave e do modelo Einstein & Brown foi da ordem de $127,73 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Para a produção de sedimento em suspensão estimou-se carga de $100,56 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ e, em relação à produção de sedimento de leito, esta foi estimada em $27,17 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$.

Através da análise dos valores obtidos para a produção de sedimentos, observa-se que 79% do aporte total de sedimentos que passa na seção em estudo correspondem a material transportado em suspensão e, 21% correspondem a material transportado pelo leito.

Em consonância com a classificação apresentada por Carvalho et al. (2000b) na Tabela 14, a produção de sedimento da área em estudo, considerando-se a descarga suspensa e de leito, pode ser considerada moderada.

Tabela 14 – Valores para classificação da produção de sedimentos

Classificação	Produção de sedimentos
	($\text{t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$)
Alta	>175
Moderada	70 a 175
Baixa	<35

Fonte: Carvalho et al. (2000b)

No que pertine à carga de leito transportada, esta possui grande variação em função das características físicas da bacia. Corroborando com tal fato podemos citar os estudos desenvolvidos por Szupiany et al.(2005) e Rovira et al. (2005) que estimaram uma variação do transporte de carga de fundo entre 3% e 83%, respectivamente.

Rovira, Batalla e Sala (2005) estimaram o balanço de sedimentos através de medições da carga de leito e em suspensão. Os resultados obtidos mostraram que a carga de sedimento que entra no rio Tordera é composta por 80% de carga de leito e 20% de carga em suspensão. Salienta-se que os autores realizaram este estudo em região de rios íngremes “gravel-bed Rivers” (ver FARIAS, 2008).

5.8 Retenção de sedimento em reservatórios

Conforme Malveira (2009) a área em estudo possui em torno de 4.200 reservatórios a montante da seção monitorada. Em sua pesquisa, a referida autora ordenou esses reservatórios em cinco classes conforme sua capacidade de acumulação, tendo ainda adotado como reservatórios estratégicos aqueles que apresentam capacidade de acumulação superior ao da maior classe adotada, no caso, 50 hm³. A Tabela 15 mostra a referida classificação.

Tabela 15 – Número de reservatórios por classes de acumulação e estratégicos dentro da área pesquisada para o período entre 1984 a 2008

Ano	Total	NÚMERO DE RESERVATÓRIOS POR CLASSE					Estratégicos
		C1 <0,1 hm ³	C2 0,1 - 1 hm ³	C3 1 - 3 hm ³	C4 3 - 10 hm ³	C5 10 - 50 hm ³	
1984	1994	1704	98	143	22	26	2
1985	2025	1730	99	145	22	26	2
1986	2057	1757	101	148	22	27	2
1987	2088	1784	102	150	23	27	2
1988	2245	1918	110	161	24	29	2
1989	2276	1945	111	163	25	30	2
1990	2338	1998	115	168	25	30	2
1991	2401	2052	118	172	26	31	2
1992	2589	2213	127	186	28	34	2
1993	2589	2213	127	186	28	34	2
1994	2589	2213	127	186	28	34	2
1995	2620	2239	128	188	28	34	2
1996	2746	2347	135	197	30	36	2
1997	2808	2400	138	202	30	36	2
1998	2871	2454	141	206	31	37	2
1999	3170	2709	155	227	34	41	3
2000	3217	2748	158	231	35	42	4
2001	3280	2802	161	235	36	43	4
2002	3405	2909	167	244	37	44	4
2003	3528	3014	173	253	38	46	4
2004	3528	3014	173	253	38	46	4
2005	3563	3043	174	256	39	46	5
2006	3563	3043	174	256	39	46	5
2007	3563	3043	174	256	39	46	5
2008	3563	3043	174	256	39	46	5

Fonte: Malveira (2009)

5.8.1 Estimativa da taxa média de sedimento retido

Tendo por base os valores medidos por Araújo (2003) e Araújo et al. (2003) obteve-se a taxa média de sedimento retido (ξ_m) pelos reservatórios conforme sua classe de acumulação através da equação (21). O resultado médio estimado foi da ordem de $4,62 \times 10^{-7} \text{ t.m}^{-3}/(\text{MJ.mm ha}^{-1}.\text{h}^{-1})$. A Tabela 16 mostra os resultados.

Tabela 16 – Valor da taxa média de sedimento retido (ξ_m) pelos reservatórios conforme sua classe de acumulação

Reservatórios	V_0 (hm ³)	V_1 (hm ³)	ΣR (MJ.mm.ha ⁻¹ .h ⁻¹)	ρ (t.m ⁻³)	ξ_m
Santo Anastácio	0,508	0,372	744225	1,26	$4,533 \times 10^{-7}$
Canabrava	1,22	1,13	418779	1,38	$2,431 \times 10^{-7}$
São Mateus	10,34	8,88	280876	1,36	$6,837 \times 10^{-7}$
Várzea do Boi	51,91	46,09	287452	1,20	$4,678 \times 10^{-7}$
Média					$4,62 \times 10^{-7}$

Fonte: Araújo (2003); Araújo et al. (2003)

Pelo exposto na Tabela 16, podemos verificar que a produção média de sedimento retido pelos reservatórios não sofre grande variação para as diferentes classes, ou seja, não há uma correlação entre ξ_m e a classe em que se encontra o açude. Desta forma, podemos adotar um valor médio como sendo constante para todas as classes.

5.8.2 Erosividade média anual para a bacia

Relativo à erosividade média anual para a bacia em estudo (Tabela 17), esta apresentou valores entre $2.620 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$ para o ano de 1993 a $18.581 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$ para o ano de 1985.

Tabela 17 – Erosividade média para a bacia em estudo para o período de 1984 a 2008

Ano	R (MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹)	Ano	R (MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹)
1984	7301	1997	7646
1985	18581	1998	2996
1986	9108	1999	5677
1987	5739	2000	6089
1988	7846	2001	2989
1989	13010	2002	4262
1990	3769	2003	5596
1991	4267	2004	13299
1992	5599	2005	4016
1993	2620	2006	6265
1994	5215	2007	6657
1995	7011	2008	9641
1996	8008	Soma	173209

5.8.3 Estimativa do valor de sedimento retido nos reservatórios de classe 1 a 5

Pertinente a retenção de sedimentos nos reservatórios de classe 1 a classe 5, esta variou de mínimo de 11,50 t.km².ano⁻¹ a um máximo de 166,21 t.km².ano⁻¹. A Tabela 18 mostra essa variação.

Tabela 18 – Valores estimados de retenção de sedimentos para os reservatórios da classe 1 a classe 5 localizados na bacia em estudo para o período de 1984 a 2008

Classe	Sedimento retido		
	t	t.ano⁻¹	t.km⁻².ano⁻¹
C1	9,43E+06	3,77E+05	18,24
C2	5,95E+06	2,38E+05	11,50
C3	3,17E+07	1,27E+06	61,28
C4	1,56E+07	6,23E+05	30,13
C5	8,59E+07	3,44E+06	166,21
Total	1,49E+08	5,94E+06	287,38

5.8.4 Estimativa do valor de sedimento retido nos reservatórios estratégicos

Para os reservatórios estratégicos a retenção de sedimento variou de 3,18 t.km².ano⁻¹ a 11,25 t.km².ano⁻¹. A Tabela 19 mostra os valores estimados de retenção para os reservatórios estratégicos.

Tabela 19 – Valores estimados de retenção de sedimentos para os reservatórios estratégicos localizados na bacia em estudo para o período de 1984 a 2008

Res. Estratégicos	Sedimento retido		
	t	t.ano ⁻¹	t.km ⁻² .ano ⁻¹
Arneiroz II	2,25E+06	9,01E+04	4,36
Canoas	1,77E+06	7,09E+04	3,43
Muquém	1,65E+06	6,58E+04	3,18
Poço da Pedra	5,81E+06	2,32E+05	11,25
Várzea do Boi	3,71E+06	1,48E+05	7,18
Total	1,52E+07	6,08E+05	29,40

Quanto a retenção de sedimento pelos reservatórios temos, ainda, que o sedimento total retido pelos reservatórios foi de 316,78 t.km².ano⁻¹. Deste valor, os pequenos açudes (<50 hm³) acumularam ao todo 287,38 t.km².ano⁻¹, em torno de 91% do total de sedimento retido para o período em estudo. Ao passo que, os reservatórios estratégicos (>50 hm³) acumularam 29,40 t.km².ano⁻¹, representando 9% do total retido para o mesmo intervalo de tempo. Todavia há que se acrescentar que três dos reservatórios estratégicos (Arneiroz II, Canoas e Muquém) possuem um período de operação menor que o período da série histórica estudada.

Estudo desenvolvido por Verstraeten e Prosser (2008) na bacia do rio Murrumbidgee (Austrália), mostrou que a construção de milhares de pequenas barragens (5.000 a 10.000) em fazendas da região diminuiu a erosão em 14% e a entrega de sedimento das encostas em 47%. Na mesma linha, Meade e Moody (2008) examinando a influência da construção de barragens no rio Mississippi relataram que as mesmas contribuem para o decréscimo na descarga de sedimento. Contudo, os autores salientam que esta redução, nos últimos anos, também se relaciona com o desenvolvimento das práticas conservacionistas do solo.

5.9 Avaliação da produção de sedimento total

Pertinente a produção de sedimento total, o resultado estimado, somando-se o que passa no exutório da bacia (sedimento suspenso e sedimento de leito) com o sedimento retido nos reservatórios a montante, foi da ordem de $450 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$.

Fazendo uma comparação com outros estudos, podemos citar a revisão realizada por Araújo e Knight (2005) para a produção de sedimentos em diferentes escalas onde, graficamente, observamos que o resultado encontrado neste estudo está dentro do patamar obtido pelos autores anteriormente citados para a América do Sul. A Figura 38 ilustra tal comparação.

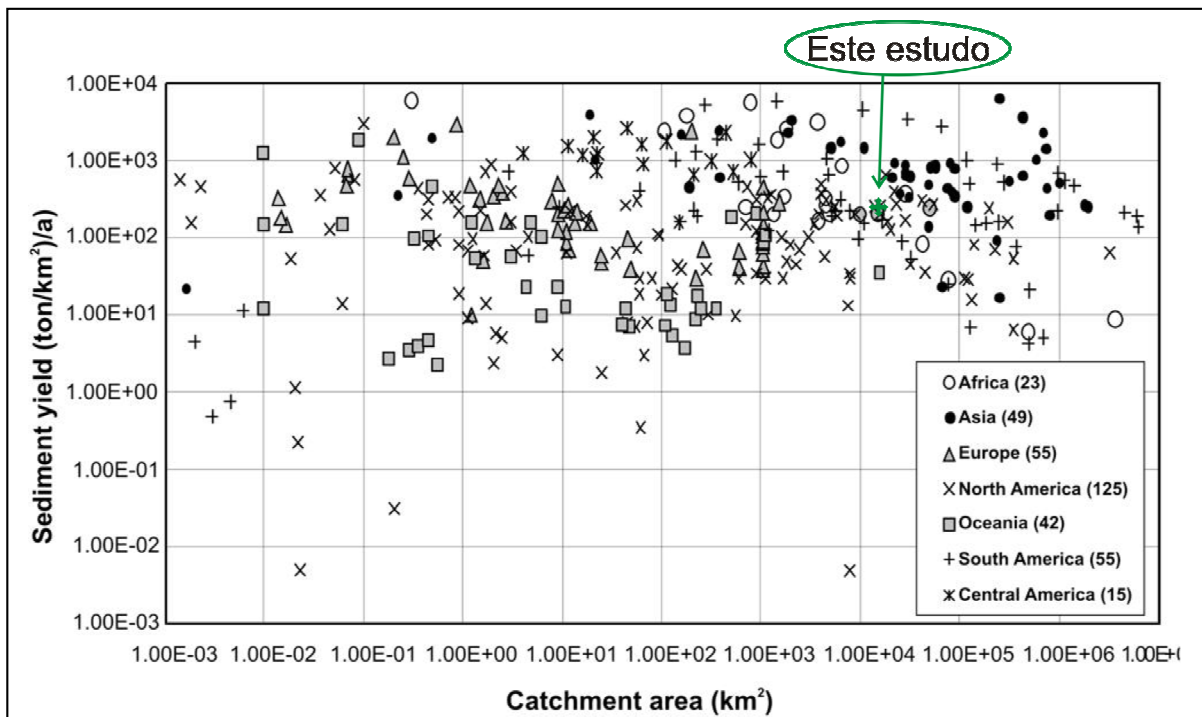


Figura 38 – Produção de sedimento por área de drenagem em diferentes continentes

Fonte: Araújo e Knight (2005)

Salienta-se, ainda, que do sedimento total estimado (suspensão + leito + retenção), 65% ficam retidos nos pequenos reservatórios (<50 hm³). Por sua vez, desse total retido nos pequenos açudes 4% são retidos pelos açudes da classe 1, 3% pelos açudes da classe 2, 14% pelos açudes da classe 3, 7% pelos açudes da classe 4 e 37% pelos açudes da classe 5. Consoante aos reservatórios estratégicos, estes retêm 7% da produção total de sedimento. Por fim, temos que 22% da produção de sedimento total estimada passam como sedimento suspenso e 6% passam como sedimento de leito no exutório da bacia (ver Figura 39).

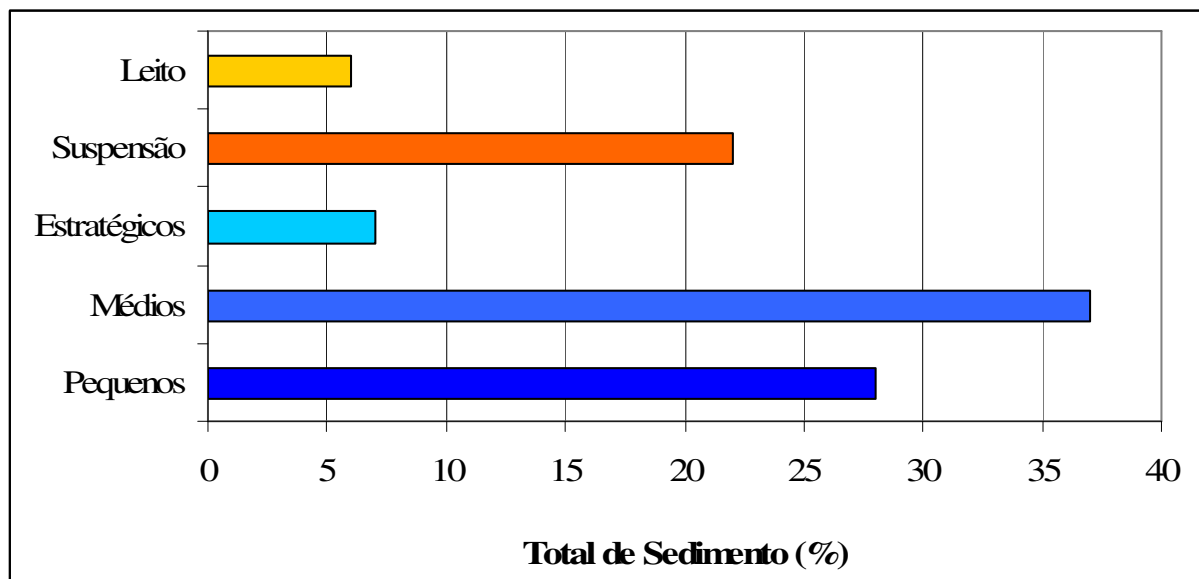


Figura 39 – Percentuais de sedimentos em suspensão, leito e retidos em reservatórios na bacia estudada

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho, foi proposta uma metodologia relativamente simples para estimar a produção de sedimento em grandes bacias com elevado número de reservatórios. Desta forma, a partir das estimativas realizadas neste estudo para uma série histórica de 25 anos (1984-2008), foi possível concluir que:

- A curva-chave de sedimento desenvolvida para a seção em estudo apresentou suave tendência a subestimar a produção de sedimentos, visto que a diferença percentual entre o somatório dos valores medidos e estimados foi de -9%.
- A produção de sedimento que passa pelo exutório da bacia estudada é em torno de $130 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Para a produção de sedimento em suspensão estimou-se $100 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ que corresponde a 79% do total e, em relação à produção de sedimento de leito, esta foi estimada em cerca de $30 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, correspondendo a 21% do sedimento que chega ao exutório.
- A retenção de sedimento pelos reservatórios no período foi da ordem de $320 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Os pequenos açudes (<50 hm³) acumularam ao todo, cerca de $290 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ em torno de 91% do total de sedimento retido. Ao passo que, os açudes estratégicos (>50 hm³) acumularam aproximadamente $30 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, representando 9% do total retido.
- A produção de sedimento total estimada (sedimento suspenso no exutório+ sedimento de leito no exutório + retenção nos reservatórios da bacia) foi da ordem de $450 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Dos quais, aproximadamente, 65% ficam retidos nos pequenos reservatórios (<50 hm³); 7% ficam retidos nos reservatórios estratégicos; 22% passam no exutório como sedimento suspenso e, 6% passam no exutório como sedimento de leito.
- Ante os resultados encontrados, podemos depreender que a pequena açudagem exerce um papel de vasta importância na região, não somente em relação ao acúmulo de água para dessedentação e irrigação, mas também, quanto à retenção de sedimento erodido na bacia. Tal retenção evita que o sedimento chegue aos açudes estratégicos (Orós, por exemplo) diminuindo sua taxa de assoreamento e, portanto, minimizando a redução da disponibilidade hídrica na bacia.

No sentido de melhorar os resultados aqui encontrados em futuros estudos da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas, recomenda-se:

- Realizar medidas de vazões e descarga de sedimentos associadas a grandes eventos chuvosos. Ou seja, obter dados medidos das maiores vazões, no sentido de diminuir a extrapolação da curva-chave de sedimento.
- Estimar a carga de sedimento que sai do sistema através da retirada de água para abastecimento humano, irrigação e outros. O mesmo pode ser feito através do levantamento e localização das retiradas de água por usuários (e.g. irrigantes, sistemas comunitários, concessionárias de abastecimento de água).
- Comparar os resultados obtidos com aqueles produzidos através de modelagem matemática (modelo WASA-SED).
- Usar um modelo distribuído para estimar a produção de sedimento na bacia e realizar um paralelo com o modelo concentrado, aplicado neste estudo.
- Realizar o monitoramento de pequenos reservatórios e de descargas líquidas e sólidas em pontos estratégicos da bacia.

REFERÊNCIAS

ACHITE, M.; OUIILLON, S. (2007). Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). **Journal of Hydrology**. 343: 187-202.

ALI, K. F.; DE BOER, D. H. (2007). Spatial patterns and variation of suspended sediment yield in the upper Indus River basin, northern Pakistan. **Journal of Hydrology** 334: 368 – 387.

APPEL, K. J. (2006). **Characterisation of badlands and modeling of soil erosion in the Isábena watershed, NE Spain**. Msc Thesis, Potsdam University, Potsdam, Germany.

ARAÚJO, J. C., GÜNTNER, A., BRONSTERT, A., 2006. Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, 51(1), 157-170, DOI 10.1623/hysj.51.1.157.

ARAÚJO, J. C., BRONSTERT, A., GÜNTNER, A., 2005. Influence of reservoir sedimentation on water yield in the semiarid region of Brazil. In: VIIth IAHS Scientific Assembly, 2005, Foz do Iguaçu. Sediment Budgets, **IAHS Publication** 292. Wallingford: v.2, p.301-307.

ARAÚJO, J. C. AND KNIGHT, D. W., 2004. Assessment of sediment yield of watersheds by reservoir survey and simulation modelling in Brazilian semiarid environment. In: Geomorphological processes and human impact in river basins, 2005, Solsona. Proceedings. Wallingford: **IAHS Publication**, 2004, v. 299, p. 126-131.

ARAÚJO, J. C. **Relatório de Estágio Pós-doutoral**. The University of Birmingham/ CAPES/ UFC, 2004. 133p.

ARAÚJO, J. C. Assoreamento em Reservatórios do Semiárido: Modelagem e Validação. In: REVISTA BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS, 2003, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: v.8, n.2, pp. 39- 56.

ARAÚJO, J. C., FERNANDES, L., MACHADO JÚNIOR, J. C., LIMA OLIVEIRA, M. R., CUNHA SOUSA, T., 2003. **Sedimentation of reservoirs in semiarid Brazil**. In: T. Gaiser, M.S. Krol, H. Frischkorn, J.C.d. Araújo (Eds.): Global change and regional impacts: Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the semi-arid Northeast of Brazil. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 205-216.

BRASIL, Agência Nacional de Águas (ANA). **Banco de dados HidroWeb**. Acessado em 03/09/2008.

BRASIL, **Companhia de Serviço Geológico do Brasil (CPRM)**.

BROOKS, K. N.; FFOLIOTT, P. F.; GREGERSEN, H. M.; THAMES, J. L. **Hydrology and the Management of Watersheds**. 1991. Iowa State University 1 ed. 392p.

BICALHO, C. C. **Estudo do Transporte de sedimentos em suspensão na Bacia do rio Descoberto**. 123p. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos)-Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

CARVALHO, N. O. (2008). **Hidrossedimentologia prática**. Editora Interciência. Rio de Janeiro, RJ. 599p.

CARVALHO, N. de O.; DE AQUINO, R. F.; RIBEIRO, J. I. O.; SANTOS, S. de S.; OLIVEIRA, M. Q.; FONSECA, L. L.; ARAÚJO, L. A.; GENZ, F. Descarga sólida do leito de um rio por medições diretas: estudo de caso. In: XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2005, João Pessoa, PB. **Anais...** João Pessoa, 2005. 7p.

CARVALHO, N. O.; JÚNIOR, N. P. F.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. (2000a). **Guia de práticas sedimentométricas**. ANEEL, Brasília-DF, 154p.

CARVALHO, N. O.; JÚNIOR, N. P. F.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. (2000b). **Guia de avaliação de assoreamento de reservatórios**. ANEEL, Brasília-DF, 140p.

CAVALCANTE, A. A. **Aspectos da produção de sedimentos e seus efeitos na gestão dos recursos hídricos no baixo vale do rio Jaguaribe-Ce**. 139p. Dissertação (Mestrado em Geografia)-Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2001.

CEARÁ, Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH). **Anuário do monitoramento quantitativo dos principais açudes do estado do Ceará**. Fortaleza: 2001.

CEARÁ, Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH). **Planejamento Estadual de Recursos Hídricos**. Fortaleza, 1999.

CEARÁ, Decreto nº 23.068, de 11 de Fevereiro de 1994. Dispõe sobre a classificação dos açudes quanto sua capacidade de acumulação de água. **Diário Oficial do Estado** – DOE de 18 de Fevereiro de 1994.

CEARÁ, Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará (IPECE). 2003. **Anuário estatístico do Ceará**. 2002 – 2003. Acessado em 23/06/2009.

CEARÁ, Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará (IPECE). 2008. **Anuário estatístico do Ceará**. 2007 - 2008. Acessado em 23/06/2009.

CEARÁ, Secretaria de Recursos Hídricos – CE (SRH-CE). **Atlas eletrônico**. Acessado em 23/06/2009.

CHELLA, M. R.; FERNANDES, C. V. S.; FERMIANO G. A.; FILL, H. D.; SANTOS, I. (2005). Avaliação do Transporte de Sedimentos no Rio Barigüi. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. vol 10, n.3, 105-111.

CHEN, C.-N.; TSAI, C.-H.; TSAI, C.-T. (2006). Simulation of sediment yield from watershed by physiographic soil erosion-deposition model. **Journal of Hydrology** 327: 293-303.

CHEVALLIER, P. Aquisição e processamento de dados. In: **Hidrologia** (ciência e aplicação). Org. TUCCI, C.E.M. 4 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2007. pp. 485 – 525.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R; MAYS, L. W. (1988). **Applied Hydrology**. McGraw-Hill Int., New York.

COIADO, E. M. (2001a). **Assoreamento de reservatórios**. In: Paiva, J. B. D. e Paiva, E. M. C. D. In: Hidrologia Aplicada à gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. Org. por DE PAIVA, J. B. D.; DE PAIVA, E. M. C. D., Porto Alegre: ABRH. pp. 395-426.

DE PAIVA, E. M. C. D. (2001a). **Métodos de Estimativa da Produção de Sedimentos em Pequenas Bacias Hidrográficas**. In: Hidrologia Aplicada à gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. Org. por DE PAIVA, J. B. D.; DE PAIVA, E. M. C. D., Porto Alegre: ABRH. pp. 365-394.

DE PAIVA, E. M. C. D. (2001b). **Métodos de Cálculo do transporte de Sedimentos em Rios**. In: Hidrologia Aplicada à gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. Org. por DE PAIVA, J. B. D.; DE PAIVA, E. M. C. D., Porto Alegre: ABRH. pp. 313-364.

DE VENTE, J.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; ROMPAEY, A. V.; GOVERS, G. (2008). Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. **Global and Planetary Change**. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.05.002.

ESTRANY, J.; GARCIA, C. (2005). Monitoring suspended sediment fluxes in the Na Borges basin, Mallorca, Spain. **IAHS Publications**, n. 299. Catalonia, Spain. p. 117 – 123.

FARIAS, T. R. L., 2008. **Produção de sedimentos em bacias hidrográficas sob diferentes contextos geo-ambientais: medida e modelagem**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, UFC, Fortaleza-CE.

FIGUEIREDO, E. E.; BATHURST, J. C. (2005). Relationship between simulated sediment yield and scale in a semiarid region of Brazil. **IAHS Publication** 292, Foz do Iguaçu, Brasil. p. 110 – 118.

FUCK JÚNIOR, S. C. F. **Subsídio à gestão ambiental: descrição fisiográfica e análise funcional das bacias hidrográficas do Ceará**. Revista Eletrônica do Curso de Geografia do Campus Jataí – UFG, 2008.

GÜNTNER, A. (2002). **Large-scale hydrological modeling in the semi-arid North-East of Brazil**. PIK-Report No. 77. PhD thesis Potsdam Institute for Climate Research, Germany.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. (2003). **Large-Scale Hydrological Modeling of a semi-arid Environment: Model, Development, Validation and Application**. In: GAISER, T.; KROL, M.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO J.C. (eds.) *Global Change and Regional Impacts*. Springer Verlag, Berlin.

HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Desing hydrology and sedimentology for small catchments**. Ed. Academic Press. San Diego. 1994.

HAREGEWEYN, N.; POESEN, J.; NYSSSEN, J.; VERSTRAETEN, G.; DE VENTE, J.; GOVERS, G.; DECKERS, S.; MOEYERSONS, J. (2005). Specific sediment yield in Tigray-Northern Ethiopia: assessment and semi-quantitative modeling. **Geomorphology** 69: 315 – 331.

IRVEM, A.; TOPALOGLU, F.; UYGUR, V. (2007). Estimating spatial distribution of soil loss over Seyhan River Basin in Turkey. **Journal of Hydrology** 336: 30 – 37.

LIMA, J. E. F. W.; LOPES, W. T. A.; CARVALHO, N. de O.; DA SILVA, E. M.; VIEIRA, M. R. Fluxo de sedimentos em suspensão no exutório de grandes bacias hidrográficas em

território brasileiro. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 2006. Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: nov. 2006.

LIMA, J. E. F. W.; LOPES, W. T. A.; CARVALHO, N. de O.; DA SILVA, E. M.; VIEIRA, M. R. (2005). Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. **IAHS Publications**, n. 291. Foz do Iguaçu, Brazil. Apr. 2005, p. 355 – 363.

MALVEZZI, R. **Semiárido**: uma visão holística. Brasília: Confea, 2007. 140 p.

MALVEIRA, V. T. C. **Pequena açudagem e sustentabilidade hidrológica em grandes bacias semiáridas**: estudo de caso da bacia do açude Orós. 2009. 103 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

MAMEDE, G. L.; DE ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. (2007) Global change scenarios in the prediction of reservoir sedimentation. **IAHS Publications**, n. 317. Bochum, Germany, p. 137 – 141.

MAMEDE, G. L. (2008). **Reservoir Sedimentation in Dryland Catchments**: Modelling and Management. Tese de Doutorado, Universidade de Potsdam, Alemanha.

MAMEDE, G. L.; DE ARAÚJO, J. C.; MEDEIROS, P. H. A.; BRONSTERT, A.. Modelo hidrossedimentológico Wasa-Sed: aplicação para o semiárido brasileiro. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 2008. Campo Grande. **Anais...** Campo Grande: nov. 2008.

MEADE, R. H.; MOODY, J. A. Changes in the discharge of sediment through the Missouri-Mississippi river system, 1940-2007. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 2008. Campo Grande. **Anais...** Campo Grande: nov. 2008.

MEDEIROS, P. H. A., VIEIRA, V. P. P. B. Importância da abordagem dos processos hidrossedimentológicos na gestão dos recursos hídricos no semi-árido Brasileiro. In: VIII SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 2006, Gravatá. **Anais**. Gravatá/PE, 2006.

MERTEN, G. H.; HOROWITZ, A. J.; MINELLA, J. P. G.; CLARKE, R. T.; RIBEIRO, G. S. Estimativa do fluxo de sedimentos em suspensão utilizando a curva-chave aplicada a vazões mensais e diárias. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 2007, São Paulo. **Anais**. São Paulo, 2007.

MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G.; CUNHA R. B.; GOMES, S. T. Avaliação da descarga sólida do leito em rio de montanha com uso do amostrador BLH-84. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 2008. Campo Grande. **Anais**. Campo Grande, 2008.

MORRIS, G. L.; FAN, J. **Reservoir sedimentation handbook**: design and management of dams, reservoirs, and watersheds for sustainable use. New York: McGraw-Hill, 1997. 848p.

NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - a discussion of principles. **Journal of Hydrology** 10, 282–290.

NAVAS, A.; WALLING, D. E.; QUINE, T. A.; MACHIN, J.; SOTO, J. (2005). The pattern of soil redistribution along a transect in the central Ebro basin (NE Spain) and its controls. **IAHS Publication** 291, Foz do Iguaçu, Brasil. P. 189-196.

OLD, G. H.; LEEKS, G. J. L.; PACKMAN, J. C.; SMITH, B. P. G.; LEWIS, S.; HEWITT, E. J.; HOLMES, A. Y. (2003). The impact of a convectional summer rainfall event on river flow and fine sediment transport in a highly urbanized catchment: Bradford, West Yorkshire. **The science of the Total Environment**, v. 314-316, p. 495-512.

ONDA, Y.; KATO, H.; TANAKA, Y.; TSUJIMURA, M.; DAVAA, G.; OYUNBAATAR, D. (2007). Analysis of runoff generation and soil erosion processes by using environmental radionuclides in semiarid areas of Mongolia. **Journal of Hydrology**, 333: 124– 132. 109

PICOUET, C.; HINGRAY, B.; OLIVRY, J.C. (2001). Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: the Upper Niger river basin. **Journal of Hydrology**, 250, p. 19-39.

PORTO, M. M, ANDRADE, E. A, TEXEIRA, A. S. Emprego do arcview na definição das regiões de precipitações homogêneas para o Estado do Ceará In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 6. 2002, Maceió, 2001. **Anais...** vídeo congress. CD-ROM

RAUDKIVI, A. J. **Loose Boundary Hydraulics**. A. A. BALKEMA: Rotterdam, 1998. 496p.

RESTREPO, J. D.; KJERFVE, B.; HERMELIN, M.; RESTREPO, J. C. (2006). Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia. **Journal of Hydrology**, 316: 213–232

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e recursos hídricos**. EESC/USP: São Carlos – SP., 1998. 840p.

ROVIRA, A.; BATALLA, R. J.; SALA, M. (2005). Fluvial sediment budget of a Mediterranean river: the lower Tordera, Catalan Coastal Ranges, NE Spain. **Catena** 60: 19 – 42.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. S.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. (2001). **Hidrometria Aplicada**. LACTEC-Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, Curitiba, 372p.

SANTOS, T. E. M.; SILVA, J. R. L.; ANDRADE, T. S.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA JÚNIOR, V. P.; SANTOS, E. S. (2006). “Índice de erosividade (EI30) das chuvas para a bacia experimental do Jatobá, no semiárido pernambucano”. In: VIII SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, Gravatá, Out. 2006, **CD Rom**.

SIAKEU, J.; OGUCHI, T. Soil erosion analysis and modeling: a review. **Transactions, Japanese Geomorphological Union**, v. 21, n. 4, 2000. p. 413-429.

SILVA JÚNIOR, V. de P.; DOS SANTOS, E. S.; DOS SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. de A.; SILVA, E. F. de F. Hidrometria experimental na bacia do Alto Ipanema no município de Pesqueira-PE. In: IX SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 2008, Salvador. **Anais...** Salvador, 2008.

SIMÕES, S. J. C.; COIADO, E. M. (2001). Métodos de Estimativa da Produção de Sedimentos em Pequenas Bacias Hidrográficas, in: Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. Org. por De PAIVA, J. B. D.; De PAIVA, E. M. C. D., Porto Alegre: **ABRH**, 2001. p. 365-394.

SOUZA FILHO, E. T. (2006). **Microbacia hidrográfica do Riacho Vazante, Aratuba, Ceará: solos, uso e percepção de seus agricultores**. 55f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

SOUZA, C. F.; DORNELLES, A. M.; ACIOLE, L. A.; MERTEN, G. Comparação dentre estimativas de produção de sedimentos na bacia do rio Potiribu. In: VII ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 2006. Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: nov. 2006.

SZUPIANY, R.; TRENTO, A.; ALVAREZ, A. M. Transporte de Sedimentos de Fondo en el Rio Salado, Santa Fe, Argentina. In: **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2005. vol. 10, n.1, jan/mar 2005. p 79-88.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2 ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678 p.

TUCCI, C. E. M.; PORTO, R. L. L.; BARROS, M. T. **Drenagem urbana**. 1 ed. Porto Alegre: UFRGS, 1995. 428 p.

VANLIERDE, E.; SCHUTTER, J.; MEYS, J. F. A.; MOSTAERT, F.; JACOBS, P. (2005). Contributions of authigenic iron compounds to fluvial suspended sediment concentrations and fluxes in the Nete sub-basin, Belgium. **IAHS Publication** 291, Foz do Iguaçu, Brasil. p. 54 – 63.

VANONI, V. A. **Sedimentation engineering: manuals and reports on engineering practice**. n. 54. New York: ASCE, 1977. 745 p.

VERICAT, D.; BATALIA, R. J. (2006). Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. **Geomorphology** 79: 72 – 92.

VERICAT, D.; BATALHA, R. J. (2005). Bed load under low sediment transport in a large regulated river: the lower Ebro, NE Spain. **IAHS Publications**, n. 299. Catalonia, Spain. May 2005. p. 171 – 178.

VERSTRAETEN, G.; LANG, A.; HOUBEN, P. (2009). Human impact on sediment dynamics – quantification and timing. **Catena** 77: 77 – 80.

VERSTRAETEN, G.; POESEN, J. (2001). Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. **Geomorphology** 40: 123–144.

WARD, J. P.; VAN BALEN, T. R.; VERSTRAETEN, G.; RESSEN, H.; VANDENBERGHE, J. (2009). The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment. **Geomorphology** 103: 389 – 400.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. USDA, **Agriculture Handbook** 537, Washington.

YANG, C. T. **Sediment transport: theory and practice**. Malabar: KRIEGER PUBLISHING COMPANY, 2003. 396 p.

ANEXO A - Dados batimétricos do açude Poço da Pedra

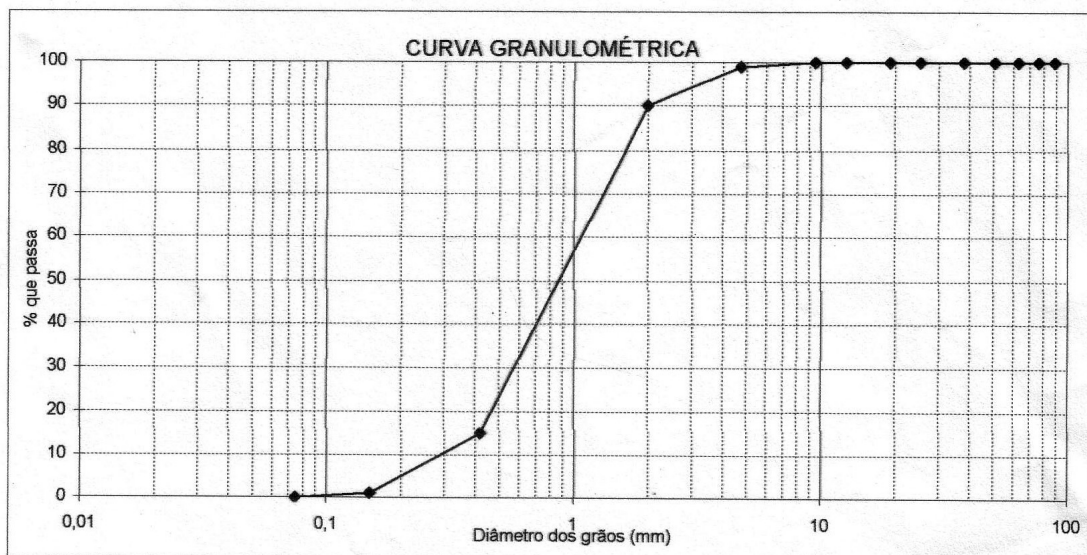
Tabela 20 – Dados batimétricos do açude Poço da Pedra em campos Sales/CE, obtidos no ano de 2007

Altitude Geométrica	Coluna D'água	Área (m²)	Volume (m³)
535,92	0,00	2.686.305,723	9.640.340,212
535,50	0,42	2.490.706,705	8.554.460,834
535,00	0,92	2.250.001,133	7.367.719,338
534,50	1,42	1.999.644,380	6.301.545,519
534,00	1,92	1.739.283,199	5.364.099,659
533,50	2,42	1.519.900,374	4.550.743,444
533,00	2,92	1.332.412,248	3.834.928,076
532,50	3,42	1.159.527,689	3.208.834,242
532,00	3,92	1.000.248,413	2.670.269,996
531,50	4,42	861.215,031	2.203.996,486
531,00	4,92	745.262,598	1.801.914,202
530,50	5,42	639.684,829	1.453.956,704
530,00	5,92	541.533,594	1.156.420,655
529,50	6,42	445.535,484	900.721,171
529,00	6,92	371.292,429	696.266,624
528,50	7,42	307.220,862	529.666,921
528,00	7,92	251.786,486	386.827,146
527,50	8,42	202.961,034	275.063,844
527,00	8,92	153.528,572	181.109,831
526,50	9,42	110.899,418	117.950,124
526,00	9,92	72.875,498	70.017,325
525,50	10,42	47.802,756	40.823,546
525,00	10,92	28.752,310	22.035,204
524,50	11,42	17.449,964	10.729,073
524,00	11,92	8.231,977	3.905,974
523,50	12,42	3.550,887	3.105,149
523,00	12,92	815,863	180,596
522,50	13,42	1,300	0,043
522,40	13,52	0,000	0,000

Fonte: COGERH

APÊNDICE A - Análise granulométrica do material de leito do rio Jaguaribe (seção Iguatu)

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA POR PENEIRAMENTO						
IGUATU					AMOSTRA:1	
					2009-329	
UMIDADE						
CÁPSULA Nº	1	AMOSTRA TOTAL		TOTAL	PARCIAL	
P.b.h.	50,00	P. ÚMIDO		500,00		
P.b.s.	50,00	P. RETIDO NA # Nº 10		50,38		
Tara	13,62	P.h. PASSA # Nº 10		449,62	100,00	
ÁGUA	0,00	P.s. PASSA # Nº 10		449,62	100,00	
SOLO SECO	36,38	P. AMOSTRA SECA		500,00	100,00	
UMIDADE %	0,00					
P	PENEIRAS		P.RETIDO	PESO	% PASSA	OBSERVAÇÕES:
E	POLEGADAS	mm	PARCIAL (g)	PASSA (g)	AM.TOTAL	
N	3 1/2"	88,9	0,00	500,00	100	
.	3"	76,2	0,00	500,00	100	
G	2 1/2"	63,3	0,00	500,00	100	
R	2"	50,8	0,00	500,00	100	
O	1 1/2"	38,1	0,00	500,00	100	
S	1"	25,4	0,00	500,00	100	
S	3/4"	19,1	0,00	500,00	100	
O	1/2"	12,7	0,00	500,00	100	
	3/8"	9,5	0,00	500,00	100	
	Nº 4	4,76	5,41	494,59	99	
	Nº 10	2	44,97	449,62	90	
F	Nº 40	0,42	83,33	16,67	15	
I	Nº 100	0,15	15,91	0,76	1	
N	Nº 200	0,075	0,25	0,51	0	
O						
						PEDREGULHO: 1
						AREIA GROSSA: 9
						AREIA MÉDIA: 75
						AREIA FINA: 15
						SILTE+ARGILA: 0



$$d = 2,62$$