

Universidade Federal do Ceará
Centro de Tecnologia
Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental
Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos

PEDRO HENRIQUE AUGUSTO MEDEIROS

**PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS E CONECTIVIDADE EM BACIA
SEMIÁRIDA: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas**

Orientador: José Carlos de Araújo

**Fortaleza – CE
Setembro de 2009**

PEDRO HENRIQUE AUGUSTO MEDEIROS

PROCESSOS HIDROSEDIMENTOLÓGICOS E CONECTIVIDADE EM BACIA

SEMIÁRIDA: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas

Tese submetida à banca examinadora aprovada pela Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil, área de concentração Recursos Hídricos.

Aprovada em 28 de setembro de 2009

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. Horst Frischkorn

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. Alain Marie Bernard Passerat de Silans

Universidade Federal da Paraíba – UFPB

Prof. Dr. Sérgio Koide

Universidade de Brasília – UNB

Dr. Andreas Güntner

GeoForschungsZentrum – GFZ

Aos meus pais Medeiros e Esther,
pelo tempo dedicado.

Aos meus irmãos João Vitor, Mayra
e Karina, pelos momentos divididos.

À Priscilla, pela vida compartilhada.

AGRADECIMENTOS

Durante a realização desta pesquisa, tive a oportunidade de conviver com pessoas que foram fundamentais para que eu seguisse adiante. A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram com este trabalho, minha sincera gratidão. Em especial, quero agradecer a:

O amigo e orientador José Carlos de Araújo, pelo esforço e dedicação incondicionais, pelos conselhos e apoio em todos os momentos em que precisei, pelos questionamentos que me incentivaram a tentar entender a natureza, e pelo reconhecimento.

O co-orientador Andreas Güntner, pela constante disposição em contribuir com esta pesquisa, pelas discussões e sugestões sempre muito enriquecedoras, e pela receptividade durante minha estadia em Potsdam.

Os amigos George Mamede e Till Francke, que estiverem sempre dispostos a esclarecer minhas dúvidas sobre o modelo WASA-SED e, principalmente, por todo o incentivo e apoio no período sanduíche em Potsdam.

A banca examinadora deste trabalho, composta pelo Dr. José Carlos de Araújo, Dr. Horst Frischkorn, Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça, Dr. Alain Marie Bernard Passerat de Silans, Dr. Sérgio Koide e Dr. Andreas Güntner, pelo debate e pelas sugestões que tanto contribuíram para esta tese.

Os amigos e colaboradores de campo, em especial o Sr. Antônio Francisco da Silva (Tico), a Hosana Oliveira, a Dona Marlene Evangelista e o Maurício Araújo, por terem compartilhado comigo seu conhecimento sobre os fenômenos naturais, pela dedicação ao monitoramento hidrológico e pela hospitalidade tão característica do sertanejo.

Os amigos do Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (HIDROSED), Alexandre Cunha Costa, Carlos Alexandre Gomes Costa, Cristian Epifânio de Toledo, Deborah Mithya Barros Alexandre, Francisco Wellington Ribeiro, George Leite Mamede, Iran Eduardo Lima Neto, José Vidal de Figueiredo, Marcos Meireles, Mário César Wiegand, Rafael Marques Medeiros, Teresa Raquel Lima Farias, Vanda Teresa Costa Malveira, Yuri Castro Ponciano Lima, pelo excelente ambiente de trabalho, pela companhia nas viagens a campo e pelas discussões sempre muito construtivas.

Os professores e funcionários do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental da UFC (DEHA) e do Departamento de Engenharia Agrícola da UFC (DENA).

Agradeço também algumas instituições que deram suporte a esta pesquisa: CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pela bolsa de estudo; CNPQ (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo

financiamento do Projeto CONECTE (Processo 471101/2007-9); DAAD (*Deutscher Akademischer Austauschdienst*), pela bolsa de doutorado sanduíche; IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis), pelo apoio nos trabalhos de campo; GFZ (*GeoForschungsZentrum*) e Universidade de Potsdam, por ter me recebido durante o período sanduíche; LFNA/UEL (Laboratório de Física Nuclear Aplicada da Universidade Estadual de Londrina), em especial o professor Avacir Andrello, pelas análises de espectrometria gama para determinação dos inventários de ^{137}Cs ; DENA/UFC (Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará), pelo acolhimento e disponibilização de suas instalações físicas durante toda a pesquisa.

Por fim, quero agradecer de maneira especial a toda minha família, especialmente à Priscilla, que esteve sempre ao meu lado, me apoiando em todas as decisões, e soube compreender os momentos de ausência.

RESUMO

A deficiência hídrica em regiões semiáridas, como o Nordeste do Brasil, representa um dos principais fatores limitantes ao desenvolvimento econômico, com graves consequências sociais. Para garantir a conservação dos recursos hídricos disponíveis, é imprescindível o controle de ações antrópicas que impactem negativamente a disponibilidade hídrica. Por exemplo, a ocupação desordenada do solo e a utilização de práticas inadequadas na agricultura intensificam a erosão e o transporte de sedimentos, interferindo diretamente na disponibilidade hídrica. O assoreamento de reservatórios causa a redução de sua capacidade de armazenamento e, conseqüentemente, sua capacidade de regularizar vazões com elevada garantia. O aporte de sedimentos a mananciais contribui também para a degradação da qualidade da água, através do aumento da turbidez, o que provoca a redução da concentração de oxigênio dissolvido, e do enriquecimento de nutrientes. Adicionalmente, a erosão do solo é um dos principais fatores de degradação ambiental, provocando a perda de nutrientes das camadas superficiais de solo. Portanto, uma avaliação precisa dos fluxos de sedimento ao longo de sua trajetória é imprescindível para a identificação de áreas potencialmente erosivas e de locais onde predominam processos de deposição. Para isso, faz-se necessário o conhecimento das condições de transporte dos sedimentos através e entre os diferentes compartimentos da bacia hidrográfica. O potencial de movimento de uma partícula no sistema, denominado de conectividade no transporte de sedimentos, destaca-se como fator determinante para a compreensão e estimativa dos fluxos de massa sólida. De forma a se avaliar o efeito da conectividade sobre a produção de sedimentos na região semiárida do Brasil, realizou-se simulação hidrossedimentológica da bacia hidrográfica de meso-escala do açude Benguê, Ceará, utilizando-se o modelo WASA-SED. Constatou-se que, de um modo geral, o balanço de água no solo determina as condições de geração de escoamento na região de estudo: muito embora haja uma predominância de iniciação do escoamento superficial por processo Hortoniano, na escala de bacia hidrográfica o excesso de precipitação é percebido somente em eventos de grande magnitude ou após sequências de eventos chuvosos, quando a conectividade hidrológica é elevada. Assim, as condições de transporte limitam a produção de sedimentos, gerando padrões espaciais muito semelhantes de escoamento superficial e de produção de sedimentos. Na escala de bacia hidrográfica, o padrão espacial de conectividade mostrou-se fortemente relacionado a características hidráulicas do solo, enquanto que na escala de vertente, características topográficas locais desempenharam um papel mais

importante no transporte de sedimentos. A simulação de características específicas do semiárido pelo modelo WASA-SED, tais como escoamento do tipo Hortoniano, infiltração a jusante, redistribuição lateral de escoamento e densa rede de reservatórios, permitiu a estimativa satisfatória dos fluxos de água e sedimentos tanto na bacia do Benguê (933 km²) como na sub-bacia de Aiuaba (12 km²). Um teste mais rigoroso foi realizado com o uso da técnica de Césio-137 como traçador de erosão/deposição de sedimentos. A comparação entre valores modelados e medidos com ¹³⁷Cs em uma vertente representativa demonstrou boa correlação entre os valores. Apesar de se tratar de um resultado local, tal comparação indica que o modelo WASA-SED simule os fluxos de sedimento de maneira satisfatória também na escala de vertente.

Palavras-chave: produção de sedimentos, conectividade, modelagem distribuída, bacia de meso-escala, semiárido

ABSTRACT

Water deficit in semiarid regions, such as the Northeastern Brazil, is a major limiting factor to economic development, with serious social consequences. To ensure the conservation of the available water resources, it is essential to control the human activities that impact negatively on water availability. For instance, uncontrolled soil use and improper agricultural practices, tend to intensify erosion and sediment transport processes, with direct impacts on water availability. Reservoirs siltation causes a reduction of the storage capacity and, hence, of the ability to supply water with high reliability. Sediment input to water bodies also contributes to water quality degradation, by increasing turbidity, which results in a reduction of the concentration of dissolved oxygen, and nutrient enrichment. In addition, soil erosion is a major factor of environmental degradation, causing the loss of nutrients of the top soil layers. Therefore, an accurate assessment of sediment fluxes along its pathway is essential for the identification of potentially erosive areas and regions where deposition processes predominate. For such estimation, a good understanding of the conditions of sediment transport through and between the different catchment compartments is necessary. The potential for movement of the soil particles within the system, denominated connectivity in sediment transport, stands out as a determining factor for the understanding and estimation of the flow of solid mass. In order to evaluate the effect of connectivity on sediment yield in the semiarid region of Brazil, a hydrosedimentological simulation of the Benguê meso-scale catchment (Ceará, Brazil) was carried out with the WASA-SED model. It was found that, in general, water balance in the soil matrix determinates the conditions for runoff generation in the study area: although there is a predominance of surface runoff initiation by Hortonian process, in the catchment scale, excess precipitation is observed only in events of great magnitude or sequences of rain events, when hydrological connectivity is high. Thus, the transport conditions limit sediment yield, generating very similar spatial patterns of runoff and sediment yield. At the catchment scale, the spatial pattern of connectivity was strongly related to soil hydraulic properties, while topographic characteristics played a more important role in sediment transport at the finer scale. The simulation of specific features of semiarid regions by the WASA-SED model, such as Hortonian-type flow, downstream re-infiltration of surface runoff, lateral flow redistribution and dense network of reservoirs, allowed a satisfactory estimate of both water and sediments fluxes in the Benguê catchment (933 km²), as well as in the Aiuaba sub-basin (12 km²). A more rigorous test was performed with the

technique of Cesium-137 as a tracer of soil erosion/deposition. A comparison between modelled and measured (with ^{137}Cs) values in a representative hillslope showed good correlation between the values. Even though it is a local result, this comparison indicates that the WASA-SED model must be able to simulate sediment fluxes satisfactorily also in the hillslope scale.

Key-words: sediment yield, connectivity, distributed modelling, meso-scale catchment, semiarid

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	8
LISTA DE TABELAS	12
LISTA DE FIGURAS	13
INTRODUÇÃO.....	16
1. MATERIAL E MÉTODOS.....	21
1.1. Processos hidrossedimentológicos.....	21
1.1.1. Erosão, transporte de sedimentos e conectividade	21
1.1.2. Medição da redistribuição de solos e da produção de sedimentos	25
1.1.3. Conectividade e modelagem hidrossedimentológica.....	29
1.1.4. O Césio-137 como traçador em estudos sedimentológicos	32
1.2. Área de estudo	39
1.3. Levantamento de dados e campanhas de monitoramento.....	50
1.4. Modelo hidrossedimentológico WASA-SED – descrição geral.....	55
2. COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO BENGUÊ .	59
2.1. Introdução	59
2.2. Método.....	60
2.3. Resultados e discussão.....	73
2.3.1. Modelo conceitual utilizado na parametrização do modelo WASA-SED..	73
2.3.2. Análise comparativa das simulações realizadas	94
2.4. Conclusões	96
3. MODELAGEM DOS PADRÕES ESPACIAL E TEMPORAL DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS E CONECTIVIDADE.....	98
3.1. Introdução	98
3.2. Método.....	99
3.2.1. Modelo WASA-SED e a simulação de aspectos de conectividade	99
3.2.2. Parametrização do modelo.....	101
3.3. Resultados e discussão.....	104
3.3.1. Desempenho do modelo	104
3.3.2. Padrão espacial de conectividade	106
3.3.3. Padrão temporal de conectividade	111
3.4. Conclusões	114

4. USO DE CÉSIO-137 PARA VALIDAÇÃO DA MODELAGEM DISTRIBUÍDA DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS	116
4.1. Introdução	116
4.2. Método	117
4.2.1. Técnica de ¹³⁷ Cs para avaliação dos padrões de erosão, transporte e deposição de sedimentos.....	118
4.2.2. Amostragem de solo e análise de ¹³⁷ Cs	120
4.3. Resultados e discussão.....	123
4.4. Conclusões	129
CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	131
BIBLIOGRAFIA	134
ANEXO 1 – MODELO HIDROSEDIMENTOLÓGICO WASA-SED	143
A1.1. Estrutura do modelo.....	143
A1.2. Processos hidrológicos.....	146
A1.3. Processos sedimentológicos.....	159

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Escalas temporal e espacial de aplicabilidade de métodos de medição da produção de sedimentos (adaptado de Araújo e Knight, 2005).....	28
Tabela 2. Estações de monitoramento operadas pelo Grupo de Pesquisa HIDROSED em Aiuaba, Ceará.....	50
Tabela 3. Postos pluviométricos localizados nas proximidades da bacia do Benguê (Fonte: ANA, 2009).....	52
Tabela 4. Parâmetros da vegetação adotados	66
Tabela 5. Profundidades dos solos conforme parametrização inicial (Güntner, 2002) e perfis litológicos de poços na bacia do Benguê	67
Tabela 6. Profundidade e condutividade hidráulica saturada dos solos na bacia do Benguê, por horizonte	69
Tabela 7. Resultados do balanço hídrico para as simulações realizadas	94
Tabela 8. Desempenho do modelo WASA-SED nas bacias do Benguê e de Aiuaba para diferentes parametrizações.....	95
Tabela 9. Faixa de variação dos fatores K, LS (na escala de unidade hidrológica, ou seja, de vertente) e C da USLE	104
Tabela 10. Inventários de ¹³⁷ Cs nos pontos amostrados na bacia do açude Benguê	126

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Relação entre desprendimento, transporte e deposição de sedimentos (adaptado de Haan et al., 1994)	21
Figura 2. Deposição anual de ^{137}Cs nos hemisférios norte e sul (Fonte: Walling e He, 2000)	33
Figura 3. Estimativa da distribuição global do inventário de ^{137}Cs para o ano 2000 (Fonte: Walling e He, 2000)	35
Figura 4. Mapa de localização das bacias hidrográficas do Benguê e Experimental de Aiuaba (Projeção UTM, Zona 24S, Datum SAD-69)	40
Figura 5. Modelo de elevação digital da bacia do Benguê	41
Figura 6. Mapa de declividades da bacia do Benguê	41
Figura 7. Médias mensais de precipitação e evaporação potencial no município de Aiuaba... ..	42
Figura 8. Vegetação de Caatinga na Estação Ecológica de Aiuaba	43
Figura 9. Mapa de uso e ocupação do solo da bacia do Benguê (Fonte: Creutzfeldt, 2006)	46
Figura 10. Aspectos da vegetação na bacia do Benguê	47
Figura 11. Mapa geológico da bacia do açude Benguê	48
Figura 12. Mapa de solos da bacia do açude Benguê (Fonte: RADAM-BRASIL, 1981)	49
Figura 13. Estações de monitoramento climático e hidrológico na bacia do Benguê	51
Figura 14. Amostradores de sedimentos na bacia hidrográfica do açude Benguê	53
Figura 15. Curva-chave de sedimentos para a seção imediatamente a montante do açude Benguê	53
Figura 16. Calha Parshall e amostrador de sedimentos no Riacho Boqueirão, Bacia Experimental de Aiuaba.....	54
Figura 17. Estação fluviométrica EF2 no riacho secundário da Bacia Experimental de Aiuaba	54
Figura 18. Curva-chave de sedimentos para a seção imediatamente a montante do açude Boqueirão	55
Figura 19. Estimativas do parâmetro $k_{f\text{corr}_R}$ com base na duração dos eventos chuvosos e equação de ajuste proposta por Mamede (2008).....	63
Figura 20. Parâmetro $k_{f\text{corr}_R}$ medido e estimado para diferentes magnitudes de precipitação (R)	64
Figura 21. Disposição espacial das unidades hidrológicas delimitadas por Mamede (2008) na bacia do Benguê – total de 108 unidades mapeadas	65
Figura 22. Áreas de ocorrência de aluviões estimadas pelo método de Burte (2008).....	71

Figura 23. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 1.1 (inicial).....	75
Figura 24. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 1.2 (inicial com atualização da chuva).....	76
Figura 25. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 2 (intensidade da chuva).....	78
Figura 26. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 3 (perfil do Planossolo).....	80
Figura 27. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 4 (aluvião).....	82
Figura 28. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 5.1 (sem embasamento cristalino)	84
Figura 29. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 5.2 (condutividade hidráulica do cristalino)	85
Figura 30. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 6 (fluxo subsuperficial).....	87
Figura 31. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 7.1 (solo – profundidade de acordo com dados de CPRM)	88
Figura 32. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 7.2 (solo – condutividade hidráulica de acordo com o modelo Rosetta).....	90
Figura 33. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 8.1 (precipitação – desconsideração de postos pluviométricos em eventos específicos)	91
Figura 34. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 8.2 (precipitação – desconsideração de postos pluviométricos em eventos específicos)	93
Figura 35. Eficiência do modelo WASA-SED de acordo com a escala da bacia simulada	96
Figura 36. I_{30} versus precipitação diária para a estação pluviométrica EP1, na Bacia Experimental de Aiuaba, no período de 2003 a 2006.....	102

Figura 37. Fator EI com intensidades I_{30} medidas e estimadas para a estação EP1, na Bacia Experimental de Aiuaba, no período de 2003 a 2006.....	102
Figura 38. Relação entre produção de sedimentos e vazões diárias para eventos medidos e modelados	106
Figura 39. Resposta da bacia do Benguê simulada com o modelo WASA-SED.....	107
Figura 40. Padrão espacial de precipitação e escoamento superficial na bacia do Benguê para os dias 21/01/2004 e 28/01/2004 na escala de Componente de Terreno	109
Figura 41. Padrão espacial de produção de sedimentos e taxa de deposição de sedimentos na bacia do Benguê para os dias 21/01/2004 e 28/01/2004 na escala de Componente de Terreno.....	110
Figura 42. Evolução temporal de escoamento e produção de sedimentos simulados no exutório da bacia do Benguê para o experimento sintético	111
Figura 43. Taxas de deposição de sedimentos na bacia do Benguê na escala de Componente de Terreno, admitindo-se a ocorrência de chuva diária constante de 20 mm durante 30 dias	113
Figura 44. Amostrador de solo utilizado na pesquisa.....	120
Figura 45. Localização das vertentes estudadas e das amostras de referência	122
Figura 46. Redistribuição de solos acumulada entre 1963 e 2008 simulada, em passo diário, com o modelo WASA-SED na bacia do Benguê.....	124
Figura 47. Perfis verticais do inventário medido e modelado de ^{137}Cs (amostras coletadas no ano de 2008).....	125
Figura 48. Balanço de solo estimado pelo modelo WASA-SED e resultados da técnica de ^{137}Cs para as amostras individualizadas.....	127
Figura 49. Balanço de solo estimado pelo modelo WASA-SED e resultados da técnica de ^{137}Cs para as amostras compostas	128
Figura A1. Esquema de discretização espacial adotado no modelo WASA-SED: a) Unidade Hidrológica (LU); b) Componente de Terreno (TC); c) Componente de Solo e Vegetação (SVC); e d) Perfil de solo (Fonte: Mamede et al., 2008, adaptado de Güntner, 2002)...	145
Figura A2. Esquema da cascata de reservatórios adotada no modelo WASA-SED (Fonte: Mamede, 2008)	158
Figura A3. Trajetória da partícula de sedimento em um reservatório retangular idealizado (Fonte: Mamede et al., 2008).....	163

INTRODUÇÃO

A escassez de água em quantidade e/ou qualidade adequada tem sido um grave problema enfrentado pela sociedade em várias partes do mundo, com algumas regiões já enfrentando situação de estresse hídrico (Lozán et al., 2007). Em regiões que naturalmente apresentam deficiência hídrica, a escassez desse recurso pode representar um dos principais fatores limitantes ao desenvolvimento econômico. No Nordeste brasileiro, essa realidade tem graves consequências sociais, por ser esta uma das regiões semiáridas mais densamente povoadas do mundo, com uma população superior a 20 milhões de habitantes em uma área de aproximadamente 1 milhão de km² (Araújo et al., 2005). A região é afetada por secas recorrentes (estatisticamente, uma seca severa por década), como atestam Frischkorn et al. (2003), e conflitos pelo uso da água podem ser agravados caso predomine um cenário de desenvolvimento caracterizado por urbanização e produção agrícola em larga escala para atendimento de mercados externos (Araújo et al., 2004).

Além do déficit hídrico natural na região Nordeste, estudos têm demonstrado que a disponibilidade hídrica pode ser negativamente impactada por ações antrópicas, quer através da redução da quantidade de água disponível, quer pela degradação de sua qualidade. Van Oel et al. (2008), por exemplo, demonstraram que a garantia de oferta hídrica do reservatório Orós é sensível aos usos de água a montante daquele manancial: a garantia de oferta de 95% da vazão regularizada pelo reservatório é reduzida para 90% se houver abstrações de água a montante. A falta de condições adequadas de saneamento (Sabiá, 2008) e a poluição difusa causada por fertilizantes e pesticidas agrícolas (Barreto, 2006) provocam alterações na qualidade da água e, conseqüentemente, reduzem sua disponibilidade para usos mais nobres, como o abastecimento humano. Por sua vez, o aporte de sedimentos a mananciais tem sido apontado como um importante fator interveniente na disponibilidade hídrica, por impactá-la tanto quantitativa como qualitativamente.

Os processos erosivos têm causas naturais, porém são fortemente intensificados por ações antrópicas, especialmente devido à ocupação desordenada e à utilização de práticas inadequadas na agricultura (Medeiros e Vieira, 2006). Em regiões semiáridas, esses processos são particularmente expressivos devido às elevadas intensidades com que ocorrem as precipitações e à exposição frequente do solo devido à vegetação esparsa (Megnounif et al., 2007) e ao seu caráter xerófilo.

Nos recursos hídricos, as principais consequências da intensificação dos processos sedimentológicos são o assoreamento de mananciais e a mudança nos padrões de qualidade da

água. O aporte de sedimentos a reservatórios superficiais decorrente da erosão dos solos na bacia hidrográfica contribuinte tem impactos significativos na disponibilidade hídrica no Nordeste do Brasil, onde aproximadamente 90% da água utilizada para abastecimento humano são armazenados nessas estruturas (Araújo et al., 2004). A deposição de sedimentos em tais reservatórios provoca a redução de sua capacidade de armazenamento. Segundo Araújo et al. (2003), em média isso corresponde a 2% por década no estado do Ceará. Com relação à capacidade de regularização de vazão, o impacto é ainda maior (Araújo et al., 2005; Araújo et al., 2006; Araújo e Medeiros, 2008), visto que o acúmulo de sedimentos causa uma mudança na forma do reservatório, tornando-o mais raso e com espelho d'água maior para os mesmos volumes armazenados, o que favorece a evaporação. Tem-se assim, ao longo do tempo, um aumento dos volumes perdidos por evaporação para um mesmo volume armazenado (Medeiros e Vieira, 2006).

No que diz respeito aos aspectos de qualidade da água, o aporte de sedimentos provoca o aumento da concentração de sólidos em suspensão, resultando na redução da zona fótica e, conseqüentemente, das concentrações de oxigênio dissolvido na água. Além disso, a adsorção de poluentes aos sólidos suspensos contribui para a degradação da qualidade da água, quer seja pela contaminação microbiológica no caso da adsorção de bactérias (An et al., 2002; Muirhead et al., 2004; Jamieson et al., 2005a, 2005b), quer pelo enriquecimento de nutrientes e aceleração do processo de eutrofização (Lindenschmidt et al., 2004). Em regiões secas, onde a escassez de água reduz a capacidade de diluição, o enriquecimento de nutrientes em corpos hídricos pode ser ainda mais intenso.

Adicionalmente, a erosão hídrica da superfície terrestre é um dos principais fatores de degradação ambiental. O desprendimento e transporte de partículas de solo provocam a redução de nutrientes presentes nas camadas superficiais, com impactos na produtividade agrícola, bem como na capacidade de regeneração da vegetação natural, podendo resultar na desertificação de áreas consideráveis.

Apesar da importância dos processos hidrossedimentológicos na gestão de bacias hidrográficas, inexistente uma metodologia consensual para estimativa da produção de sedimentos em diferentes escalas espaciais. Isso se deve à não-linearidade dos referidos processos com a escala e à grande quantidade de fatores intervenientes (Merritt et al., 2003). Estudos realizados em lotes experimentais com dezenas de metros de comprimento, entre os quais se destacam os que resultaram no desenvolvimento da USLE (*Universal Soil Loss Equation*), indicam como principais fatores que influenciam a erosão e o transporte de sedimentos: chuva / escoamento superficial; características do solo; topografia (declividade e

comprimento de rampa); e cobertura vegetal. Na escala de vertentes com centenas de metros de comprimento, processos como a formação de ravinas e voçorocas intensificam a produção de sedimentos, enquanto que barreiras de vegetação e áreas com baixas declividades podem promover a deposição de parte dos sedimentos transportados. Na escala de bacias hidrográficas, a produção de sedimentos é fortemente influenciada pelas condições de transporte, ganhando destaque os processos de deposição.

Nesse sentido, uma avaliação precisa dos fluxos de sedimento ao longo de sua trajetória é imprescindível para a identificação de áreas potencialmente erosivas e de locais onde predominam processos de deposição. Tal análise possibilita ao gestor, por exemplo, a adoção de medidas localizadas de prevenção e/ou controle em regiões mais problemáticas. Para isso, no entanto, faz-se necessário o conhecimento não somente dos processos responsáveis pelo desprendimento de partículas da massa de solo, mas também das condições de transporte dos sedimentos através e entre os diferentes compartimentos da bacia hidrográfica.

Assim, a conectividade no transporte de sedimentos, entendida como o potencial de movimento de uma partícula no sistema, destaca-se como fator determinante para a compreensão e estimativa dos fluxos de massa sólida. Atualmente, o tema é objeto de estudo de grupos de pesquisa em diversos países, mas ainda inexiste uma padronização acerca de sua quantificação e mesmo de como a mesma deve ser tratada em estudos sedimentológicos. Em geral, duas abordagens distintas têm sido utilizadas:

- I. Identificação de elementos naturais e artificiais responsáveis pela quebra de conectividade, associada à determinação da frequência com que essas barreiras são vencidas. São exemplos de trabalhos dessa natureza os realizados por Imeson e Prinsen (2004) e Fryis et al. (2007b);
- II. Quantificação distribuída da redistribuição de solos através de modelos hidrossedimentológicos com bases físicas (por exemplo, Verstraeten et al., 2007; Verstraeten e Prosser, 2008; Lesschen et al., 2009) e/ou traçadores (Pennock, 2003, Walling, 2005; Kaste et al., 2006).

Nesse contexto, as seguintes questões científicas relativas ao tema surgiram: como os processos de geração de escoamento em regiões semiáridas afetam o transporte de sedimentos desde as zonas produtoras até os exutórios de bacias hidrográficas? Quais são os principais elementos intervenientes na conectividade do transporte de sedimentos nessas regiões? É possível validar, de maneira distribuída, as estimativas de produção de sedimentos baseadas em modelagem matemática?

A hipótese apresentada no âmbito deste estudo é de que, no semiárido brasileiro, as condições desfavoráveis para a geração de escoamento superficial (baixo índice pluviométrico associado a altas taxas de evaporação) representam o principal fator limitante à produção de sedimentos na escala de bacia hidrográfica. Assim, as condições de transporte afetam significativamente a conectividade, possibilitando a deposição de parte dos sedimentos erodidos ao longo da topografia.

Nesta pesquisa de doutorado, avaliam-se os processos hidrossedimentológicos e a produção de sedimentos na bacia hidrográfica de meso-escala do açude Benguê (933 km²), situada no Nordeste semiárido do Brasil. De maneira mais específica, são enfatizados os fatores que influenciam a conectividade no transporte de sedimentos nas vertentes e destas para a rede de drenagem. O objetivo geral deste trabalho é, portanto, analisar o efeito da conectividade sobre a produção de sedimentos em região semiárida. São objetivos específicos:

- Simular o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do Benguê, identificando os principais fatores condicionantes da geração de escoamento e sua influência sobre a produção de sedimentos;
- Identificar os principais fatores que afetam a conectividade no transporte de sedimentos em diferentes escalas espaciais, simulando os padrões espaciais e temporais de conectividade e o impacto de sua mudança sobre a produção de sedimentos da bacia;
- Validar, de maneira distribuída, as estimativas do modelo WASA-SED (*Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component*) de redistribuição de solos, utilizando medidas de inventário de Césio-137 presente nos solos da bacia.

Esta tese está dividida em quatro capítulos, sendo um referente ao material e métodos utilizados e os demais correspondentes às diferentes etapas da pesquisa. Cada um dos capítulos de resultados é tratado de forma isolada, contendo introdução, método, resultados e conclusões. Apresenta-se ainda uma conclusão geral da pesquisa.

O Capítulo 1 aborda inicialmente uma revisão bibliográfica sobre os processos hidrossedimentológicos. O mesmo é composto também de descrição da área de estudo, considerações sobre o levantamento de dados e as campanhas de monitoramento realizadas, assim como uma breve descrição do modelo hidrossedimentológico WASA-SED, utilizado em todas as etapas da pesquisa. No Capítulo 2 é apresentada a etapa de simulação hidrológica da bacia do Benguê, compreendendo os diferentes cenários de parametrização utilizados e os

resultados obtidos sobre o comportamento hidrológico da bacia. A modelagem da conectividade no transporte de sedimentos é objeto do Capítulo 3, o qual apresenta os resultados das simulações do padrão espacial e temporal de produção de sedimentos e conectividade na bacia estudada. No Capítulo 4 é apresentado o estudo de redistribuição de solo com base em medidas do inventário de ^{137}Cs , utilizado para validar as estimativas distribuídas do modelo WASA-SED. Por fim, apresenta-se um capítulo com conclusões gerais da pesquisa e recomendações para trabalhos futuros. Esta tese contém ainda um Anexo com a descrição completa do modelo WASA-SED, incluindo um detalhamento dos processos hidrológicos e sedimentológicos simulados pelo modelo.

1. MATERIAL E MÉTODOS

1.1. Processos hidrossedimentológicos

1.1.1. Erosão, transporte de sedimentos e conectividade

O processo de redistribuição de solos pode ser descrito em três estágios: desprendimento (erosão), transporte e deposição (Merritt et al., 2003), sendo a intensidade e predominância de um ou outro uma função da resposta hidrológica. A erosão hídrica é causada pela tensão provocada pelo impacto das gotas de chuva e/ou pelo escoamento sobre o solo. Uma vez desprendidas da massa de solo, as partículas são carregadas principalmente pelo fluxo de água ao longo da vertente, quer seja em suspensão ou por arraste, havendo também uma pequena parcela transportada pelo próprio impacto da chuva. Caso as condições de transporte sejam favoráveis, os sedimentos são carregados a jusante, caso contrário ocorre deposição. Esta é predominante em áreas onde há reinfiltração do escoamento ou em áreas de baixas declividades, que diminuem a velocidade do fluxo e, portanto, reduzem a capacidade de transporte. Inicialmente são depositadas as partículas maiores, com maior possibilidade de que as partículas finas atinjam a rede de drenagem. Esse processo de seleção do tamanho das partículas transportadas é denominado “enriquecimento de finos” (Haan et al., 1994). Nos canais naturais predominam os processos de transporte de sedimentos, visto que a energia disponível é maior que aquela observada no escoamento laminar. No entanto, rios também se constituem em elementos ativos, podendo ocorrer tanto processos erosivos como de deposição. A Figura 1, adaptada de Haan et al. (1994), apresenta a relação entre os processos hidrossedimentológicos considerada nesta pesquisa.

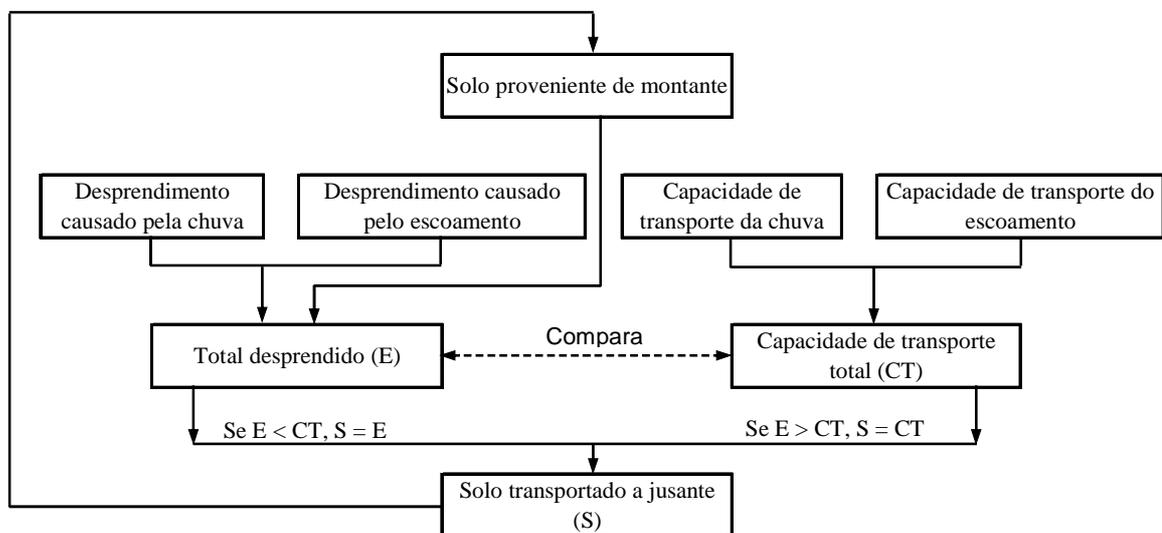


Figura 1. Relação entre desprendimento, transporte e deposição de sedimentos (adaptado de Haan et al., 1994)

Quanto ao transporte dos sedimentos ao longo da topografia, controles aparecem em diferentes escalas, como afirmam Boix-Fayos et al. (2006), sendo os diversos processos relacionados entre si. Assim, a produção de sedimentos, ou massa de sedimentos que atravessa uma seção por unidade de área contribuinte e em um determinado período, apresenta relação não-linear com a escala espacial. Segundo os autores, a produção de sedimentos pode aumentar com a área até um limite de aproximadamente 10 km², visto que nessa escala há um aumento de processos erosivos ativos e de transporte devido à formação de ravinas. Para a escala de bacias hidrográficas, o efeito de áreas de deposição de sedimentos prevalece em relação às áreas de produção, resultando em uma redução gradual da produção de sedimentos. Nessa escala, quanto maior a área, maior é a possibilidade de deposição de sedimentos ao longo do caminho, portanto o sistema muda de uma condição em que a produção de sedimentos é limitada pela erosão para uma limitação devido ao transporte.

No entanto, essa relação nem sempre é válida e características que tendem a intensificar os processos erosivos de um modo geral podem reduzir a produção de sedimentos em uma situação específica. Exemplo disso é o comprimento de rampa, que tem uma relação direta com a formação de ravinas e, portanto, com a erosão. Em região semiárida onde o principal processo de geração de escoamento é Hortoniano (em que a intensidade da precipitação supera a capacidade de infiltração), vertentes longas aumentam a possibilidade de reinfiltração de escoamento gerado a montante, aumentando também a probabilidade de deposição dos sedimentos por falta de meio transporte.

Devido à predominância de diferentes processos e condições limitantes ao transporte em escalas específicas, a transferência direta da produção de sedimentos de maneira linear entre escalas é impossível (Cammeraat, 2002). Além disso, a extrapolação de estimativas entre escalas é dificultada pela heterogeneidade de bacias hidrográficas, dificilmente representada na pequena escala (Boix-Fayos et al, 2006). Assim, uma adequada descrição dos fluxos de sedimento para a adoção de medidas preventivas ou de controle dos processos erosivos requer um entendimento não somente dos fatores que influenciam a erosão, como também das condições de transporte de sedimentos.

Helming et al. (2005) destacam a importância de aspectos de conectividade para representação da ligação entre áreas de vertentes, produtoras de sedimentos, e a rede de drenagem, onde predominam processos de transporte. Segundo Fryirs et al. (2007a), conectividade pode ser definida como a transferência de energia e matéria entre dois compartimentos topográficos ou dentro de um sistema como um todo. Bracken e Croke (2007) utilizam a mesma definição, e afirmam que gestores de bacias hidrográficas têm

utilizado o termo para expressar as relações não-lineares entre perturbações locais e suas conseqüências em escala mais abrangente. Os autores citam outros conceitos de conectividade de acordo com a área de conhecimento:

- Biologia: “o grau em que a topografia facilita ou impede o movimento de indivíduos”;
- Hidrologia: “transferência de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre elementos do ciclo hidrológico, tendo a água como meio transporte”;
- Sedimentologia: “transferência de sedimento de um local para outro e o potencial de uma partícula específica de se mover através do sistema”. Esse conceito é implicitamente considerado em abordagens empíricas sobre produção de sedimentos, como a “razão de aporte de sedimentos” (*Sediment Delivery Ratio* – SDR).

Bracken e Croke (2007) e Cammeraat (2004, 2002) associam a conectividade hidrológica principalmente a características da precipitação (magnitude, frequência e duração), mas também a limites controlados por condições físicas e biológicas. Por exemplo, escoamento gerado uniformemente por saturação do solo produz elevada conectividade da bacia, enquanto que excessos de precipitação localizados decorrentes de chuvas intensas têm maior probabilidade de reinfiltrar, conferindo baixa conectividade. Cammeraat (2004) demonstra, com base em medidas realizadas em região semiárida na Espanha, que as condições críticas para geração de escoamento são muito distintas nas diferentes escalas: enquanto que na pequena escala eventos chuvosos pequenos, de curta duração, porém com intensidade moderada, são capazes de gerar escoamento, em escalas maiores a resposta da bacia é extremamente dependente da intensidade da chuva e de uma duração mínima que permita a conexão das encostas com a rede de drenagem. De um modo geral, os limites a serem ultrapassados para a ocorrência de escoamento superficial aumentam com a escala espacial.

O padrão espacial da vegetação também é apontado por Beuselink et al. (2000) como um importante fator de conectividade na escala de encosta. Bracken e Croke (2007) argumentam que faixas vegetadas funcionam como barreiras para o transporte de sedimentos, visto que favorecem a infiltração devido ao aumento de matéria orgânica, à redução da densidade do solo e ao aumento da condutividade hidráulica. Esses efeitos são mais evidentes em ambientes extremos (condições áridas e semiáridas) onde a vegetação é esparsa (Boix-Fayos et al., 2006) ou em áreas onde a mesma ocorre em faixas (Cammeraat, 2004). Nessas regiões, ocorre uma relação dinâmica entre áreas de solo nu e áreas vegetadas, sendo que a

geração de escoamento predomina nas primeiras, que tendem a ser produtoras de recursos naturais (água, sedimentos e nutrientes), enquanto que as áreas vegetadas funcionam como receptoras de tais recursos. Segundo Puigdefabregas et al. (1999), esse é um mecanismo de adaptação da vegetação a ambientes com escassez de água, de maneira a estabelecer um equilíbrio entre crescimento máximo e demanda hídrica mínima, resultando em uma densidade ótima com a formação de mosaicos de manchas vegetadas e áreas de solo nu de tamanhos e formas diferentes. Essa característica pode implicar em diferentes padrões de conectividade, não somente em função da quantidade, como também da configuração espacial da vegetação. Assim, Cammeraat (2004) afirma que o padrão e a densidade da vegetação podem ser considerados como uma medida da geração de escoamento.

A importância da vegetação na conectividade sugere que uma alteração do padrão espacial das áreas vegetadas mude significativamente a conectividade no contexto da bacia hidrográfica. Porém, Boix-Fayos et al. (2006) argumentam que existe uma tendência natural de resposta positiva a intervenções, citando o exemplo de retirada de uma comunidade de plantas. Nessa situação, a erosão do solo naquele local seria intensificada, resultando em uma maior produção de sedimentos e nutrientes que poderiam ser interceptados por outra comunidade mais a jusante, disponibilizando assim uma maior quantidade de recursos naturais e permitindo um crescimento dessa comunidade. Essa, por sua vez, teria maior capacidade de retenção de sedimentos e nutrientes em um próximo evento, restabelecendo, pelo menos parcialmente, a condição original na escala da vertente como um todo. Segundo Boix-Fayos et al. (2006, citando o trabalho de Cammeraat, 2002), esse é o motivo pelo qual os processos biológicos são mais importantes para a conectividade na pequena escala, sendo que na grande escala os processos abióticos se destacam.

Outro fator que influencia a conectividade é a rugosidade da superfície, que se destaca de maneira diferente de acordo com a escala. Nas menores escalas, a microtopografia é um fator importante, enquanto que na escala de vertente a rugosidade pode ser representada por sulcos decorrentes do tratamento do solo para agricultura ou pela formação de ravinas. Nesses casos, valas paralelas ao sentido do escoamento tendem a aumentar a conectividade, enquanto que canais no sentido perpendicular favorecem a infiltração (Cammeraat, 2004).

Fryirs et al. (2007a) destacam elementos geomorfológicos como importantes barreiras que impedem o transporte de sedimentos na escala de bacia hidrográfica, limitando a conectividade entre os compartimentos da topografia. Os autores classificam esses impedimentos em: “buffers”, que restringem a passagem de sedimentos para a rede de drenagem; “barriers”, que limitam o transporte de sedimentos ao longo dos canais e;

“blankets”, que cobrem as superfícies de rios e planícies de inundação afetando o arraste de partículas. Essas barreiras agem desconectando áreas, reduzindo a “área efetiva da bacia”, definida como aquela que contribui com sedimentos diretamente para a rede de drenagem. Fryirs et al. (2007a) fazem uma analogia do aumento da conectividade, através da quebra dessas barreiras, com a operação de interruptores que determinam que partes da bacia hidrográfica contribuem para a cascata de sedimentos no sistema. A conexão de compartimentos é determinada pela “capacidade de quebra”, expressa pela magnitude-frequência de eventos capazes de re-trabalhar as barreiras geomorfológicas, permitindo o transporte de sedimentos. Assim, os efeitos causados por perturbações à bacia podem ser propagados através de todo o sistema ou absorvidos em certas partes.

Nesse contexto, Fryirs et al. (2007a) destacam a importância de se conhecer a distribuição espacial e temporal da conectividade, aumentando a capacidade do gestor de isolar as fontes e os impactos dos processos erosivos e prever se o sistema irá propagar ou absorver essa mudança.

Esta pesquisa aborda os elementos que impactam a conectividade no transporte de sedimentos nas escalas de vertente e de bacia hidrográfica. Ênfase é dada ao papel da topografia e de fatores que impactam a geração de escoamento superficial, como associações de solo e vegetação. Neste trabalho não são estudados os efeitos da distribuição espacial de manchas vegetadas e de solo nu e de fatores governantes em escalas menores, como microtopografia e atividade biológica no solo.

1.1.2. Medição da redistribuição de solos e da produção de sedimentos

A principal dificuldade em relação a estudos relacionados aos processos hidrossedimentológicos diz respeito à escassez de séries longas de dados confiáveis. Araújo e Knight (2005) realizaram uma revisão sobre medição da produção de sedimentos em diversas escalas e citam Grayson et al. (1992), que atribuem o fato à não valorização de publicações sobre pesquisas experimentais, além de ser mais simples e barato realizar simulações computacionais utilizando dados gerados por outros pesquisadores.

No Brasil, a rede sedimentométrica oficial cadastrada no Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas é ainda incipiente e, mesmo quando existentes, as estações dispõem de poucos registros de concentração de sedimentos. Um exemplo disto é a estação fluviométrica Iguatu (código 36160000), localizada no Rio Jaguaribe, Ceará. Embora haja, para a referida estação, dados diários de vazão desde o ano de 1912, há somente

seis registros sedimentométricos isolados (nos anos de 1999, 2000, 2003, 2007 e dois registros em 2008).

Nesse contexto, estudos científicos sobre os processos de erosão e transporte de sedimentos em geral exigem um monitoramento, quer seja direta ou indiretamente, das variáveis a investigar. No Nordeste brasileiro, diversos esforços têm sido empregados no monitoramento de variáveis hidrológicas e sedimentológicas, com destaque para as sete bacias experimentais implantadas no âmbito do Projeto FINEP/IBESA (Righetto, 2004):

- Bacia Experimental de Aiuaba, CE;
- Bacia Experimental do Riacho da Gameleira, PE;
- Bacia Experimental do Riacho Jatobá, PE;
- Bacia Experimental do Rio do Cedro, BA;
- Bacia Experimental do Rio Guaraíra, PB;
- Bacia Experimental de São João do Cariri, PB;
- Bacia Experimental de Serra Negra do Norte, RN.

A retomada de monitoramento de bacias experimentais na região semiárida, previamente realizado pela SUDENE nas décadas de 1960 e 1970, permitiu a elaboração de bancos de dados sobre produção de sedimentos em diferentes escalas espaciais, como por exemplo, os desenvolvidos pela Universidade Federal de Campina Grande (Srinivasan e Galvão, 2003) e pelo Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (www.hidrosed.ufc.br), da Universidade Federal do Ceará (Costa, 2007). Ainda, o estabelecimento de uma base de dados consistente permitiu a esses grupos de pesquisa a realização de diversos estudos e a formação de pessoal especializado, contribuindo assim para o entendimento dos processos hidrossedimentológicos no semiárido brasileiro.

A medição dos fluxos de sedimentos é realizada utilizando-se diferentes métodos, em função principalmente da escala temporal (Araújo e Knight, 2005), mas também da área de abrangência do estudo. Uma prática comum é o monitoramento de eventos individuais na escala de lotes experimentais, associando-se dados de concentração de sedimentos e vazão escoada para cálculo da produção de sedimentos. Esse método de medição permite avaliar a influência de diferentes variáveis na erosão do solo (Boix-Fayos et al., 2006), tendo possibilitado o desenvolvimento de modelos empíricos como a USLE (Wischmeier e Smith, 1965, 1978). Também em escala de lotes, a análise de evolução da micro-topografia (dimensões de ravinas, por exemplo) permite a estimativa da redistribuição de solos em períodos curtos (de horas a dias).

O monitoramento conjunto de vazão e concentração de sedimentos é utilizado também para estimativa da produção de sedimentos em eventos individuais na escala de vertente e bacia hidrográfica. Quando realizadas durante longos períodos, essas medições permitem avaliar também as taxas médias anuais de produção de sedimentos, assim como identificar os impactos de mudança de uso do solo na bacia hidrográfica sobre a produção de sedimentos (Rius et al., 2001). No entanto, o monitoramento contínuo de seções de rios por longos períodos pode exigir elevados recursos financeiros. Como alternativa à medição associada de vazão e concentração de sedimentos, são utilizadas técnicas indiretas, tais como análise morfológica de rios (por exemplo, Ritchie et al., 2004), reservatórios (por exemplo, Araújo et al., 2003, de Vente et al., 2006) e barragens de contenção de sedimentos (Farias, 2008). Nesses casos, a produção de sedimentos é estimada com base no assoreamento medido, podendo-se obter informação acumulada em décadas de acordo com o tempo decorrido entre duas medições. Segundo Morris e Fan (1997), a medida do volume assoreado e da massa específica aparente seca do sedimento depositado permite o cálculo da massa de sedimentos retida. Associando-se essa informação à eficiência de retenção de sedimentos, a produção de sedimentos pode ser estimada. Essas estimativas de médio-prazo (anos a décadas) são mais apropriadas para o estabelecimento de políticas de gestão de bacias hidrográficas (Araújo e Knight, 2005).

Outra maneira indireta de quantificar os processos de erosão e deposição de sedimentos é através de isótopos radioativos, com destaque para o Césio-137 (^{137}Cs) (Walling et al., 2003; Zapata, 2003). Lançado na atmosfera durante os testes nucleares pós II Guerra Mundial, o ^{137}Cs se espalhou por toda a superfície terrestre, precipitando no solo e sendo adsorvido às partículas mais finas. Para estimativa da erosão com base na ocorrência do isótopo, admite-se que o mesmo foi depositado de maneira uniforme na área de estudo. Comparando amostras em locais selecionados com amostras de referência, é possível estimar a redistribuição de solo com base na perda (erosão) ou ganho (deposição) do traçador. Em estimativas de longo prazo (centenas de anos a escalas de tempo geológicas), são utilizadas avaliações paleo-hidrológicas baseadas na ocorrência de radionuclídeos.

Na Tabela 1 são apresentadas as escalas temporal e espacial de aplicabilidade dos métodos de medição da produção de sedimentos (microtopografia, carga de sedimentos, topografia de rios e reservatórios, radionuclídeos) segundo Araújo e Knight (2005).

Tabela 1. Escalas temporal e espacial de aplicabilidade de métodos de medição da produção de sedimentos (adaptado de Araújo e Knight, 2005)

Método	Escala temporal (anos)		Escala espacial (km ²)	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Microtopografia	10 ⁻²	10 ⁰	10 ⁻⁶	10 ⁻⁴
Carga de sedimentos	10 ⁻²	10 ¹	10 ⁻⁶	10 ⁶
Topografia de rios e reservatórios	10 ⁰	10 ²	10 ⁻⁴	10 ⁵
Radionuclídeos	10 ¹	10 ⁴	10 ⁻²	10 ⁴

Boix-Fayos et al. (2006) argumentam que a escala de medição deve ser associada aos objetivos e aos processos hidrológicos e geomorfológicos considerados no estudo, sendo a escala de lote experimental apropriada para análise de perdas de solo e a escala de bacia hidrográfica compatível com medições de produção de sedimentos. Nesse sentido, quanto maior a área, melhor será a representação da heterogeneidade do sistema, perdendo-se, no entanto, o controle sobre os processos individuais atuando nas diferentes escalas. Os autores alertam também para que dados obtidos de medidas experimentais sejam interpretados de acordo com o método e a escala espacial de medição, visto que diferentes processos prevalecem em escalas específicas e a simples instalação de aparelhagem pode interromper a continuidade do sistema.

Como forma de se avaliar os principais processos que influenciam a erosão, o transporte e a deposição de sedimentos nas diferentes escalas, alguns autores (por exemplo, Boix-Fayos et al., 2006; Mendiondo e Tucci, 1997) sugerem a investigação em áreas aninhadas, o que possibilita a análise de fatores individuais na pequena escala e o efeito combinado de diferentes fatores nas escalas maiores. Para avaliar os limites hidrológicos dominantes em diferentes escalas, Cammeraat (2004) estabeleceu uma abordagem utilizando estruturas de medidas aninhadas, cobrindo áreas de diferentes tamanhos e com diferentes usos do solo. Com isso, o autor afirma que limites de processos dominantes nas escalas menores são incorporados nos efeitos de escalas maiores, e que o padrão espacial e as ligações entre diferentes compartimentos podem ser analisados.

Nesta pesquisa, estações de medição de vazão e sedimentos em suspensão são localizadas nos exutórios da bacia do Benguê e da sub-bacia de Aiuaba, configurando assim um arranjo aninhado de monitoramento. As estruturas e equipamentos de medição, bem como os intervalos de registro são apresentados detalhadamente no item 1.3. Adicionalmente, medidas de redistribuição de solos são realizadas utilizando medidas do inventário de ¹³⁷Cs como traçador.

1.1.3. Conectividade e modelagem hidrossedimentológica

Como forma de quantificar os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos são utilizados, além das medições referidas no item anterior, modelos de simulação dos processos hidrossedimentológicos. Os modelos hidrossedimentológicos têm como finalidade estimar a erosão e a produção de sedimentos em regiões não monitoradas, simular os efeitos de modificações na bacia (uso do solo, por exemplo) nos processos erosivos, e estimar os padrões espaciais da produção de sedimentos mesmo em áreas monitoradas.

No entanto, a modelagem hidrossedimentológica não é tarefa simples, visto que: os processos ocorrem de maneira não linear com a escala espacial, impossibilitando a extrapolação de estudos em pequena escala para bacias hidrográficas; variáveis sedimentológicas (erosão, produção de sedimentos) apresentam variabilidade de várias ordens de grandeza, dificultando a avaliação de resultados de modelos; e ainda, há escassez de bancos de dados com séries longas e confiáveis para validação de simulações.

Além desses fatores, estimativas dos fluxos hídricos na bacia hidrográfica são necessárias para simulações de erosão e transporte de sedimentos, uma vez que a água é o meio de transporte para os sedimentos erodidos. Em geral, o escoamento é determinado também através de modelagem, sendo que os resultados de modelos hidrológicos são utilizados como dados de entrada de modelos de erosão e transporte de sedimentos, aumentando as incertezas nos resultados destes últimos (Aksoy e Kavvas, 2005).

Os modelos utilizados para cálculo de erosão e transporte de sedimentos diferem significativamente quanto à complexidade, aos processos representados, à escala de aplicação, aos dados de entrada e aos resultados fornecidos (Merritt et al., 2003). De um modo geral, os modelos podem ser classificados, de acordo com a abordagem dos processos simulados, como empíricos, conceituais ou físicos.

Modelos empíricos são geralmente os mais simples e consistem em equações baseadas na análise de observações, para as quais se procura estimar uma resposta a partir dos dados de entrada. A USLE (Wischmeier e Smith, 1965, 1978) e suas modificações (MUSLE, Williams, 1975; RUSLE, Renard et al., 1993) são exemplos de modelos empíricos para cálculo da erosão (USLE, RUSLE) e produção de sedimentos (MUSLE). Essas equações são utilizadas, por exemplo, nos modelos EPIC (*Erosion-Productivity Impact Calculator*, Williams et al., 1984); AGNPS (*Agricultural Nonpoint Source*, Young et al., 1989); HIDROSED (Modelo Hidro-Sedimentológico, Araújo, 2003); SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*, Neitsch et al., 2005); e WASA-SED (*Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment*

Dynamics Component, Güntner e Bronstert, 2004; Güntner et al., 2004; Mamede, 2008; Mueller et al., 2008). Nesses modelos, a produção de sedimentos é calculada diretamente utilizando-se a MUSLE (modelo SWAT), através da associação da USLE com uma equação de capacidade de transporte (como por exemplo, no modelo WASA-SED) ou do uso conjunto da USLE (ou RUSLE) com uma equação de razão de aporte de sedimentos (modelo HIDROSED). A popularização de Sistemas de Informações Geográficas tem possibilitado ainda a aplicação da USLE e suas modificações de maneira distribuída na escala de pixel (Lin et al., 2002; Lim et al., 2005; Irvem et al., 2007; Medeiros et al., 2008).

Em modelos hidrológicos conceituais, a bacia hidrográfica é representada por um sistema de reservatórios, cada um correspondendo a uma fase do ciclo hidrológico. Assim, os processos são considerados sem uma representação mais detalhada de suas interações, o que exigiria uma maior quantidade de informação da bacia hidrográfica. São exemplos dessa categoria o ANSWER (*Areal Nonpoint Source Watershed Response Simulation*, Beasley et al., 1980), o MODHAC (Modelo Hidrológico Auto-Calibrável, Lanna e Schwarzbach, 1989) e o AÇUMOD (Passerat de Silans et al., 2001).

Modelos físicos são aqueles baseados em equações físicas fundamentais, como as de conservação de massa e de energia. São exemplos de modelos físicos de erosão e transporte de sedimentos: WEPP (Laflen et al., 1991), KINEROS (Woolhiser et al., 1990), e EUROSEM (Morgan et al., 1998).

De acordo com Aksoy e Kavvas (2005) os modelos podem ser classificados também como concentrados e distribuídos, em função da discretização da área de estudo. Em modelos concentrados, a variabilidade espacial não é considerada, sendo os parâmetros de entrada, assim como os resultados, expressos por valores únicos para toda a bacia hidrográfica. Os modelos distribuídos, por sua vez, consideram a variabilidade espacial dos processos, exigindo a representação da variabilidade dos parâmetros para fornecer resultados distribuídos espacialmente. Quanto à discretização espacial utilizada na modelagem, Chen e Mackay (2004) demonstram que a estrutura do modelo tem papel importante na resposta do mesmo quanto a efeitos de agregação espacial de parâmetros e divisão da área de estudo em unidades de resposta hidrológica. Segundo os autores, a discretização em poucas unidades aumenta o erro associado à agregação de parâmetros, enquanto que a adoção de uma discretização espacial detalhada (muitas unidades) pode resultar em erro devido à maior quantidade de processos a simular para representar adequadamente a transferência de água e sedimentos entre as unidades de modelagem.

Outra categoria de modelos sedimentológicos é a dos semi-quantitativos, como o FSM (*Factorial Scoring Model*) e o PSIAC (*Pacific Southwest Interagency Committee*), utilizados por de Vente et al. (2006) para estimar a produção de sedimentos em bacias italianas e determinar os principais fatores contribuintes. Esses modelos consistem em uma combinação de fatores (por exemplo: topografia, cobertura vegetal, solos, clima) utilizados para caracterizar a bacia hidrográfica em termos de sensibilidade à erosão e ao transporte de sedimentos. A cada um desses fatores é atribuída uma pontuação, sendo calculado um índice geral que é utilizado na estimativa da produção de sedimentos.

Segundo Merritt et al. (2003), a escolha do modelo mais apropriado para uma aplicação específica depende de fatores como:

- Disponibilidade de dados de entrada, incluindo sua variação espacial e temporal;
- Aplicabilidade e precisão do modelo;
- Processos simulados;
- Objetivos do usuário.

Araújo e Knight (2005) relatam que modelos físicos têm sido empregados com sucesso em pequenas áreas e para simulações de períodos curtos. Para simulações de grandes bacias durante longos períodos, há uma tendência de aplicação de modelos concentrados e com abordagem empírica. Isso se deve principalmente à grande quantidade de dados exigida para a simulação de grandes áreas com modelos de bases físicas (Aksoy e Kavvas, 2005; Merritt et al., 2003), aumentando sua complexidade, e, em alguns casos, inviabilizando sua utilização. Além disso, os parâmetros de modelos físicos medidos em escala local podem perder significado quando aplicados em escala regional. De Vente et al. (2006) indicam ainda, como motivo para a baixa eficiência de modelos físicos na escala de bacia hidrográfica, a limitação de conhecimento detalhado para descrever os processos e suas interações, especialmente as áreas produtoras de sedimento, as condições de transporte e a conectividade.

Merritt et al. (2003) argumentam que modelos mais simples tendem a ser mais robustos, fornecendo resultados mais estáveis que modelos mais complexos. Os autores afirmam que modelos com grande quantidade de parâmetros e processos simulados podem envolver elevado grau de incertezas na parametrização e, conseqüentemente, nos resultados, podendo apresentar desempenho mais fraco que modelos mais simples.

Nesse contexto, o principal dilema para a modelagem hidrossedimentológica de bacias hidrográficas consiste na escolha entre duas abordagens bastante distintas, com resultados também diferenciados: I. Modelos simples (empíricos, concentrados) capazes de indicar a produção de sedimentos total na escala de bacia, porém inadequados para a determinação de

sua distribuição espacial; II. Modelos complexos (bases físicas, distribuídos) que permitem a previsão do padrão espacial da produção de sedimentos, simulando explicitamente as condições de transporte, mas que requerem uma grande quantidade de dados e apresentam incertezas quanto à simulação conjunta de diferentes processos e suas interações.

Geralmente, a solução adotada por modelistas e gestores de bacias hidrográficas tem sido o uso de modelos que combinam as duas abordagens, ou seja, modelos semi-distribuídos que simulam isoladamente os processos de erosão, transporte e deposição, utilizando equações empíricas, tais como SWAT, AGNPS e WASA-SED. Essa abordagem alternativa tem permitido a descrição dos fluxos de sedimentos com esforços relativamente pequenos, possibilitando identificar: as principais áreas produtoras de sedimentos e as regiões onde predominam processos de deposição; as condições limitantes para a produção de sedimentos: disponibilidade de sedimentos (controle por erosão) ou energia (controle por condições de transporte); os efeitos de barreiras geomorfológicas sobre a conectividade; e os padrões temporais de conectividade e a frequência com que as barreiras são superadas.

Métodos indiretos também são mencionados na literatura para se identificar elementos que influenciam a conectividade, como por exemplo: identificação de barreiras ao transporte de sedimentos, causadas por baixas declividades, utilizando-se SIG associado à interpretação de imagens aéreas e mapeamento em campo (Fryirs et al., 2007b); utilização do padrão espacial da vegetação como indicador biológico para identificação de áreas produtoras e receptoras de escoamento e sedimentos em ambiente semiárido (Imeson e Prinsen, 2004).

Nesta pesquisa de doutorado, a modelagem da produção de sedimentos e da conectividade foi realizada utilizando-se o modelo hidrossedimentológico WASA-SED. As simulações foram realizadas de maneira espacialmente semidistribuída, representando-se isoladamente os principais processos hidrológicos.

1.1.4. O Césio-137 como traçador em estudos sedimentológicos

O Césio-137 (^{137}Cs) é um radionuclídeo artificial produzido pela fissão nuclear do urânio e do plutônio (Zapata, 2003). O mesmo foi introduzido no globo terrestre principalmente pelos testes termonucleares de superfície, com intensificação a partir de 1952, quando da explosão da primeira bomba, e produção máxima em 1963 (Andrello, 2004). Quantidades menores desse isótopo também foram introduzidas na atmosfera por acidentes nucleares como o de Chernobyl em 1986, mas nessas situações seu espalhamento foi limitado. No caso de Chernobyl, a deposição de ^{137}Cs na superfície restringiu-se à Ucrânia e aos países próximos.

Durante os testes termonucleares, o ^{137}Cs foi lançado na estratosfera, tendo sido distribuído globalmente e precipitado na superfície da Terra, com maior deposição ocorrendo no hemisfério norte, onde prevaleceram os referidos testes, que no hemisfério sul. Walling e He (2000) estimam que as precipitações de ^{137}Cs derivadas de bombas nucleares totalizaram 742 PBq no hemisfério norte e 223 PBq no hemisfério sul. A Figura 2 apresenta as deposições anuais de ^{137}Cs estimadas pelos autores.

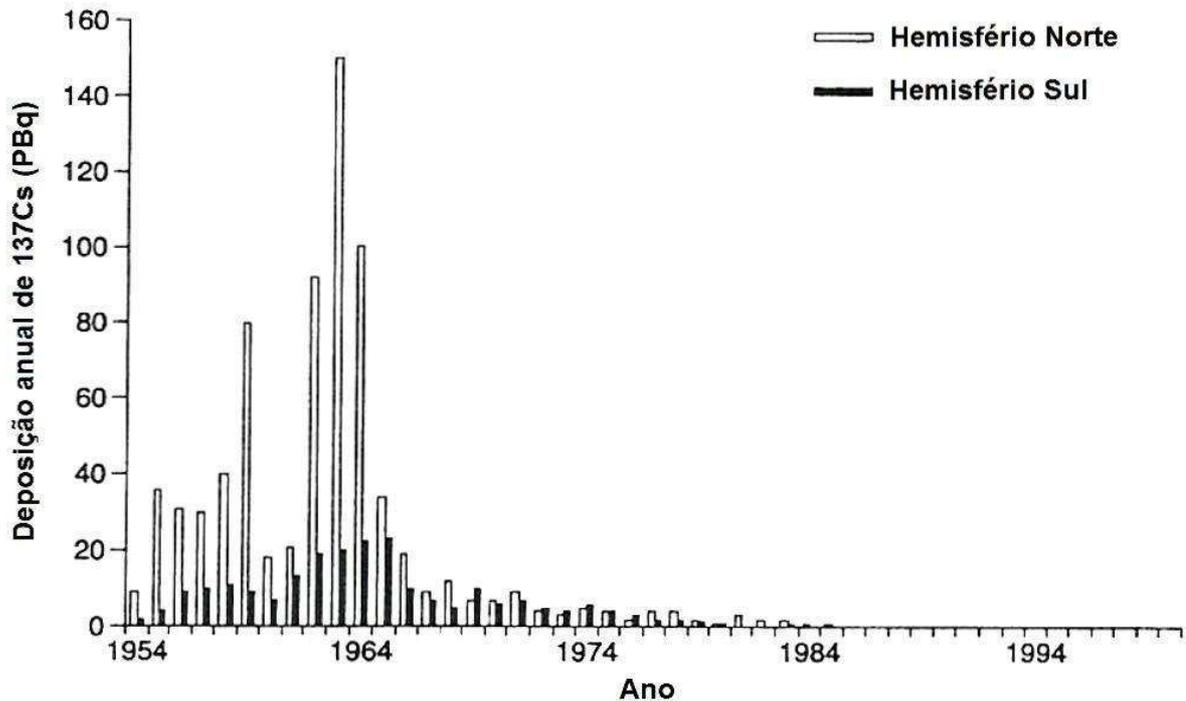


Figura 2. Deposição anual de ^{137}Cs nos hemisférios norte e sul (Fonte: Walling e He, 2000)

Andrello (2004) argumenta que, logo que se deposita na superfície, o ^{137}Cs movimenta-se verticalmente no perfil de solo como resultado da infiltração da água da chuva. O isótopo é então rapidamente adsorvido à matriz de solo, e sua migração no sentido descendente torna-se muito mais lenta. A variação da atividade de ^{137}Cs com a profundidade é determinada por um conjunto de fatores, destacando-se as condições atmosféricas e a umidade do solo na época de sua precipitação, a estrutura, a taxa de infiltração e as características de sorção do solo.

Em solos não perturbados, a concentração de ^{137}Cs ao longo do perfil geralmente apresenta um declínio com a profundidade a partir de um máximo na superfície ou alguns centímetros abaixo. Em solos revolvidos por atividades agrícolas, a distribuição do isótopo em profundidade é praticamente constante no perfil, como resultado da homogeneização do solo pelo cultivo.

O ^{137}Cs tem meia-vida de 30,12 anos, e seu decaimento para o bário-137 gera a emissão de um raio gama de energia de 0,622 MeV (Zapata, 2003). A emissão de raios gama é utilizada para caracterizar esse isótopo em análises de espectrometria gama.

Por ser um radionuclídeo relativamente abundante (o ^{137}Cs é o produto mais comum da fissão do urânio e do plutônio), possuir uma meia-vida longa e ter sido distribuído globalmente pela precipitação radioativa, o ^{137}Cs tem sido utilizado frequentemente como traçador em estudos relacionados a erosão e redistribuição de solos (Andrello, 2004). Para demonstrar essa tendência, Ritchie e Ritchie (2001) listam uma grande quantidade de artigos científicos publicados sobre o tema.

Devido à sua rápida e forte adsorção por partículas finas de solo, especialmente argila e materiais húmicos, é possível utilizar o ^{137}Cs como traçador de processos sedimentológicos. Admite-se que seu transporte lateral é resultado direto da redistribuição de solos causada pelos processos de erosão, transporte e deposição ocorridos no período desde a precipitação do isótopo a partir da atmosfera até a amostragem do solo (Zapata, 2003).

A técnica de ^{137}Cs consiste em comparar o inventário do isótopo em pontos de amostragem com o inventário de referência no local do estudo, ou seja, o inventário esperado caso a área não tivesse sido perturbada. Como pressupostos para aplicação do método, admite-se que a deposição de ^{137}Cs a partir da atmosfera tenha ocorrido de maneira uniforme sobre a área de estudo e que o mesmo tenha sido completamente adsorvido ao solo. Assim, é possível inferir que a perda relativa do isótopo indica a predominância de processos erosivos, enquanto que o ganho de ^{137}Cs em relação ao inventário de referência indica a ocorrência de deposição de sedimentos rotulados com o isótopo.

O inventário de referência pode ser obtido através de um histórico de registros da precipitação de ^{137}Cs no local de estudo, atualizando-se a atividade esperada para o ano de amostragem de solo com base na taxa de decaimento conhecida. No entanto, registros diretos das precipitações atmosféricas são raramente disponíveis, e a adoção de medidas realizadas em outras regiões da Terra é problemática devido à variabilidade espacial da precipitação de ^{137}Cs .

Segundo Walling e He (2000) a precipitação pluviométrica, por exemplo, tem grande importância na deposição de ^{137}Cs a partir da atmosfera e, em escala local, os inventários de ^{137}Cs apresentam forte correlação com a precipitação. Conhecendo essa característica e as taxas anuais de deposição de ^{137}Cs nos hemisférios norte e sul, os autores elaboraram um mapa da distribuição global do inventário de referência de ^{137}Cs para o ano 2000 (Figura 3). Da figura, é possível observar os elevados inventários do isótopo, atingindo valores superiores

a 2.500 Bq.m^{-2} no hemisfério norte. Ademais, a figura indica que são esperados valores entre 200 e 300 Bq.m^{-2} na região Nordeste do Brasil.

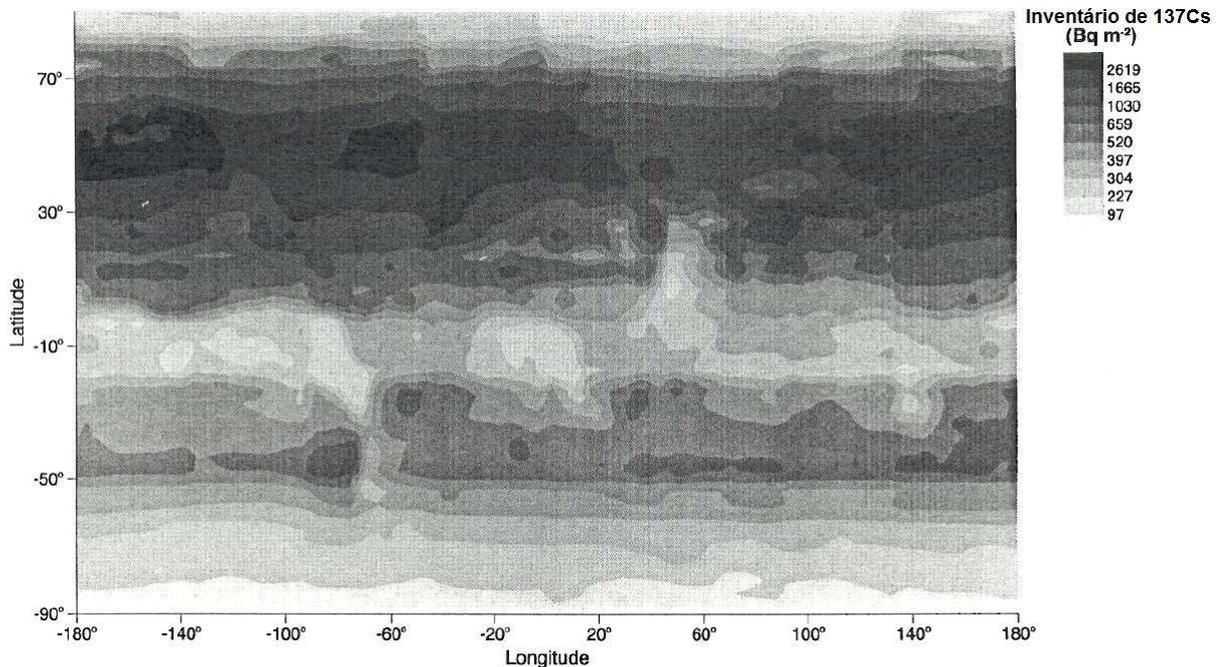


Figura 3. Estimativa da distribuição global do inventário de ^{137}Cs para o ano 2000 (Fonte: Walling e He, 2000)

A já referida dificuldade de obtenção do inventário de referência de ^{137}Cs a partir de medições diretas e a imprecisão de mapas como o apresentado na Figura 3, têm levado pesquisadores a utilizarem métodos indiretos na definição da atividade de referência. Em geral, a mesma é estabelecida através da análise de amostras de solos em locais estáveis próximos à área de estudo, onde não tenha havido erosão ou deposição.

A magnitude e a direção dos desvios dos inventários das amostras de solo, em relação ao inventário de referência, fornecem uma avaliação qualitativa da redistribuição de solo. Para obter estimativas quantitativas dos processos de erosão e deposição de sedimentos, é necessário a utilização de modelos que relacionam a perda ou ganho de ^{137}Cs com a redistribuição de solo.

A conversão entre a magnitude do desvio do inventário de ^{137}Cs nos pontos amostrados e as taxas de erosão e deposição de sedimentos pode ser determinada através de procedimentos de calibração. No entanto, geralmente se utilizam modelos teóricos, tais como os apresentados por Walling e He (1999), resumidamente descritos a seguir:

- **Modelo Proporcional** – modelo bastante utilizado devido à sua simplicidade, no qual se admite que todo o ^{137}Cs precipitado está completamente misturado nas primeiras camadas de solo. Devido a essa premissa, o mesmo é empregado para

solos revolvidos por atividades agrícolas. Nesse modelo, a perda de solo desde o pico de precipitação do isótopo é diretamente proporcional ao déficit do inventário de ^{137}Cs em relação à referência. A perda de solo média anual (Y , em $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$) é expressa por:

$$Y = 10 \frac{B \cdot d_{aragem} \cdot X}{100(t_1 - t_0)} \quad (1)$$

em que: B é a densidade aparente seca do solo ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), d_{aragem} é a camada do solo em que o ^{137}Cs está misturado (m), X é o percentual de redução do inventário de ^{137}Cs em relação ao inventário de referência, t_1 é o ano de coleta da amostra; t_0 é o ano de pico do *fallout* de ^{137}Cs .

- **Modelo Gravimétrico** – modelo também simplificado que admite mistura completa de ^{137}Cs nas primeiras camadas de solo e, portanto, limita-se a solos revolvidos. No Modelo Gravimétrico, a perda de solo média anual é estimada pela seguinte expressão:

$$Y = 10 \frac{A_{ref} - A}{C_s(t_1 - t_0)} \quad (2)$$

em que: A_{ref} é o inventário de referência de ^{137}Cs ($\text{Bq}\cdot\text{m}^2$), A é o inventário de ^{137}Cs medido no ponto de amostragem ($\text{Bq}\cdot\text{m}^2$) e C_s é a concentração média de ^{137}Cs no solo da área erodida ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$).

- **Modelo de Balanço de Massa** – modelo aplicável a solos revolvidos com mistura de ^{137}Cs nas camadas mais superficiais, porém que busca superar algumas limitações dos modelos anteriores. O Modelo de Balanço de Massa simula a mudança do conteúdo de ^{137}Cs no perfil de solo devido à variação temporal de deposição do isótopo, as perdas de ^{137}Cs do perfil devido à erosão, e a incorporação de solo sem ^{137}Cs de uma profundidade abaixo da camada de aragem original. A equação do Modelo de Balanço de Massa para cálculo da erosão apresenta a seguinte forma:

$$\frac{dA(t)}{dt} = I(t) - \left(\lambda + \frac{R}{d} \right) A(t) \quad (3)$$

em que: $A(t)$ é a atividade acumulada de ^{137}Cs por unidade de área ($\text{Bq}\cdot\text{m}^2$), t é o tempo decorrido desde a precipitação de ^{137}Cs (ano), $I(t)$ é a deposição anual de ^{137}Cs no tempo t ($\text{Bq}\cdot\text{m}^2\cdot\text{ano}^{-1}$), λ é a constante de decaimento do ^{137}Cs (ano^{-1}), R é

a taxa de erosão ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{ano}^{-1}$), d é a profundidade de massa acumulada, a qual representa a profundidade média de aragem ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$).

- **Modelo de Balanço de Massa Refinado** – incorpora os seguintes refinamentos em relação ao Modelo de Balanço de Massa: retirada de ^{137}Cs recém depositado antes de sua mistura à camada de solo arável; e seletividade do tamanho dos grãos associada à mobilização e transporte de sedimentos (enriquecimento de finos). O Modelo de Balanço de Massa Refinado é representado pela seguinte equação:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma) \cdot I(t) - \left(\lambda + P \frac{R}{d} \right) A(t) \quad (4)$$

em que: Γ é a proporção de ^{137}Cs recém-depositado que é removido por erosão antes de ser incorporado à camada de solo, P é o fator de correção do enriquecimento de finos, definido como a razão entre a concentração de ^{137}Cs do sedimento mobilizado para aquela do solo original.

- **Modelo de Distribuição de Perfil** – admite que a distribuição vertical de ^{137}Cs no perfil de solo é variável, sendo o conteúdo do isótopo decrescente com a profundidade. Essa característica é típica de solos não perturbados, para os quais o Modelo de Distribuição de Perfil é utilizado. Nesse modelo, a equação para cálculo da taxa de erosão é:

$$Y = \frac{10}{t - t_0} \ln \left(1 - \frac{X}{100} \right) \cdot h0 \quad (5)$$

O coeficiente $h0$ pode ser estimado pela equação a seguir, admitindo-se que o ^{137}Cs decai exponencialmente com a profundidade.

$$A'(x) = A_{ref} \left(1 - e^{-x/h0} \right) \quad (6)$$

Nas Equações 5 e 6, $h0$ é o coeficiente que descreve a forma do perfil ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$), x é um indicador da profundidade a partir da superfície do solo ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$).

- **Modelo de Difusão e Migração** – busca representar a variação temporal de ^{137}Cs no perfil de solo decorrente da dependência temporal da precipitação do isótopo e de sua redistribuição após a deposição. O Modelo de Difusão e Migração descreve o perfil vertical de ^{137}Cs no solo através de um modelo de transporte unidimensional, sendo aplicado a solos não perturbados. Nesse modelo, a variação da concentração de ^{137}Cs é representada pela equação:

$$\frac{\partial C_u(x,t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C_u(x,t)}{\partial x^2} - V \frac{\partial C_u(x,t)}{\partial x} - \lambda C_u(x,t) \quad (7)$$

em que: $C_u(x,t)$ é a concentração de ^{137}Cs ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$), D é o coeficiente de difusão ($\text{kg}^2\cdot\text{m}^{-4}\cdot\text{ano}^{-1}$), V é a taxa de migração ($\text{kg}\cdot\text{m}^2\cdot\text{ano}^{-1}$).

Assumindo-se a ocorrência de erosão laminar, a taxa de erosão (R) e a taxa de deposição de sedimentos (R') podem ser estimadas respectivamente pelas seguintes equações:

$$\int_0^t PRC_u(t') \cdot e^{-\lambda(t-t')} dt' = A_{u,ls}(t) \quad (8)$$

$$R' = \frac{A_{u,ex}}{\int_0^t C_d(t') \cdot e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad (9)$$

Nas Equações 8 e 9, C_u é a concentração de ^{137}Cs na superfície do solo ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$), $A_{u,ls}$ é a redução no inventário de ^{137}Cs ($\text{Bq}\cdot\text{m}^2$), C_d é a concentração de ^{137}Cs no sedimento depositado ($\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$), $A_{u,ex}$ é o aumento no inventário de ^{137}Cs ($\text{Bq}\cdot\text{m}^2$).

A técnica de ^{137}Cs empregada para quantificar os processos sedimentológicos tem sido utilizada para diversas finalidades, tais como:

- Validar resultados de modelos hidrossedimentológicos (Walling et al., 2003; Warren et al., 2005);
- Quantificar taxas de erosão (Correchel et al., 2006; Kaste et al., 2006);
- Identificar a distribuição espacial de sedimentos em bacias hidrográficas (Bacchi et al., 2003);
- Relacionar informações sobre redistribuição de solos com atributos do terreno, para identificação das formas onde predominam processos de erosão ou deposição (Pennock, 2003);
- Avaliar a deposição de sedimentos em planícies aluviais (Walling e He, 1997).

Como principais vantagens do método, Zapata (2003) destaca, entre outras:

- Avaliação retrospectiva de médio prazo das taxas de redistribuição de solos;
- Estimativas possíveis de serem obtidas com uma única visita a campo;
- Estimativas menos influenciadas por eventos extremos, por compreenderem um período relativamente longo;
- Amostragem com pouca perturbação da área de estudo;
- Resultados compatíveis com desenvolvimentos recentes de modelagem distribuída com bases físicas e aplicação de Sistemas de Informação Geográfica e geoestatística;

- Taxas estimadas de erosão/deposição representativas dos efeitos integrados de todos os processos que resultam na movimentação de massas de solo;
- Ausência de restrições de aplicação em grande escala, com exceção do número de amostras a serem analisadas;
- Aplicabilidade na identificação das fontes de sedimentos (*fingerprinting*).

As principais desvantagens dessa técnica, identificadas por Zapata (2003), são:

- Necessidade de uma equipe multidisciplinar para aplicação da técnica;
- Necessidade de laboratórios especializados para análise das amostras de solo;
- Requisito de garantia/controlado de medições de baixo nível de radiação gama;
- Abordagem indireta que depende do estabelecimento de uma relação entre redistribuição de solo e redistribuição de ^{137}Cs ;
- Incertezas associadas à escolha do modelo para se fazer a conversão entre medidas de ^{137}Cs e estimativas de erosão e deposição;
- Método não aplicável à avaliação de mudanças de curto prazo das taxas de erosão devido, por exemplo, a mudanças de uso do solo e adoção de práticas conservacionistas.

1.2. Área de estudo

A área de estudo compreende a bacia hidrográfica do açude Benguê, localizada no município de Aiuaba, Ceará. A mesma situa-se na região denominada “Sertão dos Inhamuns”, e está inserida na bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe (Figura 4) A bacia do Benguê drena uma área de 933 km² e é controlada pelo açude Benguê, com capacidade de acumulação de 19,6 hm³. O açude Benguê é utilizado para abastecimento da sede municipal de Aiuaba, sendo responsável também pela perenização de um trecho do rio Umbuzeiro a jusante da barragem.

Inserida na bacia hidrográfica do Benguê, localiza-se a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), monitorada pelo Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (www.hidrosed.ufc.br) desde 2003 no que diz respeito a variáveis hidrológicas e sedimentológicas. A BEA situa-se integralmente na Estação Ecológica (ESEC) de Aiuaba, a maior Unidade de Conservação Federal do bioma Caatinga, sendo administrada pelo IBAMA. A Bacia Experimental de Aiuaba possui uma área de 12 km² e é controlada pelo açude Boqueirão, com capacidade de acumulação de 60.000 m³.

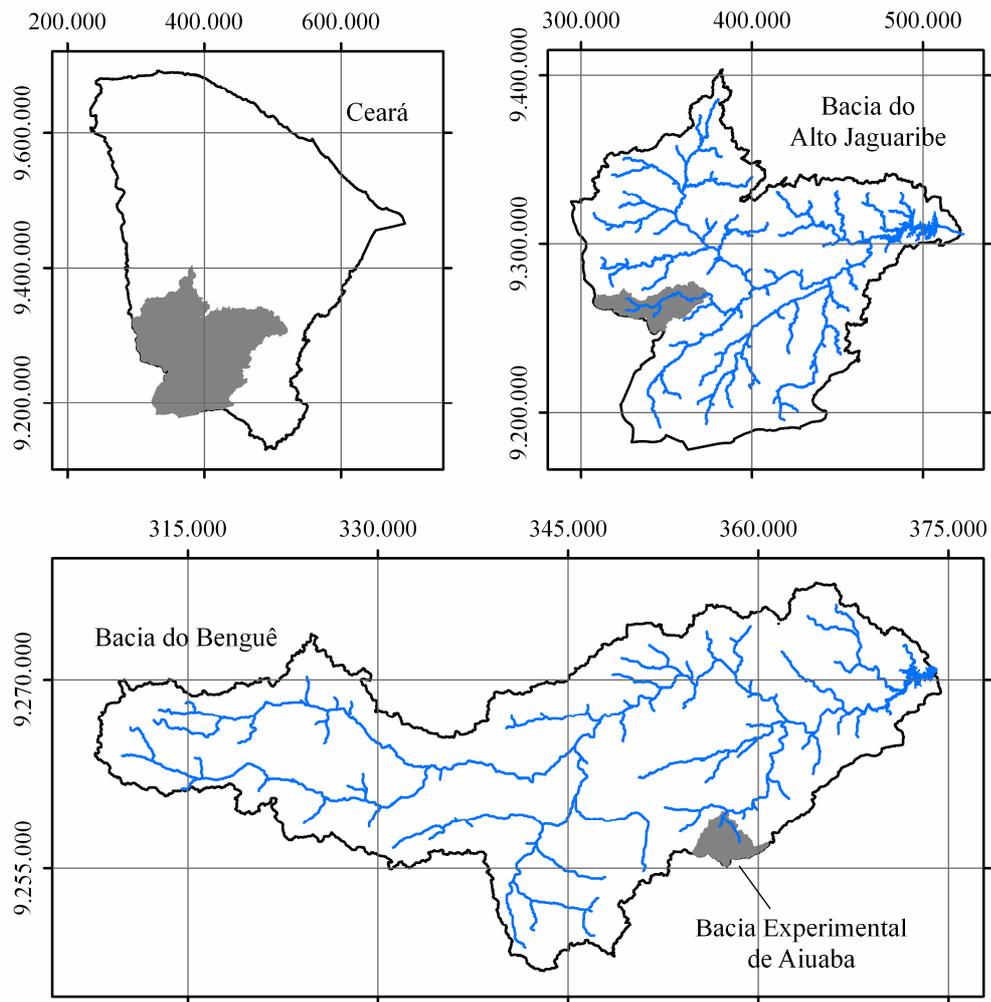


Figura 4. Mapa de localização das bacias hidrográficas do Benguê e Experimental de Aiuaba (Projeção UTM, Zona 24S, Datum SAD-69)

Na bacia do açude Benguê a elevação varia de 375 a 785 metros acima do nível do mar, sendo as maiores altitudes verificadas nos planaltos situados nas bordas sul e oeste da bacia. Nessas áreas, predominam declividades inferiores a 2%. Nas proximidades do exutório também se verificam baixas declividades, de até 5%, enquanto que na borda sudeste estas podem superar 25%. A Figura 5 apresenta modelo de elevação digital e na Figura 6 é ilustrado o mapa de declividades da área, ambos com resolução de 15 m e baseados em imagens de satélite ASTER (Creutzfeldt, 2006).

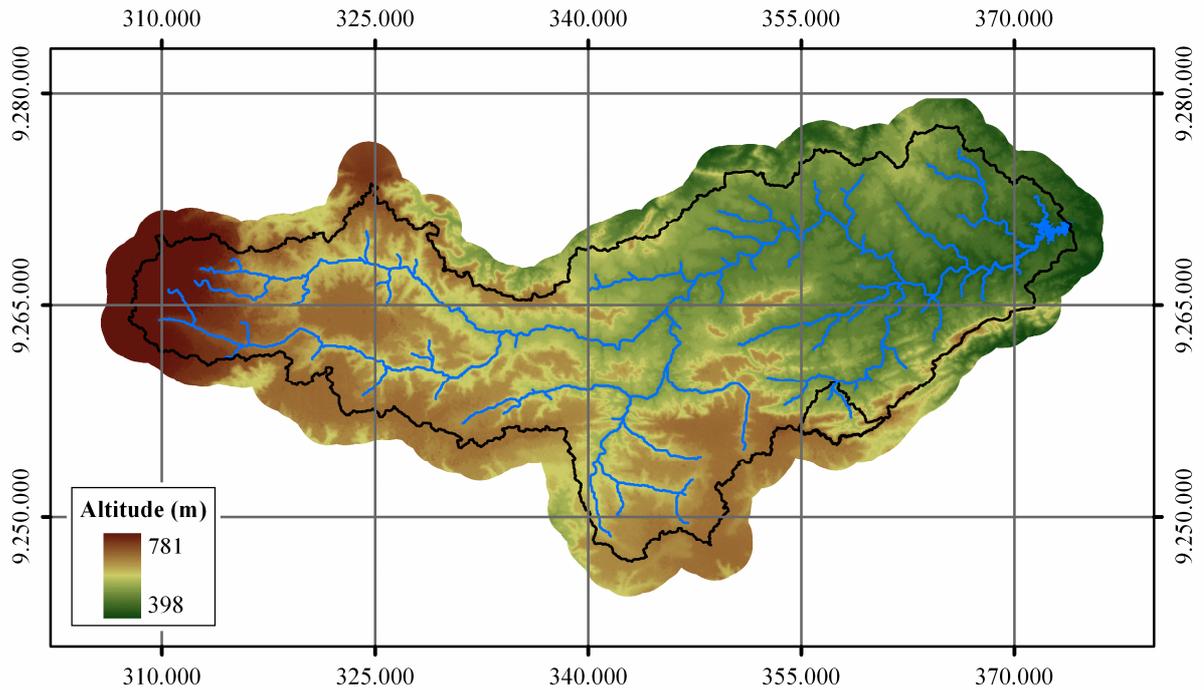


Figura 5. Modelo de elevação digital da bacia do Benguê

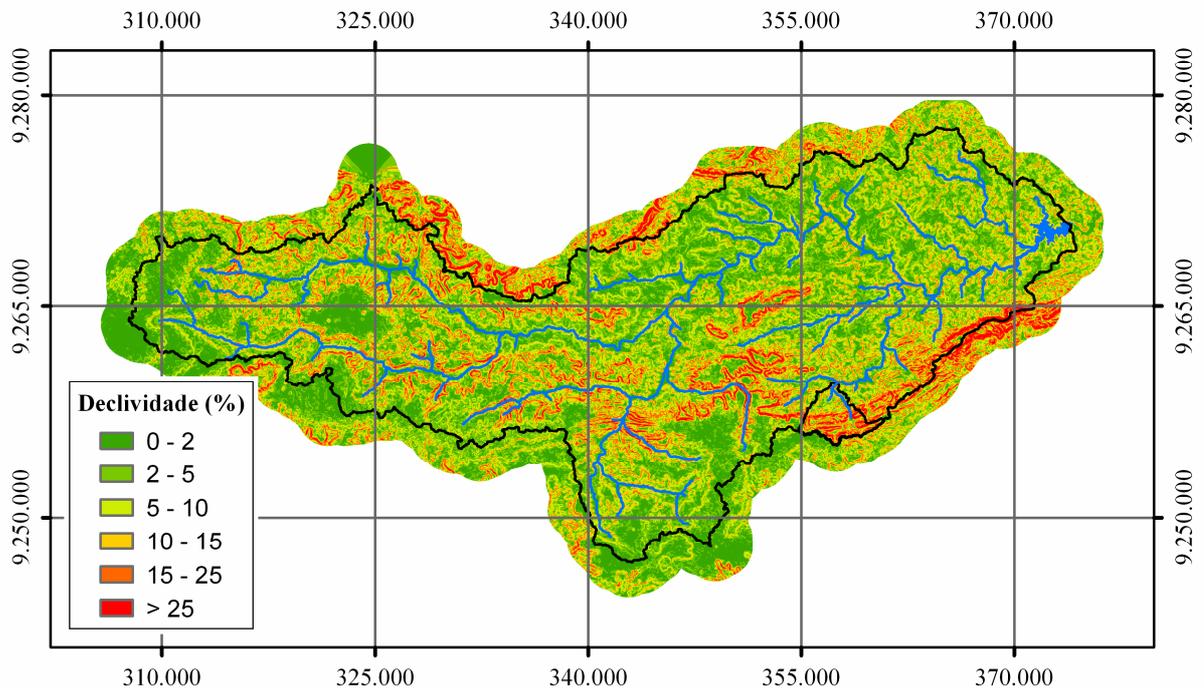


Figura 6. Mapa de declividades da bacia do Benguê

O clima na região é tropical semiárido, do tipo BS de acordo com a classificação de Köppen (Araújo e Piedra, 2009), com precipitação média anual da ordem de 600 mm e evaporação potencial de aproximadamente 2.500 mm/ano. O regime pluviométrico apresenta forte variabilidade inter- e intra-anual, com um período chuvoso bem definido (entre os meses de janeiro e maio), responsável por mais de 80% da precipitação anual. Quarenta e seis por

cento da precipitação anual ocorre durante os meses de março e abril. As chuvas têm caráter convectivo, concentradas em poucos eventos de elevada intensidade. A Figura 7 apresenta valores médios mensais de precipitação e evaporação potencial no município de Aiuaba, de onde é possível constatar o elevado déficit hídrico atmosférico durante quase o ano inteiro. A temperatura média anual é de 26°C, com pequena variação ao longo do ano: 24°C nos meses de junho e julho a 28°C em novembro. Durante o dia, a temperatura pode variar desde 15°C até 35°C. A umidade relativa do ar apresenta média anual de 62%.

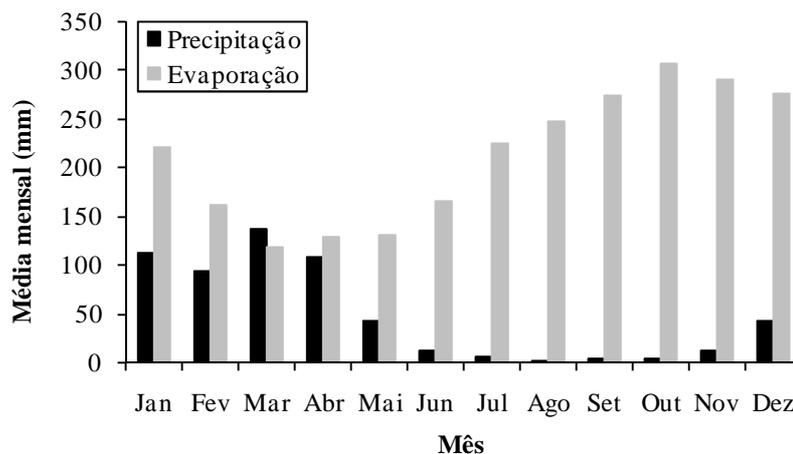


Figura 7. Médias mensais de precipitação e evaporação potencial no município de Aiuaba

A geração de escoamento superficial ocorre principalmente por processo Hortoniano (em que a intensidade da chuva supera a capacidade de infiltração do solo), e concentra-se em poucos eventos, característica comum em regiões semiáridas. Segundo Puigdefabregas et al. (1999) nessas regiões predominam características como taxas de evaporação superiores à precipitação durante longos períodos, vegetação esparsa e solos com baixa capacidade de infiltração. Com isso, a saturação das camadas superficiais do solo ocorre de maneira descontínua no espaço e no tempo, permitindo reinfiltração do escoamento e limitando o fluxo para a rede de drenagem. Assim, o coeficiente de escoamento é em geral muito baixo. Com base em medições realizadas na Bacia Experimental de Aiuaba no período de 2003 a 2006, Costa (2007) estimou que apenas 6% da precipitação são convertidos em escoamento, o que em grande parte se deve às perdas por infiltração em trânsito. No açude Boqueirão, foram registradas perdas por infiltração da mesma ordem de grandeza das perdas por evaporação (Costa, 2007), embora outros autores afirmem que essas perdas correspondam a aproximadamente 34% da evaporação no semiárido brasileiro (Molle, 1989) ou mesmo, que são desprezíveis (Campos, 1996). As perdas por interceptação a partir da vegetação natural são expressivas e da ordem de 14% (Medeiros, 2005), apesar da elevada intensidade das chuvas e

das folhas de tamanho reduzido. Segundo Medeiros et al. (2009a), isso se deve provavelmente às altas taxas de evaporação na região, criando ciclos de evaporação-armazenamento de água na vegetação durante eventos chuvosos.

A vegetação predominante é a Caatinga, termo que, segundo Lemos (2006), é utilizado no Nordeste brasileiro “para designar qualquer comunidade vegetal padronizada pelo seu aspecto fisionômico, resultante da caducifolia de suas espécies no período seco, assumindo caráter tropofítico e refletindo a semiaridez no chamado Polígono das Secas”. Medeiros (2005) destaca o caráter xerófilo da vegetação na região, ilustrando seu aspecto bastante diferente nos períodos seco e úmido (Figura 8). De acordo com mapeamento da vegetação na Estação Ecológica de Aiuaba (Lemos, 2006), ocorre na região vegetação de Carrasco e Caatinga apresentando diferentes fisionomias, relacionadas à heterogeneidade fisiográfica, com diferentes classes de solo e variações no relevo. Na ESEC de Aiuaba, predomina a fisionomia caracterizada como Caatinga Arbórea-Arbustiva Alta Aberta, presente em 81% da área, com ocorrência marcante de espécies das famílias *Leguminosae* e *Euphorbiaceae*. Esta fisionomia apresenta predominantemente arbustos com altura variando de 5 a 7 metros, relativamente esparsos, ocorrendo também algumas árvores com alturas entre 8 e 10 metros.



a) Período seco



b) Período chuvoso

Figura 8. Vegetação de Caatinga na Estação Ecológica de Aiuaba

A área da bacia do açude Benguê é predominantemente rural, sendo a densidade populacional do município de Aiuaba, onde a mesma está localizada, da ordem de 6,4 habitantes por km² (IBGE, 2009). Quanto à ocupação, a bacia hidrográfica apresenta extensas áreas não exploradas e áreas de vegetação preservada, como na Estação Ecológica de Aiuaba. Entre as atividades econômicas, destacam-se a agricultura de sequeiro, principalmente das culturas de feijão e milho, e a criação de caprinos. Com base em imagens de satélite ASTER e

CBERS, Creutzfeldt (2006) realizou uma classificação de uso do solo na bacia do Benguê considerando doze classes (Figura 9), apresentadas a seguir.

- Corpo hídrico permanente: áreas identificadas como água em todas as imagens de satélite analisadas;
- Corpo hídrico intermitente: inclui pequenos reservatórios que secam durante os períodos secos, identificados como água somente nas imagens obtidas em períodos chuvosos;
- Área urbana: classe associada a pequenos aglomerados urbanos na bacia, com destaque para os distritos de Barra e Bom Nome;
- Estrada não pavimentada: abrange todas as estradas, visto que não há estrada pavimentada na bacia;
- Agricultura: contempla todas as áreas destinadas à agricultura, sem distinção entre as diferentes culturas;
- Agropecuária: compreende diferentes usos do solo, caracterizando a transição entre o uso intensivo e a vegetação natural. Inclui pastagens, pequenas parcelas agrícolas e terras abandonadas, onde a altura da vegetação é estimada em 1 m;
- Caatinga Arbórea-Arbustiva conservada: vegetação decídua que consiste em uma mistura de árvores, arbustos e cactáceas, com galhos ramificados e espinhosos. Geralmente, essa classe pode ser dividida em estratos arbóreo (4 a 5 m), arbustivo (0,5 a 3 m) e herbáceo, assumindo-se uma altura média de 3,8 m. Ocorre em áreas com relevo plano a fortemente ondulado;
- Caatinga Arbórea-Arbustiva degradada: fisionomia igual à classe anterior, porém com vegetação mais esparsa. O estrato arbóreo não é tão distinto, e a altura média da vegetação é estimada em 2,6 m. Essa vegetação representa a transição entre Caatinga Arbórea-Arbustiva conservada e as classes de agricultura e agropecuária, e ocorre principalmente em áreas de relevo ondulado;
- Floresta seca: também denominada Floresta Estacional Caducifólia, corresponde a uma vegetação densa com altura média entre 4 e 5 m. Consiste em uma camada arbórea mais ou menos densa, uma camada arbustiva parcialmente impenetrável e, em alguns locais, uma camada herbácea. Ocorre em áreas com relevo fortemente ondulado, com vales estreitos e vertentes íngremes;
- Vegetação de Tabuleiro conservada: também denominada de Carrasco, essa vegetação representa a transição do bioma Caatinga para o bioma Cerrado e é constituída de espécies decíduas e de espécies que mantêm suas folhas durante todo

o ano. É uma vegetação densa constituída de uma camada arbórea (5 a 6 m, com algumas árvores atingindo 10 m) com cobertura quase total e uma camada arbustiva. Apresenta altura média de 5 m, e ocorre principalmente nas áreas sedimentares (Altos Planaltos Sedimentares), em vertentes íngremes e nos planaltos;

- Vegetação de Tabuleiro perturbada: apresenta as mesmas características da vegetação de tabuleiro conservada, porém é modificada por ação antrópica. A camada arbórea não é tão destacada e observam-se áreas abertas. A altura média dessa vegetação é de 3,5 a 4 m. Ocorre principalmente nos planaltos, em áreas de relevo plano e representam a transição entre áreas de uso intensivo e áreas de vegetação natural;
- Vegetação de Tabuleiro em regeneração: apresenta as mesmas características da vegetação de tabuleiro conservada, porém sem árvores altas. Representa uma vegetação em estágio de regeneração à completa retirada ocorrida no início da década de 1990. A camada formada por arbustos e pequenas árvores é muito densa, e a altura média da vegetação é 3 m. Sua ocorrência na bacia do Benguê está limitada ao planalto no lado oeste.

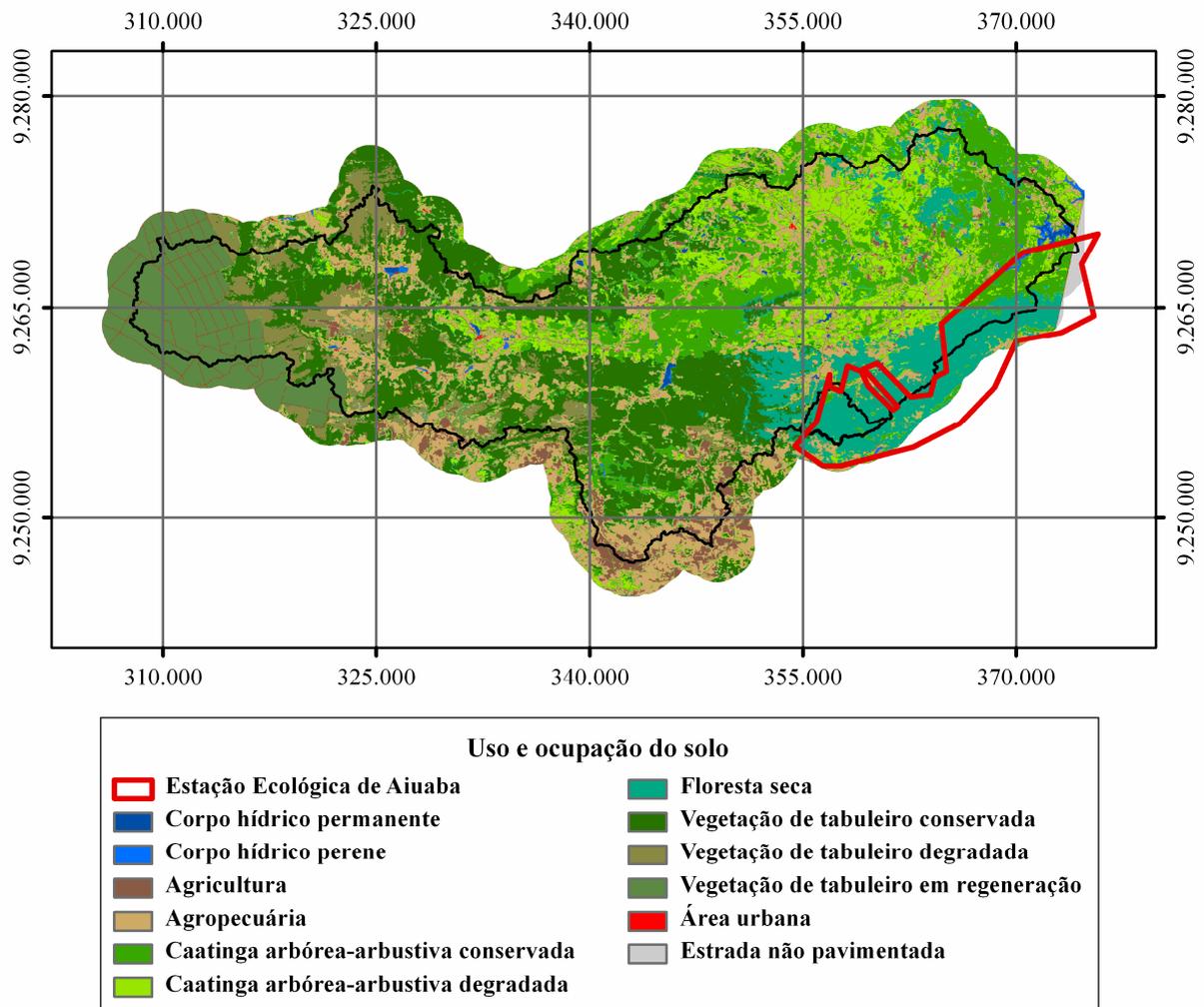


Figura 9. Mapa de uso e ocupação do solo da bacia do Benguê (Fonte: Creutzfeldt, 2006)

Apesar do bom estado de conservação em que se encontra a bacia do Benguê (vista geral da Estação Ecológica de Aiuaba na Figura 10a), observam-se pequenas áreas com processos erosivos avançados mesmo na Estação Ecológica (ESEC) de Aiuaba, como ilustra a Figura 10b. Isso demonstra a vulnerabilidade do bioma Caatinga à degradação, tendo em vista que a Estação Ecológica foi instalada em 1978, e desde então tem sido mantida conservada.



**a) Vista geral da ESEC de Aiuaba na
bacia do Benguê**

**b) Processo avançado de erosão em pequena
área no interior da ESEC de Aiuaba**

Figura 10. Aspectos da vegetação na bacia do Benguê

No que diz respeito aos aspectos geomorfológicos, a bacia do Benguê está situada em uma zona de transição, com a ocorrência da Unidade Sertões nas regiões central e oriental da bacia, e dos Altos Planaltos Sedimentares nas bordas sul e oeste. A Unidade Sertões caracteriza-se por solos rasos sobre substrato cristalino, com elevado teor de argila e grande quantidade de fragmentos de rochas. Nos Altos Planaltos Sedimentares, por sua vez, há uma predominância de solos mais profundos e permeáveis, resultando em escassez de recursos hídricos superficiais e baixa fertilidade (Creutzfeldt, 2006). Essas características definem o padrão de geração de escoamento superficial na bacia, com coeficientes de escoamento maiores nas áreas coincidentes com a Unidade Sertões e altas taxas de infiltração nos Altos Planaltos Sedimentares. Na Figura 11 apresenta-se um mapa geológico da bacia do Benguê, elaborado a partir da base de dados da CPRM (2001). Da Figura, observa-se a predominância de substrato rochoso, apesar da ocorrência das importantes áreas sedimentares nas bordas oeste e sul.

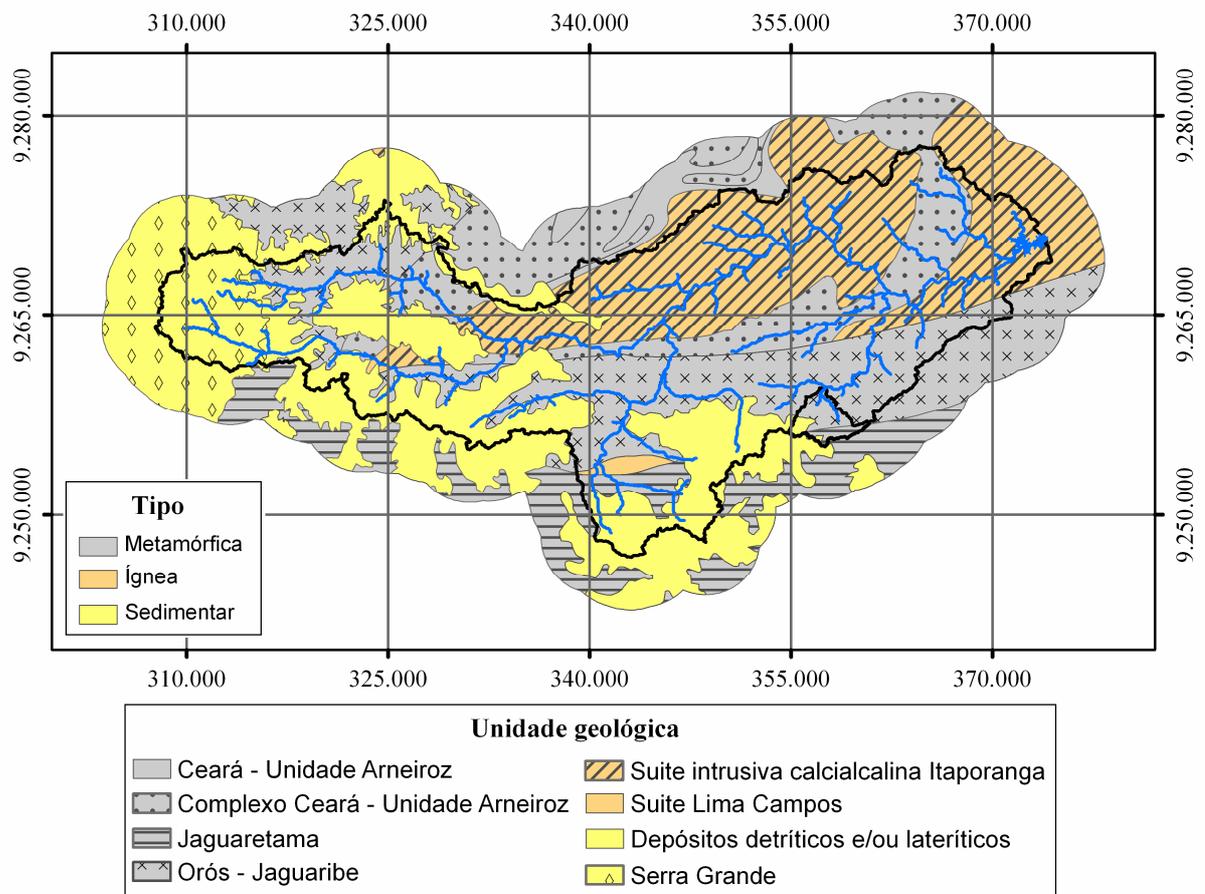


Figura 11. Mapa geológico da bacia do açude Benguê

Os solos presentes na região são (RADAMBRASIL, 1981): Bruno não Cálcico, Latossolo Vermelho-Amarelo, Planossolo Solódico, Podzólico Vermelho-Amarelo e Solos Litólicos, dispostos espacialmente na bacia do Benguê conforme indicado na Figura 12. Segundo Araújo (2005), esses solos são caracterizados por:

- Bruno não Cálcico (Luvissole): solos rasos a pouco profundos, com perfis bem diferenciados mostrando sequência de horizontes A, Bt, C e mudança textural abrupta do horizonte A para o B. Sua ocorrência está associada à presença de pedregosidade superficial, caracterizando um pavimento desértico;
- Latossolo Vermelho-Amarelo (Latossolo): solos bem desenvolvidos, normalmente profundos, bem drenados, friáveis e porosos. Os perfis apresentam sequência de horizontes A, B, C com profundidade média de 1,5 m e transição abrupta a partir desse limite para camada ferruginosa. Está condicionado por um relevo plano em superfície de feição tabular;
- Planossolo Solódico (Planossolo): solos relativamente rasos com drenagem imperfeita e sequência de horizontes A, Bt, C. O horizonte A é geralmente arenoso, com horizonte B apresentando textura altamente argilosa. Possuem más

condições físicas, com aspecto maciço, sem estrutura no período chuvoso e fendilhamento em épocas secas;

- Podzólico Vermelho-Amarelo (Argissolo): solos bem desenvolvidos, bem drenados, de textura argilosa, que apresentam sequência de horizontes A, B, C, diferenciação pronunciada entre os horizontes A e B, cuja profundidade pode atingir 3,0 m. Ocupam as partes baixas e planas do relevo, ocorrendo em áreas de relevo suave ondulado a ondulado. São geralmente pedregosos ou com cobertura abundante de seixos;
- Litólico (Neossolo): solos rasos, em geral pedregosos, de textura e fertilidade variáveis, dependendo do material de origem. Possuem perfil do tipo A sobre R, podendo ter horizontes B incipiente ou C. São encontrados em áreas de relevo suave ondulado e escarpado, geralmente associados a afloramentos rochosos.

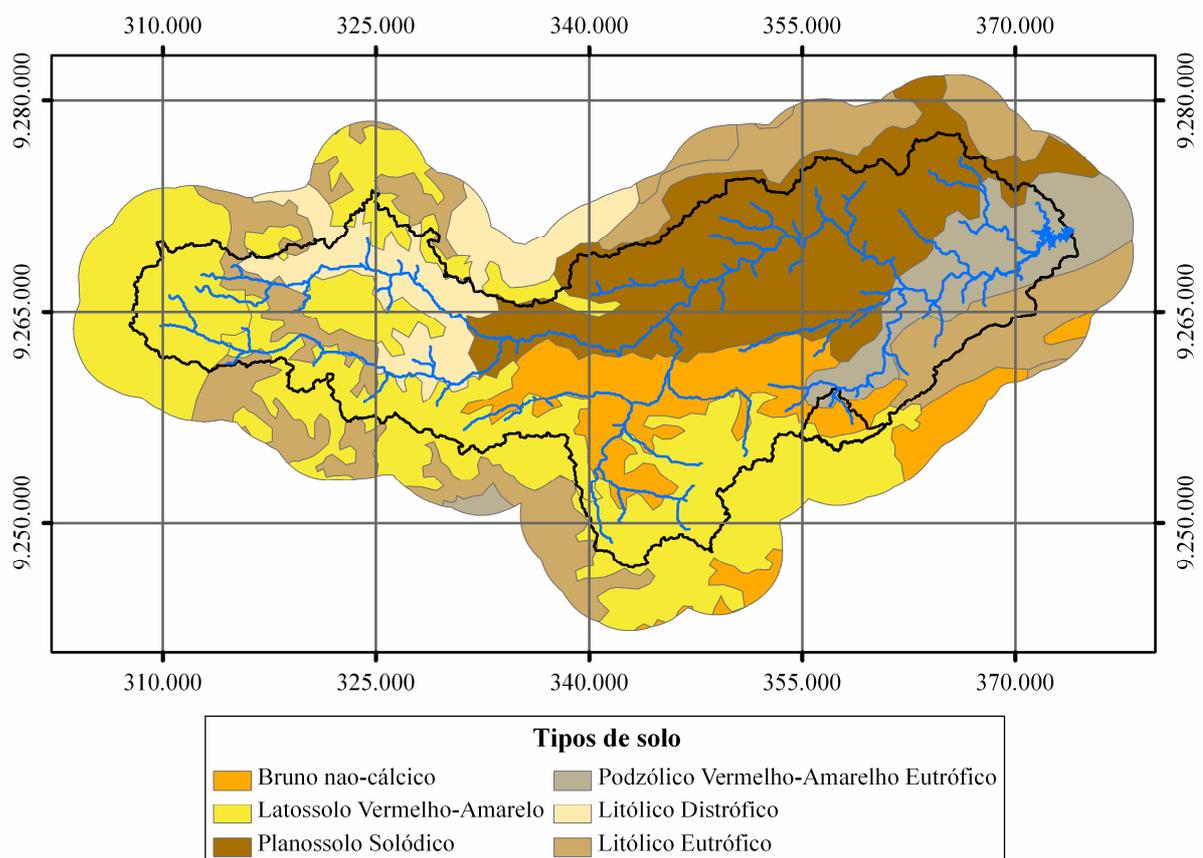


Figura 12. Mapa de solos da bacia do açude Benguê (Fonte: RADAM-BRASIL, 1981)

Devido às secas recorrentes e à falta de reservas hídricas subterrâneas importantes, a construção de pequenos açudes tem sido a principal alternativa para disponibilização de água na região, assim como ocorre em todo o Nordeste brasileiro, com exceção de poucas áreas com geologia sedimentar, como por exemplo: Chapada do Apodi, na fronteira entre Ceará e

Rio Grande do Norte; Chapada do Araripe, no sul do Estado do Ceará; e Várzeas de Souza, na Paraíba. Na bacia do Benguê, Mamede (2008) identificou 121 pequenos açudes com áreas superficiais variando de 150 a 830.000 m².

1.3. Levantamento de dados e campanhas de monitoramento

Medições de variáveis climáticas, hidrológicas e de produção de sedimentos são realizadas pelo Grupo de Pesquisa HIDROSED (www.hidroсед.ufc.br) na Bacia Experimental de Aiuaba desde o ano de 2003, representando assim uma importante fonte de dados primários para esta pesquisa. A Tabela 2 apresenta a lista das estações em funcionamento, além das variáveis monitoradas e dos intervalos de medição. Na Figura 13 é apresentada a localização das estações.

Tabela 2. Estações de monitoramento operadas pelo Grupo de Pesquisa HIDROSED em Aiuaba, Ceará

Estação	Localização	Variável	Intervalo de medida
EP1	BEA	Chuva	5 minutos
		Umidade do solo	1 hora
		Evaporação	1 dia
EP2	BEA	Chuva	5 minutos
		Umidade do solo	1 hora
EP3	BEA	Chuva	5 minutos
		Umidade do solo	1 hora
EL1	Reservatório Boqueirão	Nível de água	15 minutos
EF1	Riacho Boqueirão	Vazão	30 minutos
EF2	Riacho secundário da BEA	Vazão	30 minutos
EC1	Sede da ESEC de AIUABA, próxima à bacia do Benguê	Chuva	1 hora
		Temperatura	1 hora
		Umidade relativa do ar	1 hora
		Velocidade do vento	1 hora
		Direção do vento	1 hora
		Pressão atmosférica	1 hora
		Radiação de onda curta	1 hora
IT1	BEA	Interceptação vegetal	1 dia

Na bacia do Benguê, além dos dados monitorados na Bacia Experimental de Aiuaba, sub-bacia daquela, há disponibilidade de dados secundários. O Banco de Dados Hidrológicos (Hidroweb) da Agência Nacional de Águas (ANA) dispõe de dados pluviométricos diários de treze estações na bacia do Benguê e em seu entorno. Desses postos, nove continuam sendo monitorados atualmente pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). A FUNCEME dispõe ainda de séries de dados climáticos nas estações de

Aiuaba (estação EC_Aiu na Figura 13) e Assaré, também utilizados nesta pesquisa. A Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH), por sua vez, monitora diariamente o nível de água no açude Benguê (estação EL-Ben na Figura 13), além de registrar as vazões retiradas daquele açude. A Figura 13 apresenta a localização de todas as estações cujos dados foram utilizados neste estudo. A Tabela 3 apresenta as estações pluviométricas identificadas no banco de dados da ANA nas proximidades da bacia do Benguê.

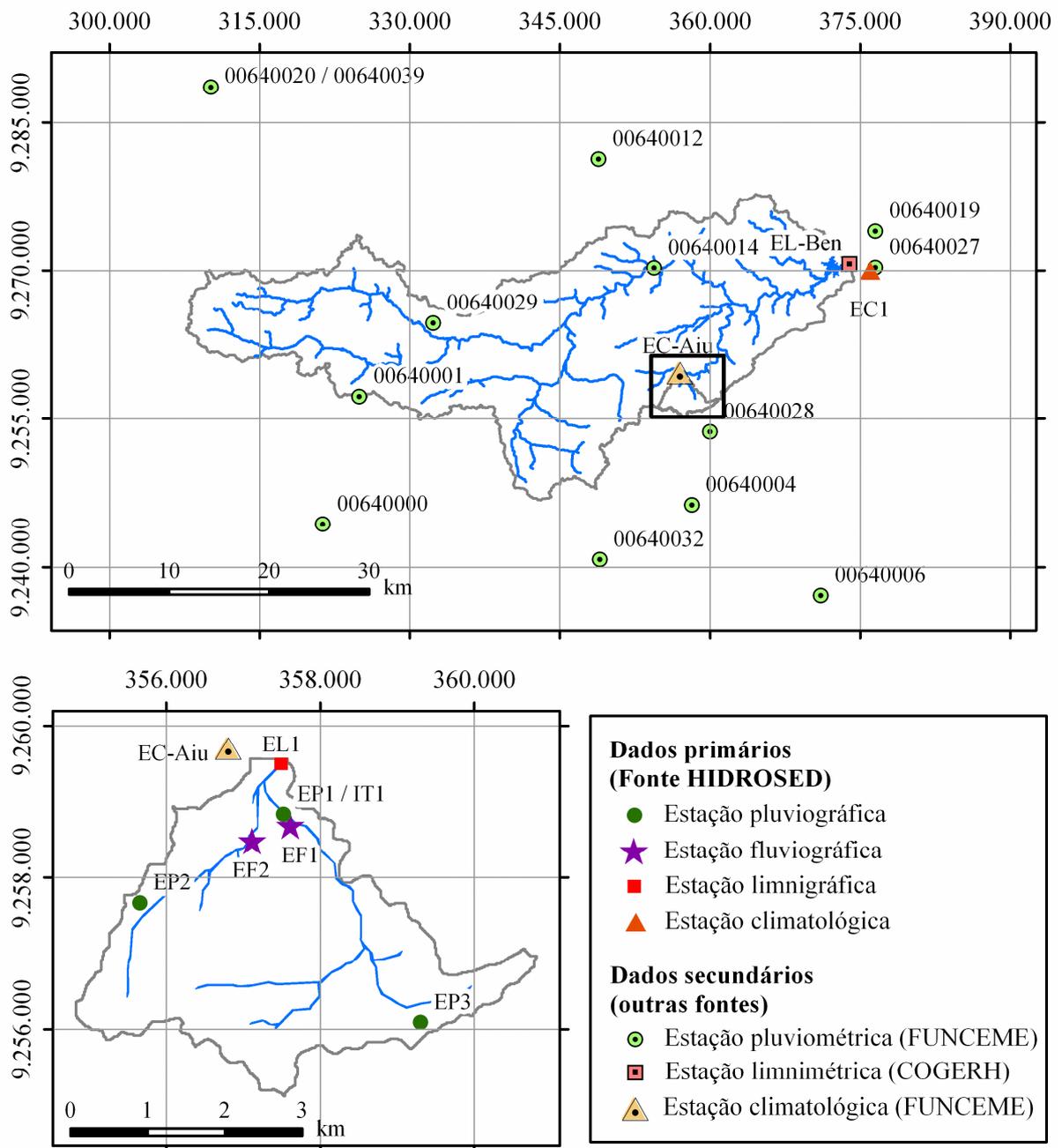


Figura 13. Estações de monitoramento climático e hidrológico na bacia do Benguê

Tabela 3. Postos pluviométricos localizados nas proximidades da bacia do Benguê
(Fonte: ANA, 2009)

Estação pluviométrica		Estado	Município	Localização		Série de dados	
Código	Nome			Lat. (°)	Long. (°)	Início	Fim
00640000	Pio IX	PI	Pio IX	-6.83	-40.62	1910	2002
00640001	São Luis	PI	Pio IX	-6.72	-40.58	1961	1980
00640004	Quixariú	CE	Campos Sales	-6.82	-40.28	1961	1998
00640006	Carmelópolis	CE	Campos Sales	-6.90	-40.17	1961	2008
00640012	Fazenda Nova	CE	Aiuaba	-6.50	-40.37	1961	2008
00640014	Barra	CE	Aiuaba	-6.60	-40.32	1962	2008
00640019	Aiuaba	CE	Aiuaba	-6.57	-40.12	1932	2008
00640020	Fazenda Malhada	CE	Parambu	-6.43	-40.72	1961	1989
00640027	Estação Ecológica	CE	Aiuaba	-6.60	-40.12	1983	2008
00640028	Cedro	CE	Aiuaba	-6.75	-40.27	2000	2008
00640029	Bom Nome	CE	Aiuaba	-6.65	-40.52	2000	2008
00640032	Barão de Aquiraz	CE	Campos Sales	-6.87	-40.37	2000	2008
00640039	Canabrava-Cocogi	CE	Parambu	-6.43	-40.72	2000	2008

A produção de sedimentos na bacia do açude Benguê e na Bacia Experimental de Aiuaba foi determinada a partir de medidas de concentração de sedimentos suspensos na água e de vazão líquida nos exutórios das bacias hidrográficas. Para cada evento monitorado, a produção de sedimentos foi calculada pelo produto entre a vazão e a concentração de sedimentos, conforme descrito por Costa (2007) e Farias (2008). A partir dos valores obtidos, foram elaboradas curvas-chave de sedimentos (Figuras 15 e 18).

Na bacia do açude Benguê, dois amostradores automáticos de sedimentos coletam amostras de água para análise da concentração de sedimentos, sendo um instalado no Rio Umbuzeiro (principal afluente do açude Benguê) imediatamente a montante do açude e o outro instalado no Riacho Verde, importante afluente da margem esquerda do açude Benguê (Figura 14). Os amostradores permitem a coleta de água em diferentes profundidades no respectivo manancial, obtendo-se concentrações de sedimento representativas de diferentes estágios do evento. Complementarmente, coletas manuais de amostras de água foram realizadas nas seções dos amostradores durante esta pesquisa.



a) Amostrador no Rio Umbuzeiro

b) Amostrador no Riacho Verde

Figura 14. Amostradores de sedimentos na bacia hidrográfica do açude Benguê

No açude Benguê, a estimativa de vazões afluentes foi realizada com base em balanço hídrico diário (Medeiros et al., 2009c). Precipitação incidente diretamente sobre o lago, evaporação (calculada pelo método do balanço de energia de Penman, 1948), infiltração, vertimento, vazão liberada a jusante e vazão retirada para abastecimento da sede municipal de Aiuaba foram considerados no balanço hídrico. Além disso, foram realizadas campanhas para medição de vazão nas seções dos amostradores de sedimentos. Na Figura 15 apresenta-se a curva-chave de sedimentos para a seção imediatamente a montante do açude Benguê (Medeiros et al., 2009c).

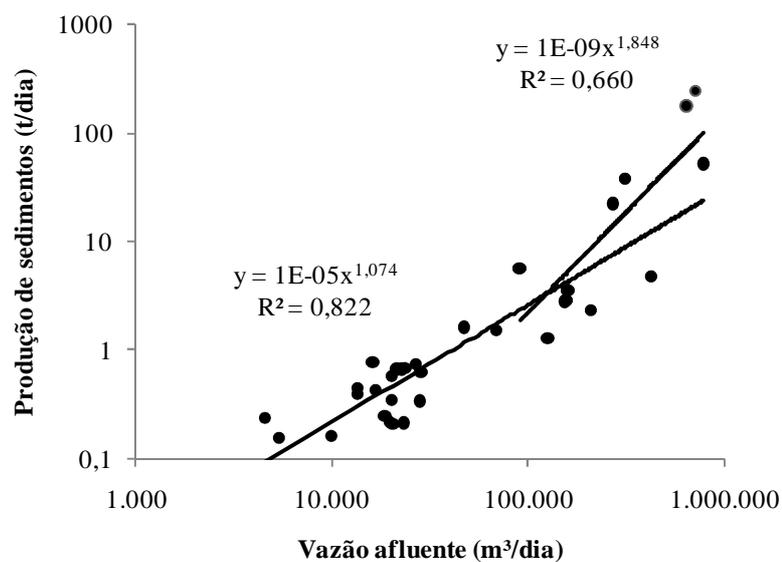


Figura 15. Curva-chave de sedimentos para a seção imediatamente a montante do açude Benguê

Na Bacia Experimental de Aiuaba, a coleta de amostras de água para análise de sedimentos foi realizada através de um amostrador automático instalado no Riacho Boqueirão (Figura 16) e mediante coleta manual de amostras. Nesta bacia, as vazões afluentes ao açude Boqueirão são monitoradas nos dois riachos principais através da seguinte instrumentação:

- Calha Parshall com sensor de nível de água (Figura 16) instalada no Riacho Boqueirão, com registros de vazão em intervalos de 30 minutos;
- Vertedouro triangular com sensor de nível de água (Figura 17) instalado no riacho secundário da BEA, ajustado para medir em intervalos de 30 minutos.

Além das duas estações fluviométricas, o nível de água do açude Boqueirão é monitorado em intervalos de 15 minutos, possibilitando o cálculo indireto das vazões afluentes com base no balanço hídrico (Costa, 2007).



Figura 16. Calha Parshall e amostrador de sedimentos no Riacho Boqueirão, Bacia Experimental de Aiuaba



Figura 17. Estação fluviométrica EF2 no riacho secundário da Bacia Experimental de Aiuaba

A Figura 18 apresenta a curva-chave de sedimentos a montante do açude Boqueirão. Os dados de vazão utilizados para a elaboração da curva-chave foram obtidos por balanço hídrico no açude Boqueirão, enquanto que as concentrações de sedimentos foram obtidas na seção da calha Parshall (Farias, 2008).

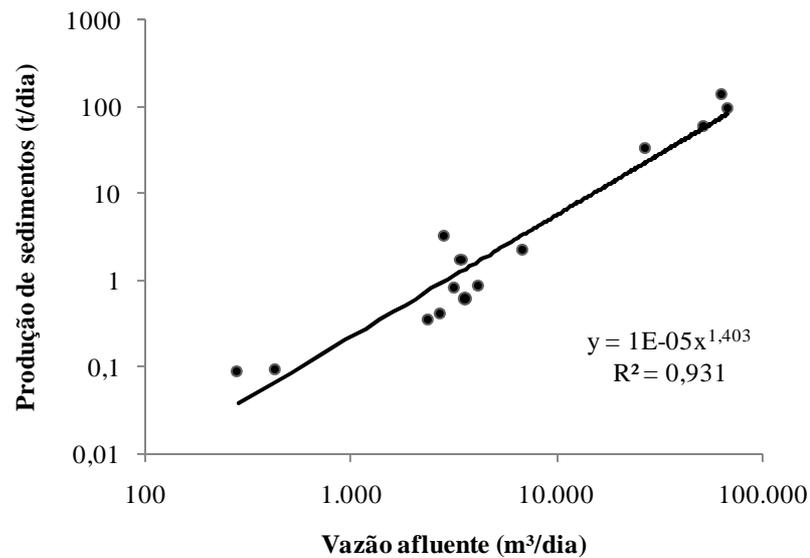


Figura 18. Curva-chave de sedimentos para a seção imediatamente a montante do açude Boqueirão

O cálculo do balanço hídrico nos açudes Benguê e Boqueirão permitiu a determinação de séries de vazões diárias nas respectivas bacias hidrográficas. Tais séries, juntamente com as curvas-chave de sedimentos (Figuras 15 e 18), foram utilizadas para cálculo de séries de valores diários de produção de sedimentos nas duas escalas. Dessa maneira, foi possível calcular a produção total de sedimentos no período de estudo bem como seu valor médio anual.

Apesar de largamente empregada em estudos hidrossedimentológicos, a estimativa da produção de sedimentos a partir de curvas-chave de sedimentos apresenta incertezas que não podem ser ignoradas. Na escala do Benguê, por exemplo, observa-se que para vazões afluentes semelhantes foram medidos aportes de sedimentos com diferenças de até uma ordem de grandeza.

1.4. Modelo hidrossedimentológico WASA-SED – descrição geral

WASA-SED (*Model of Water Availability in Semi-Arid Environments with Sediment Dynamics Component*) (Güntner, 2002; Güntner e Bronstert, 2004; Güntner et al., 2004; Bronstert et al., 2007; Mamede, 2008; Mueller et al., 2008; Francke et al., 2008; Medeiros et al., aceito) é um modelo determinístico, semi-distribuído, de simulação contínua de processos hidrológicos e sedimentológicos (ver descrição detalhada do modelo no Anexo 1). Para representar a variabilidade espacial das características da bacia (tais como topografia, tipo de solo e cobertura vegetal) e sua influência na geração de escoamento, é adotada uma

discretização espacial hierarquizada da área de estudo em cinco níveis de escala (Güntner e Bronstert, 2004):

- Sub-bacia: unidade básica, delimitada de acordo com a localização de reservatórios e postos fluviométricos. Os processos de transporte em rios e balanço hídrico em reservatórios são calculados nesta escala;
- Unidade hidrológica (*landscape unit* – LU): associação de vertentes com seqüência semelhante de litologia, solo e vegetação ao longo da encosta. Admitem-se similaridades nos fluxos verticais e horizontais de água entre vertentes de uma mesma LU;
- Componente de terreno (*terrain component* – TC): sub-área de uma LU com mesma posição na encosta e características semelhantes de declividade, solo e vegetação. Nesta unidade é simulada a transferência lateral de fluxo superficial e sub-superficial entre TCs de diferentes posições topográficas;
- Componente de solo e vegetação (*soil-vegetation component* – SVC): consiste em uma combinação específica de solo e cobertura vegetal em um TC, sendo representado por seu percentual de área dentro do respectivo TC. Também nesta escala é considerada redistribuição lateral de escoamento superficial e sub-superficial entre SVCs;
- Perfil: menor componente espacial da hierarquia. É nesta escala onde são especificados os horizontes de solos em cada SVC e onde é calculado o balanço hídrico, considerando processos verticais e horizontais.

No modelo WASA-SED, o balanço hídrico é iniciado na escala de perfil de solo e as transferências de fluxo e agregação do escoamento são computadas até a escala de sub-bacia. Os processos contemplados na modelagem hidrológica são: interceptação (balanço simplificado - Güntner, 2002); evapotranspiração (modelo de duas camadas - Shuttleworth e Wallace, 1985); evaporação de reservatórios superficiais (Penman, 1948; Monteith, 1965); infiltração (Green e Ampt, 1911); percolação entre horizontes de solo (Arnold et al., 1990); escoamento sub-superficial (relação simplificada para fluxo saturado baseada na equação de Darcy); armazenamento subterrâneo (modelagem simplificada com base em um modelo linear de armazenamento).

Após o cômputo de todo o escoamento gerado em uma sub-bacia, o mesmo é propagado na rede de drenagem e então transferido aos reservatórios superficiais. No que diz respeito aos açudes, a simulação do balanço hídrico em pequenos reservatórios é realizada no modelo WASA-SED considerando-se agrupamento destes em classes de acordo com suas

capacidades de armazenamento. Assim, o balanço é calculado para um reservatório hipotético com características representativas de cada classe, sendo a transferência de água entre as classes de reservatórios realizada através de um método de cascata, no qual os reservatórios de ordem inferior contribuem com fluxo para os reservatórios de ordem superior (Güntner et al., 2004). Para os reservatórios estratégicos, o balanço hídrico é calculado explicitamente, sendo necessária a devida caracterização de cada açude (localização, dimensões do vertedouro, curva cota-área-volume, liberação de vazões a jusante).

Com relação aos processos sedimentológicos, erosão hídrica e transporte de sedimentos são simulados em intervalos diários. O modelo admite um esquema em que a quantidade de sedimento disponível, representada pela erosão bruta (E) somada ao sedimento proveniente de montante (SED_{in}), é comparada com a capacidade de transporte (q_s), e a produção de sedimentos (SY) do respectivo TC é dada por:

$$SY = \min(E + SED_{in}; q_s) \quad (10)$$

A capacidade de transporte é calculada pela equação proposta por Everaert (1991) para escoamento laminar em superfícies planas. A mesma utiliza o conceito de potência de corrente para cálculo do potencial do escoamento de transportar material sólido. Alternativamente, a capacidade de transporte pode ser estimada utilizando-se a USLE com erodibilidade ilimitada, conforme descrito no Anexo 1.

Uma vez estimada a produção de sedimentos nas vertentes, a propagação na rede de drenagem é simulada considerando processos de arraste de fundo e transporte de material em suspensão. O arraste de fundo é simulado utilizando-se uma das seguintes equações (escolhida pelo usuário): Meyer-Peter e Müller (1948); Schoklitsch (1950); Smart e Jaeggi (1983); Bagnold (1956); e Rickenmann (2001). Para o cálculo do material transportado em suspensão utiliza-se o conceito de capacidade de transporte, calculada em função da velocidade de pico do fluxo.

Nos pequenos reservatórios, o balanço de sedimentos é realizado aplicando-se o conceito de taxa de vertimento (Haan et al., 1994), admitindo-se um reservatório retangular sem ressuspensão de sedimento. A velocidade crítica de queda de uma partícula é admitida igual à razão entre a vazão vertida e a área da bacia hidráulica. De acordo com o método, partículas com velocidade de queda superior à crítica ficam retidas no reservatório. Para os reservatórios estratégicos é possível também realizar um balanço de sedimentos detalhado, o qual requer maiores informações quanto às características geométricas do açude e propriedades físicas do sedimento depositado (Mamede, 2008).

O modelo WASA-SED apresenta algumas características que o diferenciam da maioria dos demais modelos de simulação hidrossedimentológica, tornando-o bastante atrativo para a aplicação na presente pesquisa. Entre as principais vantagens do arranjo empregado no modelo WASA-SED destacam-se:

1. Aplicabilidade a extensas áreas – a agregação de unidades de modelagem em diferentes níveis hierárquicos permite a simulação de grandes áreas sem, contudo, se perder a capacidade de representar a variabilidade de características da bacia na pequena escala. Assim, é possível realizar simulações distribuídas considerando-se processos importantes na escala de vertente. Como exemplo dessa capacidade do modelo, Güntner e Brosnert (2004) simularam todo o Estado do Ceará, com uma área de 148.000 km²;
2. Simulação de características específicas do semiárido – o modelo WASA-SED foi desenvolvido para regiões semiáridas e, portanto, simula processos que se destacam nesses ambientes, como por exemplo: escoamento do tipo Hortoniano, infiltração de escoamento a jusante, redistribuição lateral de escoamento e densa rede de pequenos açudes. Assim, características que afetam significativamente a resposta hidrológica na região Nordeste do Brasil são explicitamente consideradas no modelo.

No Anexo 1 é apresentada a descrição completa do modelo hidrossedimentológico WASA-SED, incluindo a estrutura do modelo e o detalhamento dos processos hidrológicos e sedimentológicos simulados nas vertentes, nos rios e nos reservatórios.

2. COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO BENGUÊ

A avaliação dos fluxos hídricos na bacia do Benguê constitui-se em uma etapa essencial para a modelagem de produção de sedimentos e conectividade, pois é o escoamento superficial o meio transporte do material erodido. Assim, interrupções do fluxo hídrico impedem a continuidade da transferência do material sólido, representando, portanto, uma quebra de conectividade no transporte de sedimentos.

Buscou-se então representar da melhor maneira possível a geração e propagação do escoamento superficial em diferentes escalas, possibilitando a estimativa distribuída dos processos sedimentológicos. Desse trabalho, foram identificadas características importantes do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do Benguê, apresentadas a seguir.

2.1. Introdução

O entendimento dos processos hidrológicos dominantes é fundamental para a quantificação da disponibilidade hídrica e a avaliação do impacto de ações antrópicas sobre a mesma (Medeiros et al., 2009a). No Nordeste semiárido brasileiro, estudos têm demonstrado que o principal condicionante da geração de escoamento superficial são as elevadas intensidades das precipitações, gerando escoamento do tipo Hortoniano (por exemplo, Costa, 2007). Outro aspecto importante é a ocorrência de solos rasos sobre substrato cristalino, conferindo uma capacidade reduzida de armazenamento subsuperficial e subterrâneo de água. Conseqüentemente, sequências de eventos chuvosos são capazes de saturar as camadas de solo, gerando escoamento também por saturação (Medeiros et al., aceito).

Em virtude do seu caráter predominantemente convectivo, as precipitações na região ocorrem de maneira concentrada espacialmente. Essa característica provoca uma redução dos coeficientes de escoamento médios em bacias hidrográficas, uma vez que o escoamento superficial gerado nas regiões de cabeceiras pode ser reinfiltrado ao longo de sua trajetória, em áreas não abrangidas pela precipitação que o provocou. Outro elemento que afeta significativamente os fluxos hídricos em bacias hidrográficas no semiárido brasileiro é a densa rede de barragens nos rios da região (Malveira, 2009). Estas são construídas com a finalidade de acumular parte das águas disponíveis nos períodos chuvosos, para compensação das deficiências hídricas nos períodos de estiagem (Costa et al., 2009). No entanto, além de provocar uma maior regularidade das vazões naturais, essas estruturas intensificam as perdas

por evaporação, afetando, assim, o balanço hídrico de bacias hidrográficas não só quanto à temporalidade das vazões como também quanto ao total dos volumes escoados.

Para simular essa grande diversidade de processos, atualmente ainda se utilizam modelos hidrológicos simplificados, como o Método de Aguiar (1978), ou modelos conceituais como o MODHAC (Lanna e Schwarzbach, 1989). Apesar de sua natureza empírica, em geral esses modelos produzem resultados satisfatórios na escala de bacia hidrográfica, mas uma análise individual dos diferentes processos atuantes não é possível. Assim, os mesmos não permitem simular cenários de mudanças climáticas e de uso do solo, por exemplo. Além disso, sua aplicação concentrada no espaço não permite a obtenção de resultados em escalas menores e de forma distribuída na bacia.

Análises espacialmente detalhadas têm sido realizadas com o uso de modelos hidrológicos distribuídos, como, por exemplo, o WASA-SED (*Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component*), que simula separadamente os seguintes processos: interceptação; evapotranspiração; evaporação a partir de espelhos de água; infiltração; percolação entre horizontes de solo; escoamento subsuperficial; distribuição lateral do escoamento; armazenamento subterrâneo; propagação na rede de drenagem; e armazenamento em reservatórios superficiais. Modelos hidrológicos com esse nível de detalhamento representam uma importante ferramenta para gestores de bacias hidrográficas, pois é possível identificar a influência de cada processo no balanço hídrico da área de estudo. No entanto, a quantidade de dados de entrada é geralmente elevada e a escassez de postos fluviométricos no Nordeste brasileiro dificulta a validação dos resultados na escala de unidade de modelagem.

Neste trabalho, avaliou-se o comportamento hidrológico da bacia do Benguê utilizando-se o modelo WASA-SED, desenvolvido para ambientes semiáridos. Diversas simulações foram realizadas de forma a se estabelecer o modelo conceitual capaz de representar adequadamente a bacia hidrográfica no que diz respeito aos principais fatores condicionantes da geração de escoamento.

2.2. Método

A avaliação do comportamento hidrológico da bacia do Benguê foi realizada através de simulações utilizando-se o modelo hidrossedimentológico WASA-SED (*Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component*) (ver descrição detalhada do modelo no Anexo 1). As simulações, em intervalos diários, compreenderam o período de

agosto de 2000 (ano em que a construção da barragem foi concluída) a dezembro de 2008, totalizando 3.074 dias.

Uma vez que na presente pesquisa pretende-se avaliar os processos hidrossedimentológicos e de conectividade de maneira distribuída, é necessário não somente que o modelo seja capaz de simular tais processos, como também que a parametrização represente adequadamente, nas diferentes escalas, a variabilidade das características da bacia. Para a bacia do Benguê, a definição dos parâmetros e dados de entrada do modelo WASA-SED vem sofrendo melhorias desde a primeira simulação realizada por Güntner (2002). Esse estudo inicial compreendeu os Estados do Ceará e do Piauí, portanto a definição dos parâmetros ocorreu de maneira regionalizada. Assim, a configuração adotada não era capaz de simular de maneira precisa os processos em escala menor. A partir de então, estudos desenvolvidos por Creutzfeldt (2006) e Mamede (2008), cuja área de estudo compreendeu especificamente a bacia do Benguê, introduziram um detalhamento maior na parametrização, melhorando consideravelmente as estimativas do modelo. Neste estudo, procedeu-se inicialmente uma análise do desempenho do modelo nas escalas do Benguê e de Aiuaba utilizando-se a parametrização proposta por Mamede (2008). Em seguida, alterações na parametrização foram adotadas com base em fontes de dados secundários, visando obter resultados compatíveis com medidas não somente no exutório da bacia do Benguê, como também na escala de sub-bacia.

Ressalta-se que em todas as simulações, a parametrização foi realizada somente para a bacia do Benguê, não sendo feitos ajustes para a simulação da bacia de Aiuaba. Assim, os parâmetros adotados nessa última escala, são consequência da parametrização da bacia de maior escala.

Nas diversas simulações realizadas, a capacidade do modelo WASA-SED de simular os fluxos hídricos foi avaliada comparando-se os volumes armazenados nos reservatórios Benguê e Aiuaba, simulados pelo modelo, com os volumes diários medidos. Optou-se pela comparação de volumes, e não de vazões afluentes, por dois motivos:

1. A variável medida é o nível de água dos açudes, a partir do qual se pode estimar o volume armazenado com base nas curvas cota-volume. Apesar de o cálculo de balanço hídrico permitir também estimar as vazões afluentes (Costa, 2007; Medeiros et al., 2009c), esse procedimento introduziria um erro adicional à medida. Por exemplo, um erro de leitura de 0,5 cm do nível de água no reservatório Benguê (erro possível, uma vez que a precisão das réguas linimétricas é centimétrica), produziria um erro de até $17.000 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ no cálculo da vazão

afluente. Para volumes armazenados, o efeito cumulativo da variável analisada atenua esse efeito, pois o erro de leitura em um dia é compensado por erros nos dias seguintes. Além disso, como os níveis de água dos açudes e os totais precipitados não são medidos no mesmo horário, é possível que uma precipitação medida em um determinado dia provoque uma mudança na leitura de nível somente do dia seguinte, ou vice-versa;

2. A comparação de volumes armazenados permite avaliar não somente o enchimento dos açudes, e, portanto, as vazões afluentes, como também o desempenho das rotinas de esvaziamento dos mesmos. Isso é particularmente importante no semiárido brasileiro, que apresenta uma grande densidade de reservatórios superficiais com impacto significativo no balanço hídrico de bacias hidrográficas.

A comparação de volumes medidos e simulados, armazenados nos reservatórios, foi realizada utilizando-se o coeficiente de eficiência proposto por Nash e Sutcliffe (1970):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_j (Y_{med}^j - Y_{sim}^j)^2}{\sum_j (Y_{med}^j - \bar{Y}_{med})^2} \quad (11)$$

em que: Y_{med} é o valor medido da variável no tempo j , Y_{sim} é o valor simulado da variável no tempo j ; e \bar{Y}_{med} é a média dos valores medidos. O coeficiente NSE varia de $-\infty$ a 1, sendo que, quanto maior for o coeficiente, melhor o desempenho do modelo. Se NSE for menor que 0, a capacidade de previsão do modelo é inferior a simplesmente adotar o valor médio medido (Araújo, 2007).

A avaliação da capacidade do modelo WASA-SED de prever os aportes de sedimentos aos reservatórios foi realizada qualitativamente, comparando-se as curvas-chave de sedimentos nas seções imediatamente a montante dos reservatórios Benguê e Boqueirão, com base em dados medidos e modelados, e quantitativamente, comparando-se as produções de sedimentos médias anuais medidas e simuladas nas duas bacias.

O primeiro fator analisado da parametrização diz respeito à distribuição temporal da chuva ao longo do dia. Para compensar o efeito de atenuação da intensidade da chuva provocado pelo passo diário de simulação, Güntner (2002) propôs um parâmetro de escala. O parâmetro S_F atua corrigindo a relação entre a intensidade da chuva e a capacidade de infiltração do solo, permitindo um cálculo mais preciso do escoamento do tipo Hortoniano na escala diária. A proposta inicial foi de um coeficiente constante, mas visando separar os efeitos da precipitação e da permeabilidade do solo sobre a geração de escoamento, Mamede

(2008) dividiu o parâmetro em duas componentes, e o mesmo passou a ser calculado diariamente em função da precipitação diária:

$$S_F = kfkorr_{inf} \cdot kfkorr_R \quad (12)$$

em que: $kfkorr_{inf}$ representa a correção da capacidade de infiltração do solo, sendo expresso por uma constante, e o termo $kfkorr_R$ é utilizado para compensar a atenuação da precipitação em simulações com passo diário, sendo expresso por:

$$kfkorr_R = \left(a \cdot \frac{1}{R} + b \right) \quad (13)$$

Na equação 13, a e b são parâmetros a ajustar e R é a precipitação diária. Neste estudo, utilizou-se o mesmo ajuste para o termo $kfkorr_R$ realizado por Mamede (2008), o qual está indicado na Figura 19. O termo $kfkorr_{inf}$ por sua vez, foi mantido constante e igual a um, eliminando-se assim a calibração considerada por aquele autor nas rotinas de infiltração de água no solo. A Figura 20 apresenta uma relação entre valores de $kfkorr_R$ medidos e valores estimados com o ajuste proposto por Mamede (2008). Os valores medidos de $kfkorr_R$ foram derivados de registros pluviográficos da estação EP1 (ver localização na Figura 13), em intervalos de 5 minutos. Conhecendo-se as distribuições temporais dos eventos chuvosos, foi possível estabelecer, para cada evento, a relação entre intensidade média medida ($I_{med.}$) e intensidade média diária (I_{dia}). Os valores de $I_{med.}/I_{dia}$ obtidos correspondem a $kfkorr_R$ medido na Figura 19.

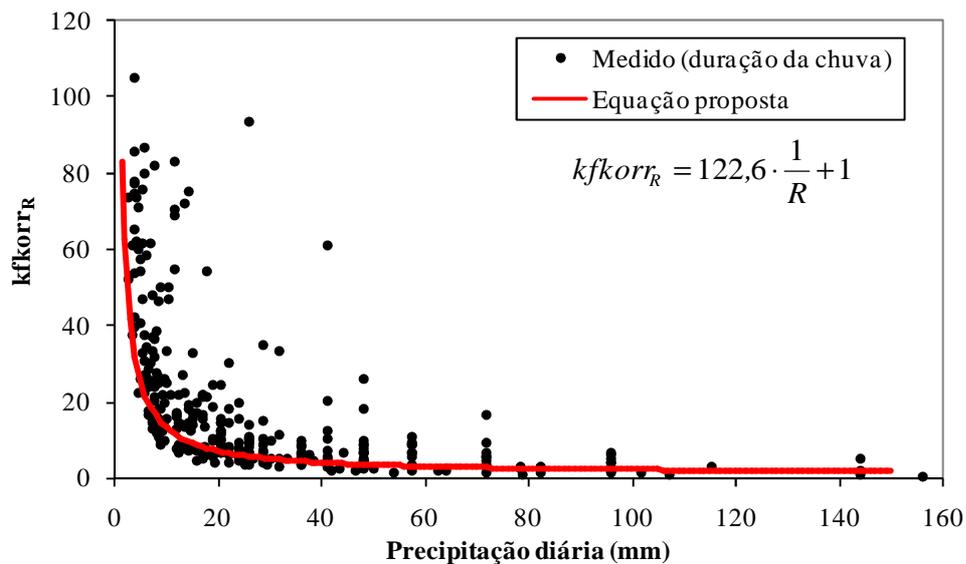


Figura 19. Estimativas do parâmetro $kfkorr_R$ com base na duração dos eventos chuvosos e equação de ajuste proposta por Mamede (2008)

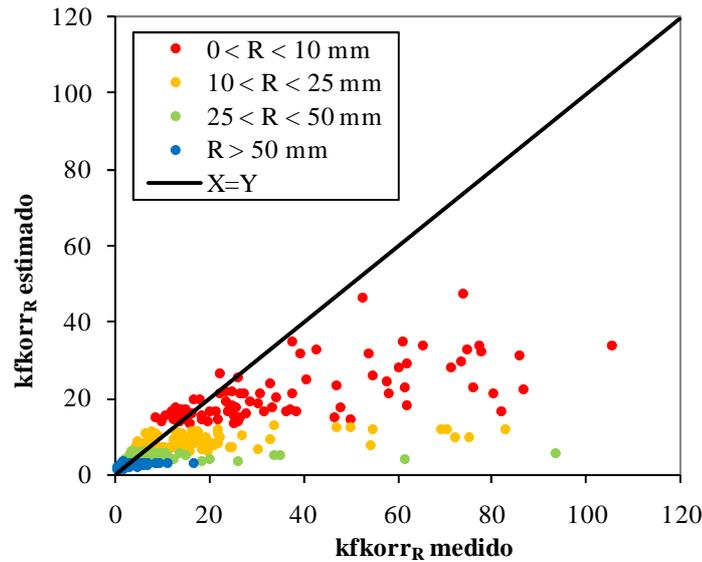


Figura 20. Parâmetro $kfkorr_R$ medido e estimado para diferentes magnitudes de precipitação (R)

Da Figura 20 é possível constatar que a equação proposta por Mamede (2008) para o parâmetro $kfkorr_R$ tende a subestimar o parâmetro. No entanto, o erro decresce com o aumento da magnitude da precipitação. Enquanto que o coeficiente de eficiência NSE (Nash e Sutcliffe, 1970) entre $kfkorr_R$ medido e estimado para precipitações inferiores a 50 mm é de tão somente 0,197, para precipitações superiores a 50 mm o coeficiente NSE eleva-se para 0,953. Como a maior parcela do escoamento na área de estudo é gerada por poucos eventos de grande magnitude, o erro verificado para os eventos de menor magnitude tem pouco impacto na modelagem. Além disso, as intensidades desses pequenos eventos geralmente não superam a capacidade de infiltração do solo, não gerando assim escoamento do tipo Hortoniano. Portanto, uma possível subestimativa da intensidade da chuva nessas condições não provoca alterações no cálculo do escoamento superficial. Os dados de precipitação diária utilizados neste estudo foram obtidos do Sistema de Informações Hidrológicas – Hidroweb (ANA, 2009) e do banco de dados do Grupo de Pesquisa HIDROSED da UFC (www.hidrosed.ufc.br).

A delimitação das unidades de modelagem, quais sejam sub-bacia, unidade hidrológica (*landscape unit*) e componente de terreno (*terrain component*) foi mantida conforme proposto por Mamede (2008), que utilizou a ferramenta LUMP. Esse algoritmo semi-automático (Francke et al., 2008) delimita unidades hidrológicas representativas com base em atributos da vertente (por exemplo, topografia, solo, vegetação, ou quaisquer outros especificados pelo usuário), ponderando-se o peso de cada atributo de acordo com sua influência sobre os processos dominantes de geração de escoamento. Na bacia do Benguê,

Mamede (2008) delimitou 108 unidades hidrológicas (*landscape units*) distintas, cuja disposição é indicada na Figura 21.

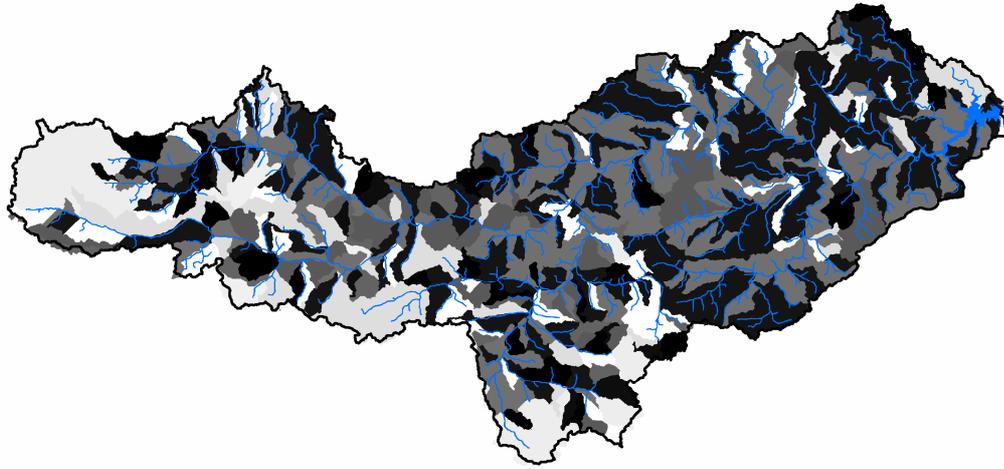


Figura 21. Disposição espacial das unidades hidrológicas delimitadas por Mamede (2008) na bacia do Benguê – total de 108 unidades mapeadas

As classes de vegetação e o uso do solo, incluindo seu mapeamento na bacia do Benguê, foram obtidos do estudo de Creutzfeldt (2006). O autor utilizou imagens de satélite ASTER e CBERS para gerar um mapa de uso e ocupação com resolução de 15 m, definindo doze classes distintas (ver Figura 9). Considera-se assim que esse levantamento possui um nível de detalhe suficiente para o presente estudo.

Do trabalho de Güntner (2002) foram admitidos os parâmetros de cada classe de vegetação, quais sejam: altura média da vegetação, profundidade das raízes, índice de área foliar, albedo e resistência estomática. Além de não se dispor de fontes de informações mais precisas sobre os parâmetros da vegetação, Güntner (2002) demonstrou em seu estudo que o modelo é relativamente pouco sensível a esses parâmetros, justificando a adoção, neste estudo, dos valores sugeridos pelo autor. A Tabela 4 apresenta os parâmetros da vegetação utilizados. Os parâmetros são variáveis ao longo do ano, de forma a representar o estado da vegetação de acordo com a disponibilidade de água. Assim, quatro pontos ao longo do ano são utilizados:

- T1 – início do período de desenvolvimento da vegetação e crescimento das folhas, coincidente com o início do período chuvoso;
- T2 – desenvolvimento máximo da vegetação, com densidade máxima de folhas;
- T3 – início do período de queda das folhas, coincidente com o fim da estação chuvosa;
- T4 – fim do período principal de queda das folhas. Considera-se que as folhas remanescentes nesse momento continuam caindo ao longo do período seco.

Tabela 4. Parâmetros da vegetação adotados

Descrição	Altura (m)				Profund. das raízes (m)			
	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4
Agricultura	0,05	0,6	1,2	0,05	0,05	0,3	1,3	0,05
Agropecuária	0,1	0,2	0,5	0,1	0,5	0,5	0,5	0,5
Caatinga arbórea-arbustiva conservada	2	2	2	2	1	1	1	1
Caatinga arbórea-arbustiva perturbada	1	1	1	1	0,5	0,5	0,5	0,5
Floresta seca	15	15	15	15	2	2	2	2
Vegetação de tabuleiro conservada	3,5	3,5	3,5	3,5	1,5	1,5	1,5	1,5
Vegetação de tabuleiro dissecada	1,75	1,75	1,75	1,75	0,75	0,75	0,75	0,75
Vegetação de tabuleiro em regeneração	3,5	3,5	3,5	3,5	1,5	1,5	1,5	1,5

Descrição	Índice de área foliar				Albedo			
	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4
Agricultura	0,1	1,5	3,0	0,1	0,28	0,24	0,22	0,28
Agropecuária	0,1	3,0	3,0	0,1	0,28	0,25	0,25	0,28
Caatinga arbórea-arbustiva conservada	0,1	4,0	4,0	0,8	0,28	0,21	0,20	0,25
Caatinga arbórea-arbustiva perturbada	0,1	2,0	2,0	0,4	0,28	0,25	0,24	0,27
Floresta seca	4,5	9,0	9,0	6,0	0,18	0,13	0,13	0,16
Vegetação de tabuleiro conservada	0,2	5,0	5,0	1,3	0,28	0,18	0,18	0,25
Vegetação de tabuleiro dissecada	0,1	2,5	2,5	0,7	0,28	0,23	0,23	0,27
Vegetação de tabuleiro em regeneração	0,2	5,0	5,0	1,3	0,28	0,18	0,18	0,25

No modelo WASA-SED, o cálculo do balanço hídrico inicia-se no perfil de solo, sendo os fluxos verticais e horizontais de água explicitamente computados nessa escala. Portanto, a qualidade da parametrização dos solos é determinante para o bom desempenho do modelo. Güntner (2002) analisou a sensibilidade do modelo WASA-SED aos dados de entrada e confirmou a forte influência dos parâmetros de solo sobre a geração de escoamento. No entanto, a parametrização considerada inicialmente neste trabalho é originária do estudo realizado por aquele autor, que compreendeu os Estados do Ceará e do Piauí e, portanto, é fruto de um levantamento em escala regional.

Visando obter informações mais detalhadas sobre os solos presentes na bacia do Benguê e suas propriedades físicas, dados adicionais de fontes secundárias foram consultados. Inicialmente foram verificados os dados de solos levantados por Güntner (2002). Estes são fornecidos ao modelo através de um perfil característico de cada classe de solo presente na área a simular. Assim, sempre que um determinado tipo de solo aparece na simulação, o perfil referente àquele solo é utilizado. Para parametrizar esses perfis característicos, Güntner (2002) utilizou informações de levantamentos realizados em um mesmo tipo de solo, com base no trabalho de Jacomine et al. (1973). Para o Planossolo, o perfil característico resultou em um horizonte único com baixa condutividade hidráulica, simulando, dessa maneira, muito

escoamento do tipo Hortoniano (ver itens 2.3.2 e 2.3.3). No entanto, uma análise dos dados disponíveis em áreas com Planossolo indicou a ocorrência de perfis com duas camadas bem distintas: horizonte A, com profundidade média de aproximadamente 50 cm e condutividade hidráulica elevada; e horizonte B com profundidade também da ordem de 50 cm e condutividade hidráulica muito baixa. Procedeu-se então a modificação do perfil característico do Planossolo, substituindo a camada única com baixa condutividade hidráulica por um perfil com duas camadas distintas.

Verificou-se também a profundidade dos solos presentes na bacia com base em perfis litológicos de poços no município de Aiuaba (CPRM, 2009). Para cada poço existente, identificou-se o tipo de solo a partir do mapa da Figura 12, e admitiu-se que a profundidade do solo naquele poço seria característica do respectivo tipo de solo. A Tabela 4 apresenta as profundidades dos solos propostas por Güntner (2002) e as profundidades médias na bacia do Benguê conforme os perfis litológicos de poços na região.

Tabela 5. Profundidades dos solos conforme parametrização inicial (Güntner, 2002) e perfis litológicos de poços na bacia do Benguê

Tipo de solo	Profundidade (m)		Diferença (%)	Embasamento cristalino
	Güntner (2002)	CPRM (2009)*		
Latossolo vermelho-amarelo álico	1,4	1,0	-26%	Não
Latossolo vermelho-amarelo álico	2,6	3,0	15%	Não
Bruno não cálcico	0,7	0,5	-23%	Sim
Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	1,8	11,0	511%	Não
Planossolo solódico	0,9	4,0	344%	Sim
Solo litólico distrófico	0,8	17,0	2167%	Sim
Solo litólico eutrófico	0,3	2,5	900%	Sim

*Valores correspondem à mediana dos dados disponíveis em CPRM (2009)

Observa-se que nos três primeiros solos (Latossolo vermelho-amarelo álico e Bruno não-cálcico) as diferenças absolutas entre as profundidades adotadas na parametrização inicial e aquelas indicadas nos perfis litológicos dos poços (CPRM, 2009) são inferiores a 30%. Para esses solos, a parametrização inicial foi mantida. Para o Podzólico vermelho-amarelo eutrófico, os dados de CPRM indicam profundidades cinco vezes superiores às estimadas por Güntner (2002). No entanto, esse solo não está assentado sobre substrato cristalino, sendo admitido no modelo que toda a água que atravessa o perfil de solo é retirada do sistema. Assim, a restrição à infiltração se dá no próprio perfil de solo e um aumento de sua profundidade não representa, necessariamente, maior capacidade de infiltração. Portanto, a parametrização do Podzólico também foi mantida como originalmente. No Planossolo e nos

Solos Litólicos, no entanto, além das grandes diferenças entre as profundidades indicadas pelas duas fontes de dados, há a presença de embasamento cristalino, que se constitui em um limite para a infiltração da água. Assim, o aumento da profundidade desses solos provoca um aumento do volume infiltrado. Nesse sentido, as profundidades dos referidos solos foram admitidas iguais às indicadas por CPRM (2009) e o impacto dessa modificação sobre a modelagem foi avaliado. De antemão, já se supõe que as profundidades estimadas dos poços da CPRM são muito elevadas e incompatíveis com Planossolos e Solos Litólicos.

Outra variável que merece atenção na parametrização dos solos é a condutividade hidráulica saturada, que apresenta elevada sensibilidade no modelo WASA-SED. Devido à escassez de dados, Güntner (2002) utilizou funções de transferência de parâmetros pedológicos (*pedo-transfer functions*) para determinação das características físicas dos solos nos Estados do Ceará e do Piauí. Para estimar as condutividades hidráulicas saturadas, o autor utilizou a equação proposta por Tomasella e Hodnett (1997) para solos brasileiros:

$$k_s = 56.540 \cdot n_t^{4,5359} \quad (14)$$

em que: k_s é a condutividade hidráulica saturada ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$); n_t é a porosidade do solo.

A Equação 14 indicou valores excessivamente elevados para os solos da bacia do Benguê (ver Tabela 6), e para compensar esse efeito, Güntner (2002) variou o parâmetro de escala S_F . Na pesquisa objeto desta tese, pretende-se excluir procedimentos de ajuste, inclusive aquele introduzido pelo parâmetro $k_{f\text{kor},\text{inf}}$ (admitido igual a um neste trabalho). Assim, uma estimativa mais precisa da condutividade hidráulica dos solos se tornou necessária. Para isso, empregou-se o modelo Rosetta, proposto por Schaap (1999), que utiliza dados básicos do solo para estimar suas propriedades hidráulicas. No modelo, o cálculo dos parâmetros hidráulicos é feito pela análise de um banco de dados armazenado internamente utilizando-se redes neurais. Para cálculo da condutividade hidráulica saturada, são utilizadas informações dos percentuais de areia, silte e argila no solo e densidade aparente seca.

Na Tabela 6 são apresentadas as profundidades dos solos propostas por Güntner (2002) e as condutividades hidráulicas saturadas estimadas pelo método de Tomasella e Hodnett (1997) e pelo modelo Rosetta (Schaap, 1999). Os dados são apresentados para cada horizonte de solo.

Tabela 6. Profundidade e condutividade hidráulica saturada dos solos na bacia do Benguê, por horizonte

Solo		Horizonte de solo					
Códigos RADAM ¹	Descrição	H1	H2	H3	H4	H5	H6
Profundidade (mm)							
LVa1/LVa5	Latossolo vermelho-amarelo álico	250	260	190	350	310	---
LVa8	Latossolo vermelho-amarelo álico	350	350	300	500	500	600
NC74	Bruno não-cálcico	50	600	---	---	---	---
PE38	Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	100	200	300	500	700	---
PLS27	Planossolo solódico	400	500	---	---	---	---
Rd5/Re70	Solo litólico distrófico	200	550	---	---	---	---
Re9/Re42/Re75	Solo litólico eutrófico	250	---	---	---	---	---
Condutividade hidráulica saturada (mm/d) - Tomasella e Hodnett (1997)							
LVa1/LVa5	Latossolo vermelho-amarelo álico	4510	3745	2506	1561	2518	---
LVa8	Latossolo vermelho-amarelo álico	10490	7753	6517	5902	6473	8566
NC74	Bruno não-cálcico	5458	171	---	---	---	---
PE38	Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	7649	5810	4424	2008	1347	---
PLS27	Planossolo solódico	4455	14	---	---	---	---
Rd5/Re70	Solo litólico distrófico	23837	23837	---	---	---	---
Re9/Re42/Re75	Solo litólico eutrófico	7744	---	---	---	---	---
Condutividade hidráulica saturada (mm/d) - Rosetta (Shaap, 1999)							
LVa1/LVa5	Latossolo vermelho-amarelo álico	551	499	483	460	448	---
LVa8	Latossolo vermelho-amarelo álico	1588	1109	830	704	657	630
NC74	Bruno não-cálcico	531	165	---	---	---	---
PE38	Podzólico vermelho-amarelo eutrófico	2301	1588	773	563	99	---
PLS27	Planossolo solódico	2951	42	---	---	---	---
Rd5/Re70	Solo litólico distrófico	3864	3864	---	---	---	---
Re9/Re42/Re75	Solo litólico eutrófico	1448	---	---	---	---	---

¹ Códigos dos solos conforme classificação de RADAMBRASIL, 1981

Analisou-se também a ocorrência de solos aluviais na bacia do Benguê. No modelo WASA-SED, esses solos são admitidos mais profundos e, portanto, proporcionam maior infiltração do escoamento gerado nas vertentes, tendendo a reduzir o escoamento total na bacia. Em seu estudo, Mamede (2008) calibrou a área adjacente à rede de drenagem em que há ocorrência de aluvião e a profundidade média desses solos. Visando evitar esta calibração, optou-se por utilizar o método proposto por Burte (2008) para identificação da largura e da profundidade de aluviões. O autor afirma que o principal fator interveniente na formação de aluviões é a topografia, com destaque para as declividades longitudinal e lateral, que condicionam o escoamento no rio e, portanto, a dinâmica de sedimentos. Assim, Burte (2008) baseia seu método em atributos do terreno e o divide em duas etapas:

1. Extração de áreas potenciais para ocorrência de aluvião: inicialmente delimita-se uma faixa lateral (buffer) a partir de cada trecho de rio para identificação de áreas potenciais de ocorrência de aluvião. A função utilizada é a seguinte:

$$l = \alpha \cdot s_{mont} \cdot \ln(A) \quad (15)$$

em que: l é a largura do buffer (m); α é um parâmetro (admitido igual a 4 m, conforme sugestão de Burte, 2008, para bacia do semiárido brasileiro); s_{mont} é a declividade média da bacia a montante; e A é área da bacia a montante de cada trecho de rio.

2. Identificação de áreas planas dentro do buffer gerado: a eliminação de áreas dentro do buffer que não correspondem a aluvião é feita com base na declividade. Assim, são consideradas áreas de aluvião aquelas com declividade inferior a D_{limite} (%), definido pela seguinte equação:

$$D_{limite} = \frac{D_{lat}}{D_{long}} \cdot \frac{\sum D_{long}}{r} \quad (16)$$

em que: D_{lat} é a declividade lateral média no buffer (%); D_{long} é a declividade longitudinal média, estimada pela declividade do rio (%); e r refere-se a cada trecho de rio analisado. Para a bacia do Benguê, a relação D_{lat}/D_{long} foi estimada em 4,1, e a declividade limite D_{limite} em 6,4%.

As áreas de ocorrência de aluvião foram então definidas como aquelas que se encontram dentro do buffer delimitado para cada trecho de rio e que apresentam declividade inferior a D_{limite} . A profundidade média dos aluviões na bacia do Benguê foi estimada pela seguinte expressão:

$$H = D' \cdot 0,5l_a \quad (17)$$

em que: H é a profundidade média dos aluviões (m); D' é a declividade média em um buffer de 500 m ao longo do rio (%); e l_a é a largura de um retângulo equivalente à área de aluvião, cujo comprimento é igual ao da rede de drenagem (m). Neste estudo, estimou-se uma profundidade média dos aluviões de 1,5 m. Na Figura 22 é apresentado o mapa com as áreas de aluviões definidas de acordo com o método de Burte (2008).

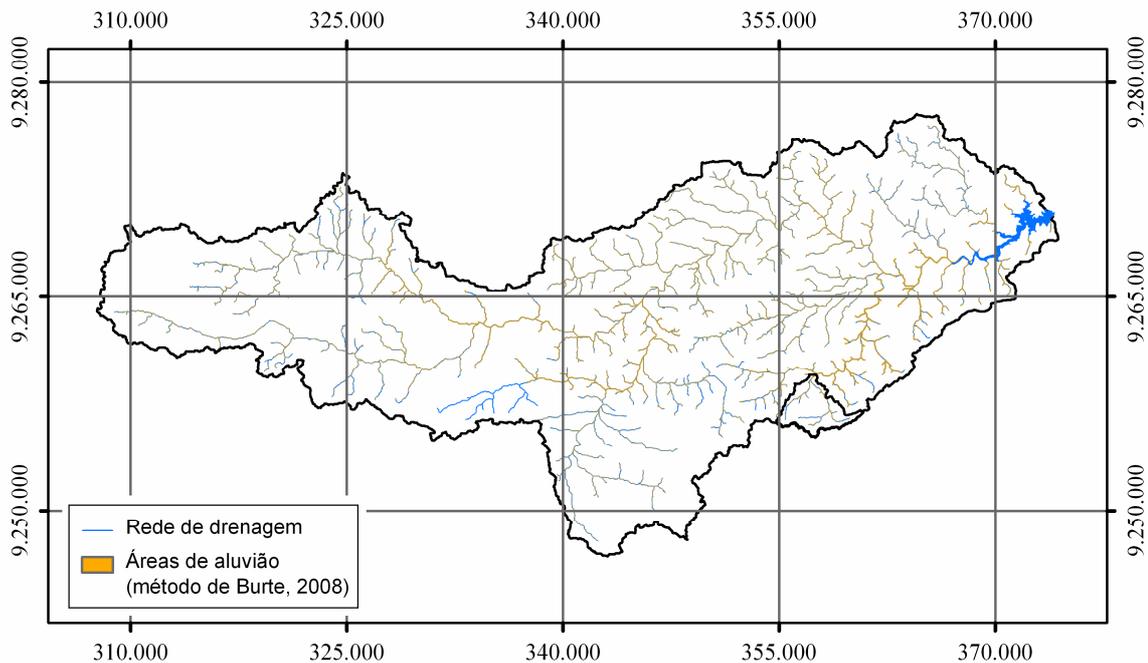


Figura 22. Áreas de ocorrência de aluviões estimadas pelo método de Burte (2008)

Com relação à geologia, a região semiárida no Nordeste do Brasil tem como uma de suas características a ocorrência de substrato cristalino com permeabilidade muito baixa sob solos rasos, o que resulta em baixa capacidade de armazenamento subsuperficial e subterrâneo de água. A bacia do Benguê, por sua vez, situa-se em uma área de transição: geologia sedimentar nas bordas sul (depósitos detríticos e/ou lateríticos) e oeste (Unidade Serra Grande), e cristalino na região central (ocorrência da Unidade Orós-Jaguaribe, Complexo Ceará – Unidade Arneiroz, e suíte intrusiva calcialcalina Itaporanga – ver Figura 11). Essas características conferem à bacia uma elevada capacidade de infiltração, pois mesmo o embasamento cristalino apresenta denso fraturamento, resultando em condutividade hidráulica superior à comum no Nordeste.

Algumas observações em campo confirmam esse comportamento diferenciado:

1. Infiltração excessiva na Bacia Experimental de Aiuaba (Costa, 2007);
2. Açude localizado nas proximidades da BEA, onde crateras naturais na bacia hidráulica, com diâmetros de até 50 cm e profundidades desconhecidas, provocam o rebaixamento do nível de água no açude de até um metro em um dia;
3. Poço na localidade de Gameleira (localizada aproximadamente 2 km ao norte do exutório da bacia de Aiuaba) com elevada produção de água, atualmente utilizado para abastecer de água potável diversas comunidades de Aiuaba e de municípios vizinhos. Em geral, poços localizados no semiárido brasileiro apresentam baixa produção de água e alto teor de sais, decorrente do elevado tempo de contato da água com a rocha, provocando sua dissolução;

4. Testes de bombeamento realizados no poço mencionado acima indicam condutividade hidráulica da ordem de $10^{-4} \text{ cm.s}^{-1}$ (Silva, 2008).

Assim, uma análise de sensibilidade do modelo à condutividade hidráulica do embasamento cristalino também foi realizada neste estudo.

Outro aspecto que pode afetar a qualidade da modelagem hidrológica é a interação entre os escoamentos superficial e subsuperficial e sua influência na vazão total na escala de bacia hidrográfica. Para avaliar esse efeito, variou-se o desnível entre as vertentes e a rede de drenagem (*riverbed*), alterando-se assim a camada de solo que pode contribuir com escoamento subsuperficial para a rede de drenagem. No modelo WASA-SED, a água armazenada abaixo desse limite somente pode deixar o sistema por infiltração profunda.

No modelo WASA-SED, a intensidade da chuva é estimada a partir de seu total diário, estimando-se a duração pelo coeficiente k_{fkorrr} . Com isso, a adoção de precipitação média na área das sub-bacias por métodos como o dos Polígonos de Thiessen, por exemplo, poderia causar graves distorções na estimativa do escoamento. Como as chuvas na região são muito concentradas temporalmente, postos vizinhos podem registrar totais semelhantes, porém em dias diferentes. Uma vez que o principal mecanismo de geração de escoamento em regiões semiáridas é o Hortoniano, uma precipitação concentrada em um dia pode gerar um volume escoado significativamente diferente daquele gerado pelo mesmo total precipitado distribuído em dois dias. Para evitar esse efeito de atenuação da chuva média com o aumento da área, a precipitação de cada sub-bacia foi admitida igual à do posto pluviométrico mais próximo de seu centróide.

Da Figura 13 é possível observar a baixa densidade de postos pluviométricos na área de estudo: com exceção das três estações monitoradas pelo grupo HIDROSED, que entraram em operação no ano 2003, apenas três postos estão inseridos na bacia de 933 km² (postos pluviométricos 00640001, 00640014, 00640029). Como as chuvas na região apresentam grande variabilidade espacial, a escassez de postos pluviométricos também pode introduzir grandes incertezas na parametrização. O impacto nos resultados do modelo pode ser significativo, uma vez que a precipitação da sub-bacia é admitida igual à do posto mais próximo e a presença de poucos postos implica em uma precipitação pontual sendo atribuída a grandes áreas. Para avaliar esse efeito, procedeu-se a eliminação de postos pluviométricos específicos, como se os mesmos tivessem falha nos registros, em situações em que os volumes medidos e modelados apresentaram grandes diferenças. Com essa eliminação de postos pluviométricos, a precipitação das sub-bacias localizadas em suas áreas de abrangência foi substituída pela do próximo posto com menor distância para a sub-bacia. Dessa maneira, foi possível representar uma maior variabilidade espacial da precipitação na bacia de estudo.

2.3. Resultados e discussão

Apresentam-se a seguir os resultados das simulações dos processos hidrossedimentológicos na bacia hidrográfica do açude Benguê, utilizando-se o modelo WASA-SED, para as diferentes parametrizações testadas. Os resultados são apresentados tanto na escala da bacia do Benguê como na escala de Aiuaba, o que permite assim uma análise do desempenho do modelo não somente no exutório da bacia de meso-escala, como também na escala de sub-bacia. São ilustrados gráficos de volumes medidos e modelados acumulados nos reservatórios e gráficos que relacionam produção de sedimentos e vazão diária, também contemplando dados medidos e modelados. Das simulações, é possível inferir quais os processos dominantes de geração de escoamento na área de estudo e sua influência na produção de sedimentos.

2.3.1. Modelo conceitual utilizado na parametrização do modelo WASA-SED

Parametrização 1

A Parametrização 1 é idêntica à utilizada por Mamede (2008) em seu estudo na bacia do Benguê, no qual o autor avalia o assoreamento daquele reservatório bem como o impacto da pequena açudagem na produção de sedimentos. Por concentrar seu estudo no açude Benguê e em virtude da escassez de dados, o autor avalia o desempenho do modelo apenas para o exutório da bacia hidrográfica.

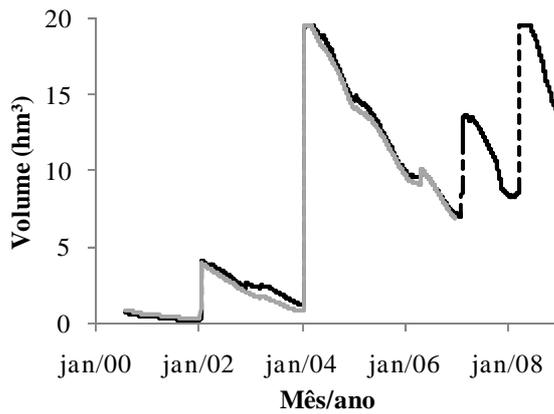
Devido ao baixo coeficiente de escoamento médio anual observado na região (média de 2% contra 7% em média no Nordeste semiárido) já relatado por outros autores (Costa, 2007; Medeiros et al., 2009c), a parametrização considerando-se fatores predominantes na região Nordeste (como por exemplo, baixíssima condutividade hidráulica do embasamento cristalino), superestimaria os deflúvios simulados. Algumas compensações foram então introduzidas por Mamede (2008) para reduzir o escoamento simulado, quais sejam: redução da intensidade da chuva; e consideração de solo aluvial, cuja largura a partir da rede de drenagem foi calibrada para ajustar os volumes de água medidos e modelados no açude Benguê. Na parametrização de Mamede (2008), foram admitidos os seguintes dados e parâmetros:

- Precipitação: chuva diária distribuída em três dias, reduzindo-se assim sua intensidade. Os dados pluviométricos utilizados por Mamede foram mantidos nesta simulação, motivo pelo qual a mesma se limita ao período de agosto de 2000 a dezembro de 2006;

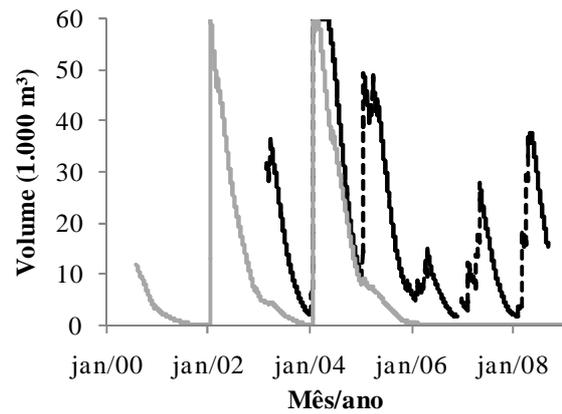
- Parâmetro de escala ($k_{\text{fkor}}_{\text{inf}}$): admitido igual a 0,2, o que equivale a admitir capacidade de infiltração igual a cinco vezes aquela calculada pelo modelo;
- Aluvião: solo do tipo aluvial, com maiores profundidades, ocupando 62% dos componentes de terreno adjacentes à rede de drenagem. Esse percentual foi calibrado, assim como a profundidade máxima dos solos aluviais;
- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Güntner (2002). Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica proposta por Tomasella e Hodnett (1997);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): em seu estudo, Güntner (2002) utilizou dados de levantamentos hidrogeológicos no Estado do Ceará, que indicam condições próximas à impermeabilidade (condutividade hidráulica da ordem de $0,1 \text{ mm.d}^{-1}$). Na bacia do Benguê, Güntner (2002) admitiu condutividades hidráulicas do embasamento cristalino variando de 0,001 a $1,2 \text{ mm.d}^{-1}$, valores esses mantidos na Parametrização 1;
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): o desnível entre as vertentes e a rede de drenagem, que indica a profundidade de solo que é capaz de contribuir com fluxo subsuperficial para os rios, foi admitido inicialmente igual a 1.000 mm.

Esse conjunto de parâmetros e dados de entrada, denominado Parametrização 1.1, foi utilizado para simular os processos hidrossedimentológicos na bacia do Benguê no período de agosto de 2000 a dezembro de 2006. Os resultados dessa simulação são apresentados na Figura 23.

É possível observar que a Parametrização 1.1 proporciona uma equivalência quase perfeita entre volumes medidos e modelados no açude Benguê (Figura 23a), além de indicar, visualmente, uma boa estimativa da curva-chave de sedimentos imediatamente a montante do reservatório (Figura 23c). Nesse sentido, a validação realizada por Mamede (2008) para o exutório da bacia se mostrou satisfatória, proporcionando uma boa capacidade de previsão dos aportes ao reservatório Benguê e, portanto, ao seu elemento de estudo.

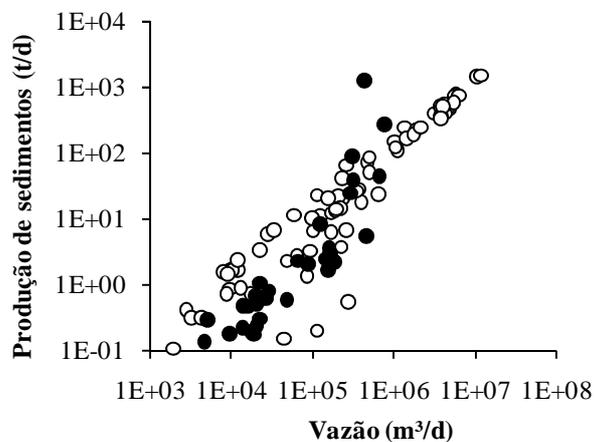


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

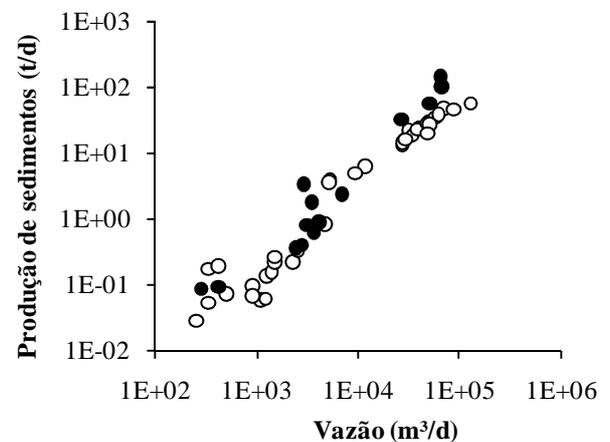


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 23. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 1.1 (inicial)

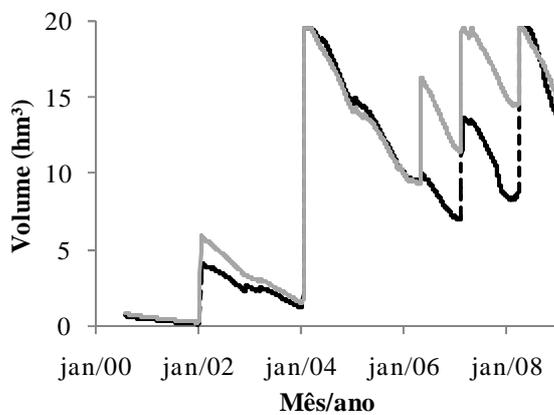
No entanto, uma análise dos resultados na bacia de Aiuaba indica que essa parametrização proporciona fraco desempenho do modelo na escala de sub-bacia. Enquanto o coeficiente de eficiência NSE para volumes armazenados no açude Benguê é aproximadamente 1,00, no açude Boqueirão o mesmo é apenas 0,42. Além disso, apesar de as curvas-chave de sedimentos, estimadas pelo modelo, serem semelhantes às medidas, a produção de sedimentos foi consideravelmente subestimada nas duas escalas: -84% na bacia do Benguê e -73% na bacia de Aiuaba. Isto se deve principalmente a dois fatores:

1. Nesta simulação, as vazões afluentes ao reservatório Benguê são compostas por uma elevada proporção de escoamento subsuperficial, que é incapaz de provocar erosão e transportar sedimentos em suspensão. Isso pode ser constatado comparando-se a Figura 23c com a Figura 34c: nesta última, resultante de uma

parametrização mais refinada, a produção de sedimentos para vazões a partir de 1 hm^3 são uma ordem de grandeza superiores à produção de sedimentos indicada na Figura 23c;

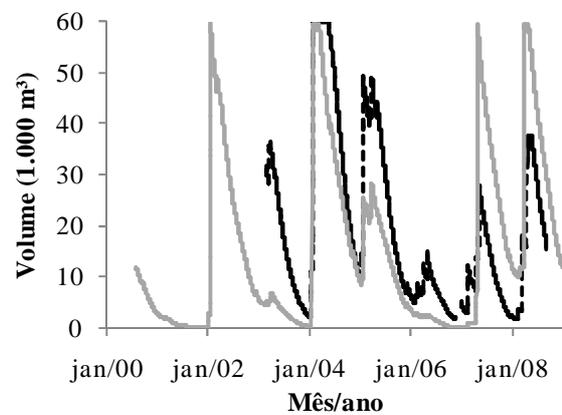
2. As vazões na bacia de Aiuaba são consideravelmente subestimadas pelo modelo (Figura 23b), reduzindo assim a produção de sedimentos nessa escala.

Ainda utilizando-se a parametrização proposta por Mamede (2008), realizou-se a segunda simulação. A mesma consiste na redefinição da precipitação incidente, atualizando-a até o ano 2008, com base nos dados pluviométricos disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas – Hidroweb, gerando a Parametrização 1.2. Os resultados das simulações utilizando-se a Parametrização 1.2 são apresentados na Figura 24.

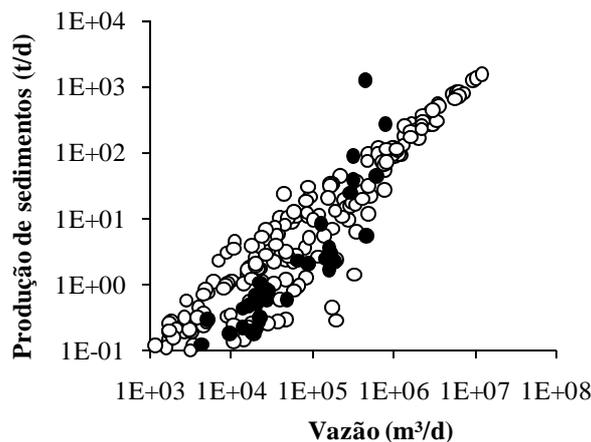


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados

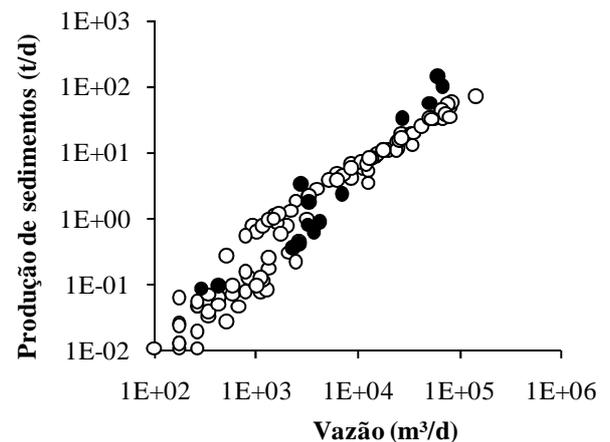


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

Figura 24. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 1.2 (inicial com atualização da chuva)

Observa-se que respostas hidrológicas em 2006 na bacia do Benguê e em 2005 na bacia de Aiuaba, que não apareciam nos resultados utilizando-se a Parametrização 1.1, foram simuladas pelo modelo com a Parametrização 1.2. Isso demonstra o efeito que a simples inclusão ou exclusão de um posto pluviométrico na parametrização pode provocar em simulações hidrológicas de regiões semiáridas, nas quais poucos eventos chuvosos são responsáveis por grande parcela do escoamento anual. O efeito da precipitação nas simulações hidrológicas da bacia do Benguê é demonstrado mais detalhadamente no item 2.3.8.

As Parametrizações 1.1 e 1.2 permitem ainda afirmar que a validação de simulações utilizando modelos hidrológicos distribuídos deve ser realizada também de maneira distribuída, ou pelo menos em diferentes escalas. Isso porque bons ajustes podem ser obtidos para os exutórios de bacias hidrográficas mesmo que o funcionamento do modelo seja fraco, bastando para isso que alguns processos substituam outros ou que as contribuições de diferentes regiões, para a bacia como um todo, se compensem. Neste trabalho, a Parametrização 1.1 ilustra essa situação, visto que o modelo apresenta eficiência elevada de previsão dos volumes armazenados no reservatório Benguê ($NSE = 0,996$), porém fraca ($NSE = 0,418$) na escala de sub-bacia. Adicionalmente, diferentes variáveis devem ser analisadas, proporcionando uma avaliação mais generalizada do desempenho do modelo. Tomando-se como exemplo a simulação da bacia do Benguê com a Parametrização 1.1, a análise da produção de sedimentos permitiu identificar falhas na modelagem, apesar da boa capacidade de previsão dos volumes armazenados no reservatório.

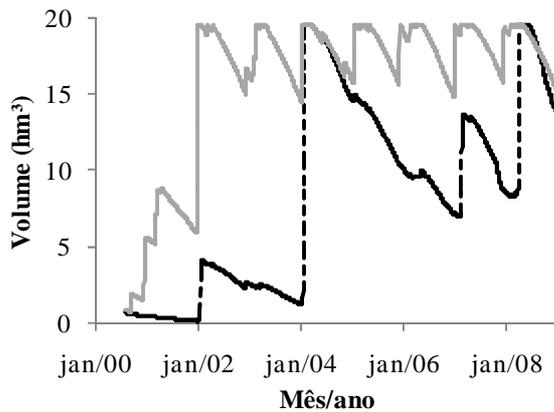
Parametrização 2 (efeito da intensidade da chuva)

Visando identificar qual seria o erro cometido pelo modelo na bacia do Benguê caso fossem admitidos parâmetros típicos da região Nordeste, foram desconsiderados os ajustes introduzidos por Mamede (2008) na Parametrização 1.1 para compensar o baixo coeficiente de escoamento na região. A Parametrização 2, resultante dessa alteração, compreende as seguintes características:

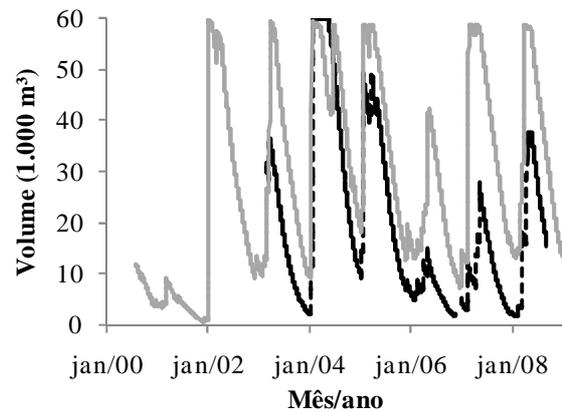
- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que, de fato, ocorreu;
- Parâmetro de escala ($k_{fkor_{inf}}$): admitido igual a um, o que corresponde a uma infiltração igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção. Dessa forma, é possível avaliar as rotinas de infiltração do modelo bem como a parametrização dos solos;
- Aluvião: não se utilizou a área de ocorrência de aluvião como elemento de calibração do modelo. As áreas ocupadas por cada tipo de solo foram admitidas idênticas às indicadas no mapa pedológico utilizado;

- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Guntner (2002). Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica proposta por Tomasella e Hodnett (1997);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): valores com faixa de variação entre 0,001 a 1,2 mm.d⁻¹, conforme parametrização de Mamede (2008);
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 1.000 mm.

Os resultados da simulação na qual se utilizou a Parametrização 2 são apresentados na Figura 25 para as bacias do Benguê e de Aiuaba.

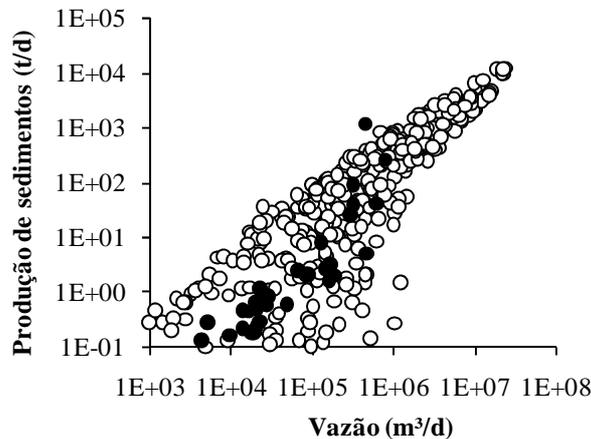


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

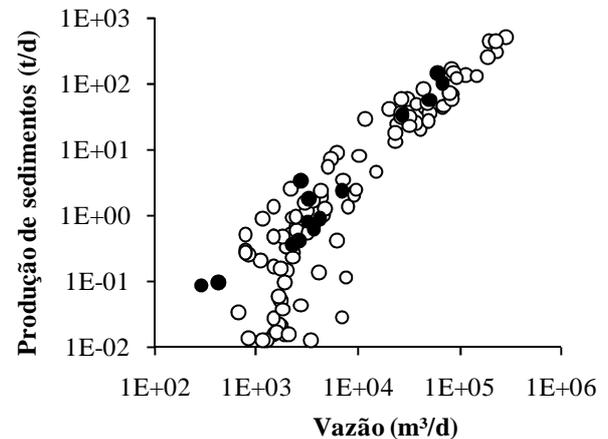


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 25. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 2 (intensidade da chuva)

Observa-se que a Parametrização 2 superestima as vazões afluentes aos dois reservatórios analisados. No açude Boqueirão, os picos de vazão simulados pelo modelo correspondem a picos medidos, porém com intensidades maiores que nestes. Nesse caso, o

coeficiente de eficiência NSE é de 0,458. No entanto, na bacia do Benguê o modelo simula escoamento em períodos em que não foram registradas afluições significativas ao reservatório, como nos anos de 2001, 2003, 2005 e 2006. Para esse reservatório, o coeficiente de eficiência NSE para previsão dos volumes armazenados é de tão somente 0,115.

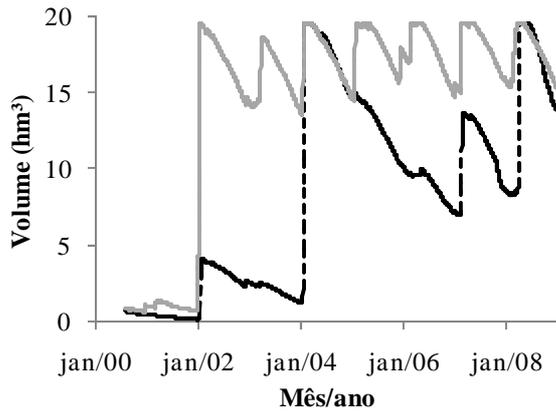
Em relação à produção de sedimentos, as Figuras 25c e 25d indicam que as curvas-chave de sedimentos medidas e modeladas se assemelham. No entanto, as produções de sedimentos médias anuais são superestimadas em 145% e 66% nas bacias do Benguê e de Aiuaba, respectivamente. Essas diferenças decorrem da superestimativa de vazões em ambas as escalas, o que resulta em aumento da capacidade de transporte de sedimentos pelo escoamento superficial. Além das elevadas vazões simuladas, o modelo indica a ocorrência de uma grande quantidade de eventos, como pode ser constatado pela densidade de pontos nas Figuras 25c e 25d, resultando em um aporte frequente de sedimentos aos reservatórios, o que não foi observado em campo.

Parametrização 3 (efeito do perfil do Planossolo)

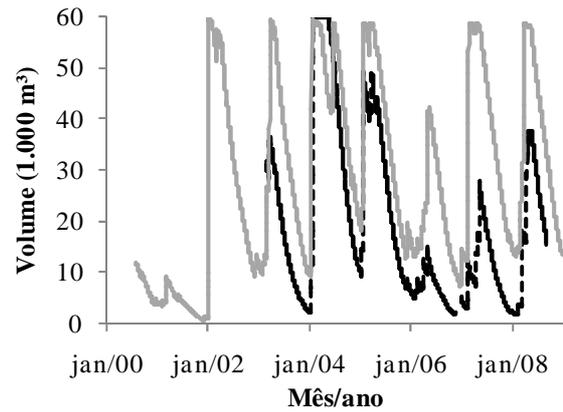
Na Parametrização 3, o perfil do Planossolo foi representado por duas camadas, sendo uma camada superficial permeável e uma camada subjacente com baixa condutividade hidráulica saturada, e não por uma camada única com características médias, como realizado por Güntner (2002). Assim, essa parametrização, cujas características são apresentadas a seguir, é semelhante à Parametrização 2, modificando-se apenas o perfil do Planossolo:

- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que ocorreu;
- Parâmetro de escala ($k_{f,inf}$): admitido igual a um, o que corresponde a uma infiltração igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção;
- Aluvião: não se utilizou a área de ocorrência de aluvião como elemento de calibração do modelo;
- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Güntner (2002), com exceção do Planossolo, para o qual se substituiu o perfil com uma camada única por outro com duas camadas. Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica de Tomasella e Hodnett (1997);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): valores com faixa de variação entre 0,001 a 1,2 mm.d^{-1} , conforme parametrização de Mamede (2008);
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 1.000 mm.

A Figura 26 apresenta os dados medidos e modelados utilizando-se a Parametrização 3.

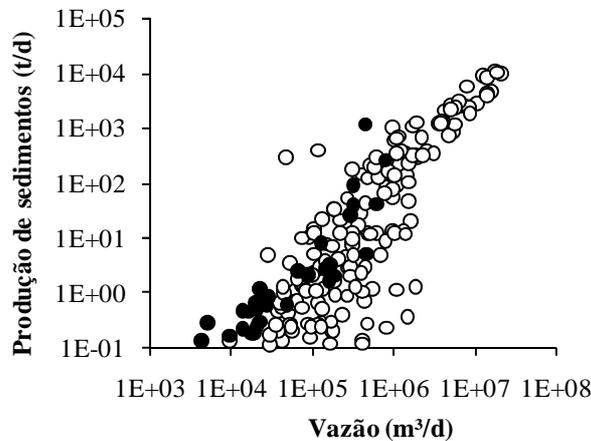


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

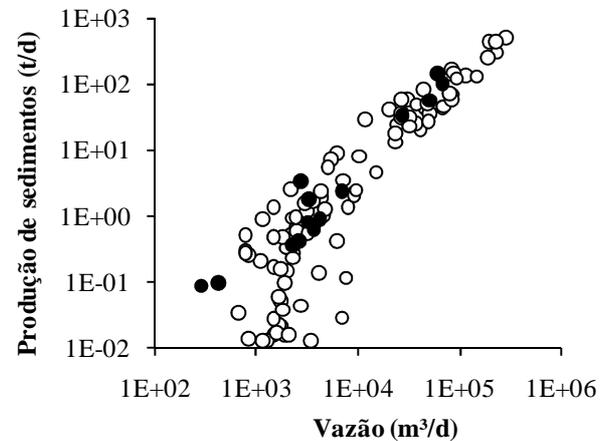


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 26. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 3 (perfil do Planossolo)

Da Figura 26a, pouca diferença pode ser percebida em relação à parametrização anterior, destacando-se apenas o período inicial da simulação (anos 2000 e 2001). Isto se deve ao fato de que a Parametrização 2 indica muito vertimento do reservatório, o que se repete com a Parametrização 3. Como nada pode ser inferido da figura para volumes que seriam acumulados acima da capacidade do reservatório, a análise visual das vazões quando o reservatório encontra-se cheio fica comprometida. No entanto, a produção de sedimentos média anual é um bom indicativo de melhoria do desempenho do modelo: a superestimativa de 145% na Parametrização 2 caiu para 27% nesta parametrização. Além disso, observa-se na Figura 26c uma redução também da quantidade de eventos que teriam ocorrido segundo o modelo. Na bacia de Aiuaba, os resultados são idênticos aos obtidos com a Parametrização 2, uma vez que não há presença de Planossolo nessa bacia.

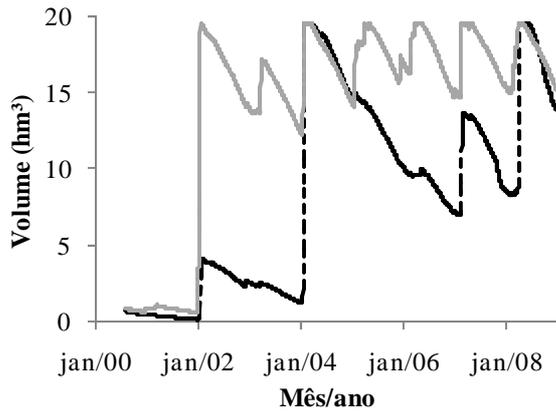
Parametrização 4 (efeito da ocorrência de aluvião)

A Parametrização 4 consiste na inclusão de solos aluviais adjacentes à rede de drenagem. No modelo WASA-SED, esses solos são admitidos mais profundos e, portanto, proporcionam uma maior infiltração do escoamento gerado nas vertentes, reduzindo o escoamento total na bacia. De forma a evitar uma calibração da área de ocorrência desses solos, como realizado por Mamede (2008), utilizou-se neste estudo o método proposto por Burte (2008) para identificação da largura e da profundidade de aluviões. Assim, a Parametrização 4 considera os seguintes dados:

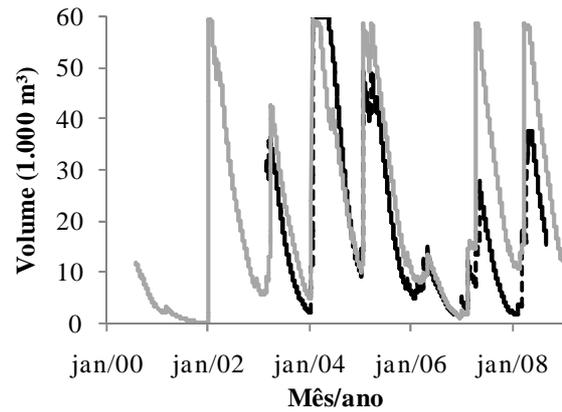
- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que ocorreu;
- Parâmetro de escala ($k_{\text{fkor}}_{\text{inf}}$): admitido igual a um, o que corresponde a uma infiltração igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção;
- Aluvião: área de ocorrência e profundidade de solos aluviais estimados de acordo com o método proposto por Burte (2008);
- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Güntner (2002), com exceção do Planossolo, para o qual foram admitidas duas camadas. Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica de Tomasella e Hodnett (1997);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): valores com faixa de variação entre 0,001 a 1,2 mm.d⁻¹, conforme parametrização de Mamede (2008);
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 1.000 mm.

Os resultados da simulação com a Parametrização 4 para as escalas do Benguê e de Aiuaba são apresentados na Figura 27.

A inclusão de aluvião de acordo com o método proposto por Burte (2008) proporciona uma melhoria dos resultados do modelo, através da redução do escoamento gerado nas bacias analisadas, como é possível observar na Figura 27. Na bacia do Benguê, o impacto da alteração sobre o coeficiente de eficiência NSE é pequeno: o mesmo varia de 0,140 na Parametrização 3 para 0,174 na Parametrização 4. Na bacia de Aiuaba, por sua vez, o impacto é significativo, e o coeficiente de eficiência NSE é elevado para 0,821. O impacto da Parametrização 4 sobre a produção de sedimentos é menos evidente: a diferença entre produção medida e modelada na bacia do Benguê mudou de 27% (Parametrização 3) para 25% (Parametrização 4), enquanto que na bacia de Aiuaba essa mudança foi de 66% para 64%.

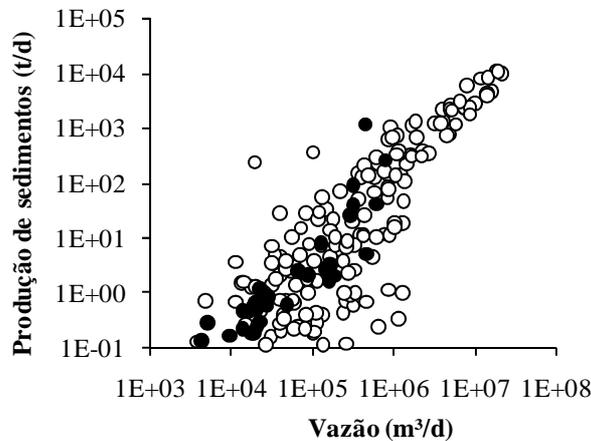


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

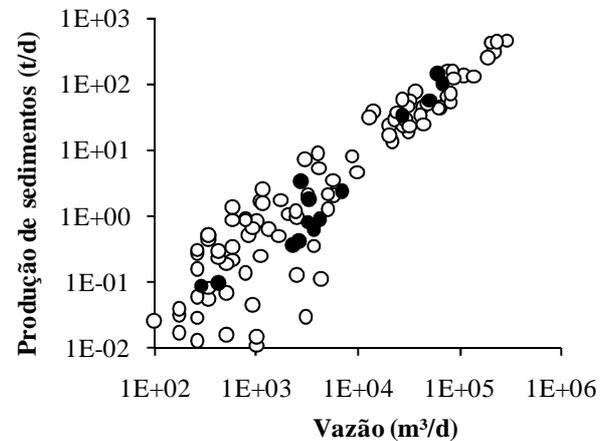


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 27. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 4 (aluvião)

Merece destaque o fato de que a inclusão de aluvião na parametrização provocou maiores impactos na pequena do que na grande escala. Esse resultado é oposto ao que se esperava, uma vez que há uma maior tendência de ocorrência de solos aluviais nas áreas mais planas da bacia do Benguê do que na bacia de Aiuaba, que se localiza em região de cabeceira. Esse fato pode estar relacionado com as diferenças morfológicas entre a bacia do Benguê (em geral, apresenta altas declividades) com a bacia estudada por Burte (2008) (bacia do rio Banabuiú, com declividades relativamente pequenas). Nesse sentido a calibração realizada pelo autor para delimitação das áreas de ocorrência de aluviões pode estar superestimando essas áreas na bacia do Benguê, em especial nas bacias de cabeceiras.

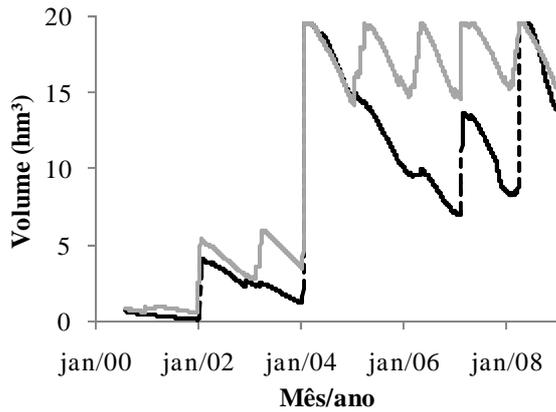
Parametrização 5 (efeito da ocorrência de embasamento cristalino)

De forma a contemplar as peculiaridades da geologia na bacia do Benguê, realizou-se a Parametrização 5.1, que admite não haver embasamento cristalino na bacia. Como consequência, o modelo considera que não há qualquer restrição à infiltração abaixo do perfil de solo, e que a água que atravessa esse limite é extraída do domínio do modelo. A Parametrização 5.1 tem as seguintes características:

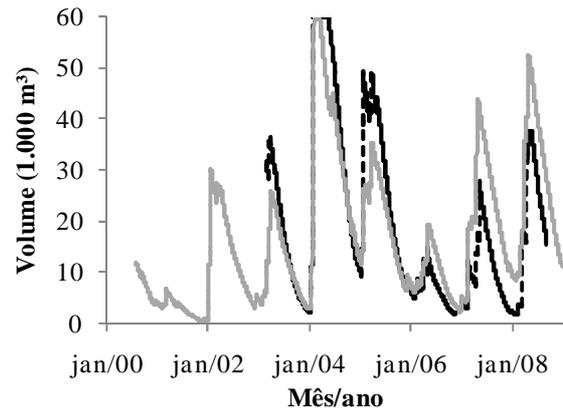
- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que ocorreu;
- Parâmetro de escala ($k_{fkor_{inf}}$): admitido igual a um, o que corresponde a uma infiltração igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção;
- Aluvião: não se utilizou a área de ocorrência de aluvião como elemento de calibração do modelo;
- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Güntner (2002), com exceção do Planossolo, para o qual foram admitidas duas camadas. Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica de Tomasella e Hodnett (1997);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): desconsiderou-se a ocorrência de cristalino na bacia;
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 1.000 mm.

A Figura 28 apresenta os resultados das simulações com a Parametrização 5.1.

A Parametrização 5.1, que admite não haver restrição de infiltração provocada pelo embasamento cristalino, introduz uma melhoria considerável nas estimativas do modelo. A sensibilidade é maior na escala da bacia do Benguê, o que indica que, nessa escala, uma maior parcela do escoamento deve ocorrer por saturação do solo, em comparação à bacia de Aiuaba. Com relação à produção de sedimentos, a Parametrização 5.1 subestima os valores medidos: -29% na bacia do Benguê e -99% em Aiuaba.

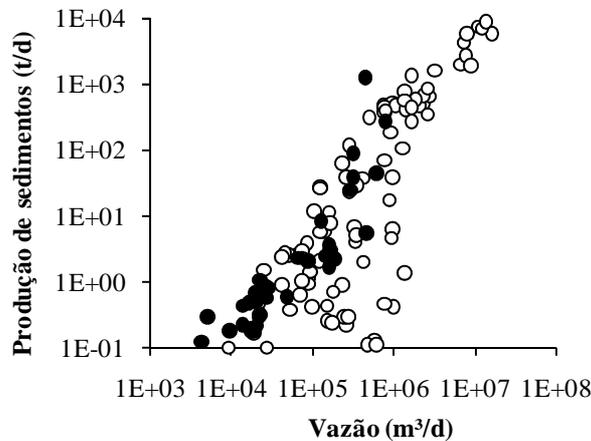


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

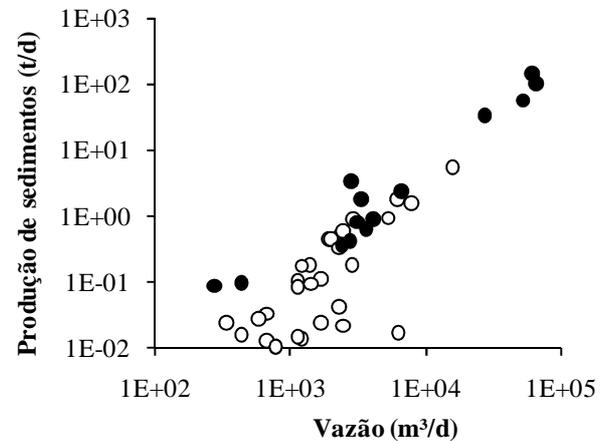


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²

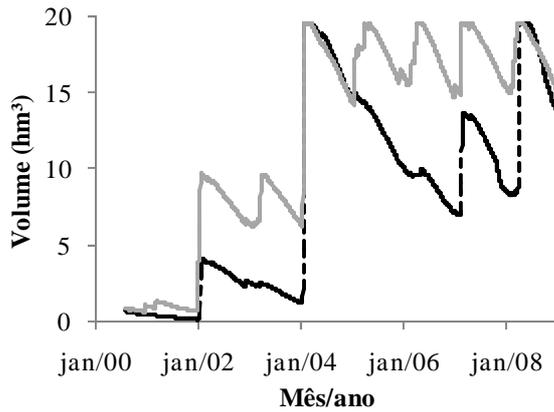


d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

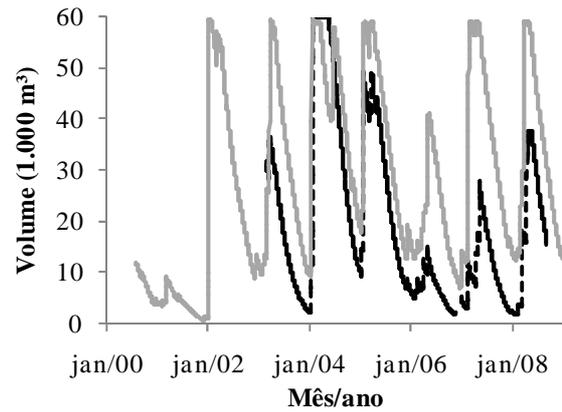
² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 28. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 5.1 (sem embasamento cristalino)

Apesar de apresentar uma condutividade hidráulica relativamente elevada, o substrato cristalino está presente na bacia do Benguê e deve proporcionar alguma restrição à infiltração profunda. Assim, como forma de determinar uma condição de contorno mais realista, admitiu-se novamente a presença do embasamento cristalino, modificando-se, no entanto, sua condutividade hidráulica para 10 mm/d, ou seja, dez vezes maior que aquela inicialmente considerada. A Figura 29 apresenta os resultados das simulações com a Parametrização 5.2.

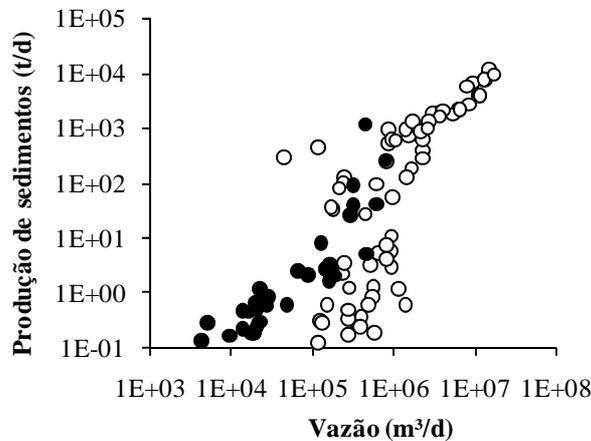


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

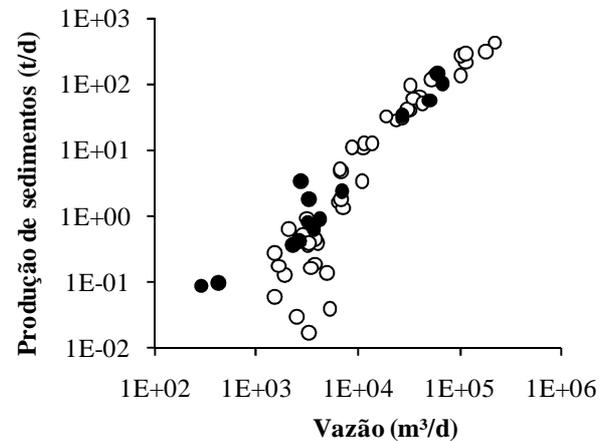


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 29. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 5.2 (condutividade hidráulica do cristalino)

É possível observar que, usando a Parametrização 5.2, o modelo superestima as vazões afluentes aos reservatórios Benguê e Boqueirão. No entanto, em virtude dos valores de condutividade hidráulica característicos da região Nordeste (da ordem de 1 mm.d^{-1}) e medidos na Bacia Experimental de Aiuaba (aproximadamente 80 mm.d^{-1} – Silva, 2008), acredita-se que esse arranjo seja mais representativo das condições locais. Ainda, a estimativa de produção de sedimentos em ambas as bacias é significativamente melhorada, com erros absolutos inferiores a 5%.

Parametrização 6 (efeito do fluxo subsuperficial)

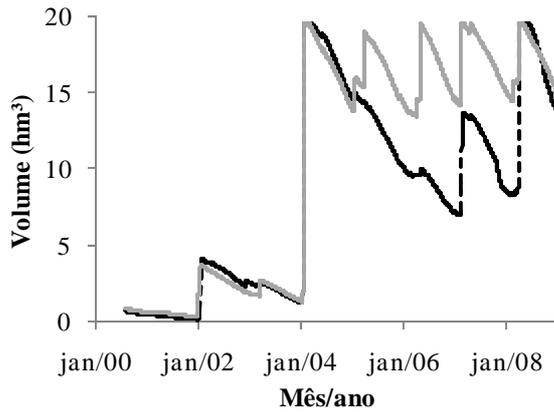
Para avaliar o efeito da interação entre os escoamentos superficial e subsuperficial sobre a qualidade da modelagem da bacia do Benguê, gerou-se a Parametrização 6. Nesta, o desnível entre as vertentes e a rede de drenagem (*riverbed*) foi modificado de 1.000 para 100 mm, reduzindo-se assim a camada de solo que pode contribuir com escoamento subsuperficial para a rede de drenagem. A parametrização resultante dessa alteração tem as seguintes características:

- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que ocorreu;
- Parâmetro de escala ($k_{f,inf}$): admitido igual a um, o que corresponde a uma infiltração igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção;
- Aluvião: não se utilizou a área de ocorrência de aluvião como elemento de calibração do modelo;
- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Güntner (2002), com exceção do Planossolo, para o qual foram admitidas duas camadas. Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica de Tomasella e Hodnett (1997);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): admitida igual a 10 mm.d⁻¹;
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 100 mm.

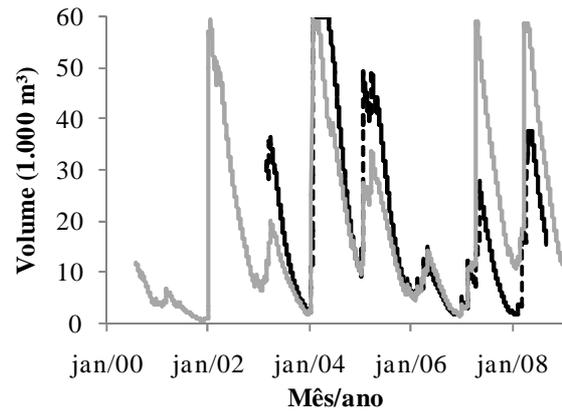
Os resultados da simulação em que foi utilizada a Parametrização 6 são ilustrados na Figura 30.

Observa-se que a Parametrização 6 representa um avanço considerável em relação às parametrizações anteriores. Os coeficientes de eficiência NSE dos volumes armazenados nos reservatórios Benguê e Aiuaba são de 0,653 e 0,776, respectivamente, enquanto que as diferenças entre produções de sedimentos médias anuais medidas e modeladas são de zero e 7% nas respectivas escalas.

Na bacia de Aiuaba, o modelo consegue representar os picos medidos de vazões afluentes (Figura 30b), mas erra quanto ao volume escoado (subestima nos anos de 2003, 2004 e 2005 e superestima nos anos de 2007 e 2008). Na bacia do Benguê, no entanto, o modelo continua simulando picos de vazão que não correspondem a medidas de respostas hidrológicas.

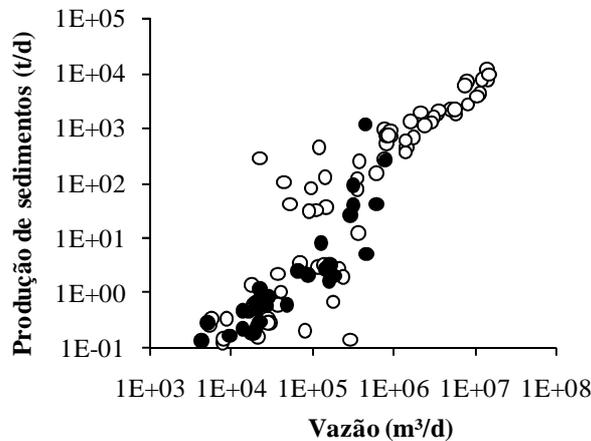


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

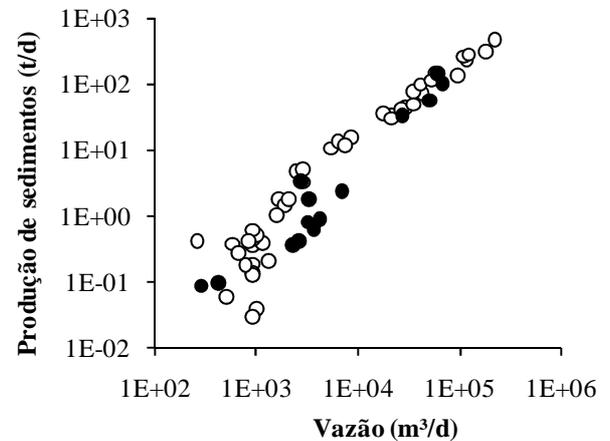


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 30. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 6 (fluxo subsuperficial)

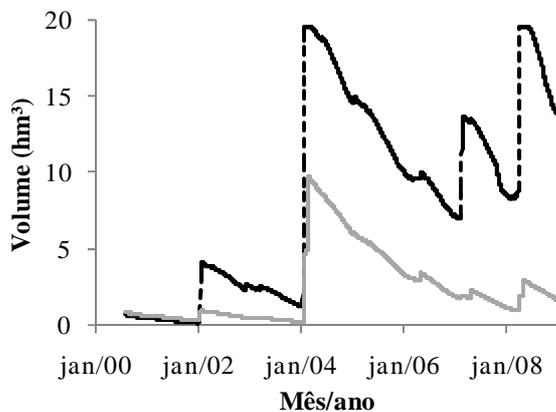
Parametrização 7 (efeito das características do solo)

Na etapa 7 da parametrização, analisou-se o impacto dos parâmetros dos solos sobre a modelagem da bacia do Benguê. Inicialmente, as profundidades dos solos foram modificadas de acordo com indicação dos perfis litológicos de poços disponíveis em CPRM (2009). Assim, a Parametrização 7.1 assemelha-se à Parametrização 6, alterando-se apenas as profundidades do Planossolo e dos Solos Litólicos:

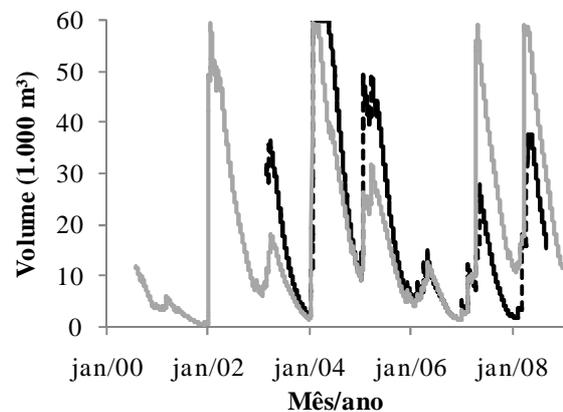
- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que ocorreu;
- Parâmetro de escala (k_{fcorr_inf}): admitido igual a um, o que corresponde a uma infiltração igual à calculada pelas rotinas do modelo, sem correção;

- Aluvião: não se utilizou a área de ocorrência de aluvião como elemento de calibração do modelo;
- Solo: arquivo de solo mantido igual ao inicialmente parametrizado por Guntner (2002), com exceção do Planossolo, para o qual foram admitidas duas camadas. Os valores de condutividade hidráulica saturada foram calculados utilizando-se a equação empírica de Tomasella e Hodnett (1997). As profundidades do Planossolo e dos Solos Litólicos foram estimadas de acordo com CPRM (2009);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): admitida igual a 10 mm.d^{-1} ;
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 100 mm.

A Figura 31 apresenta os resultados decorrentes da Parametrização 7.1

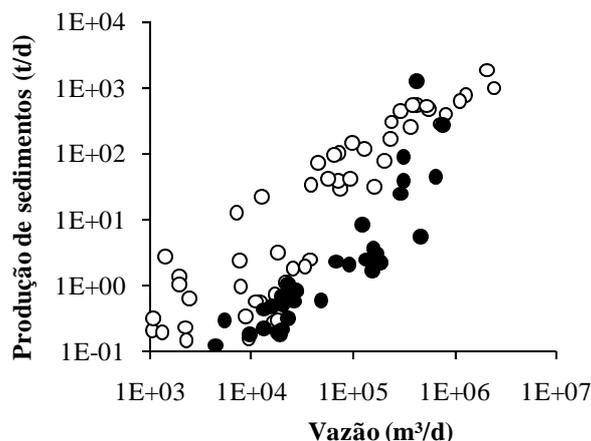


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

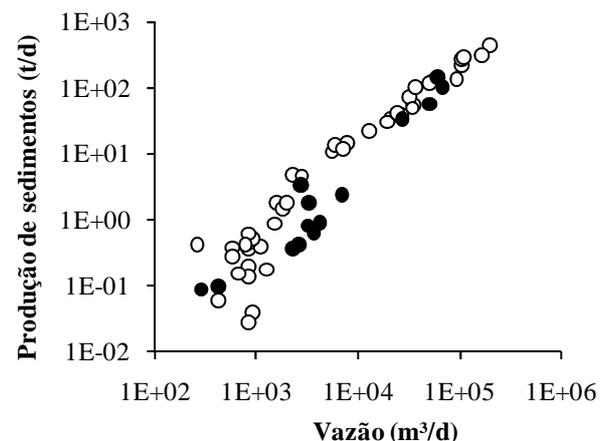


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 31. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 7.1 (solo – profundidade de acordo com dados de CPRM)

Observa-se que na bacia de Aiuaba o impacto da Parametrização 7.1 sobre as vazões é pequeno, uma vez que, dos solos modificados, apenas o Planossolo ocorre nessa bacia e em pequena área nas cabeceiras. Na bacia do Benguê, por outro lado, há uma grande redução dos volumes escoados, com decréscimo do coeficiente de eficiência NSE para 0,226. Isso ocorre devido à grande profundidade dos solos na Parametrização 7.1, que indicaria um armazenamento de água no solo significativamente maior que o observado.

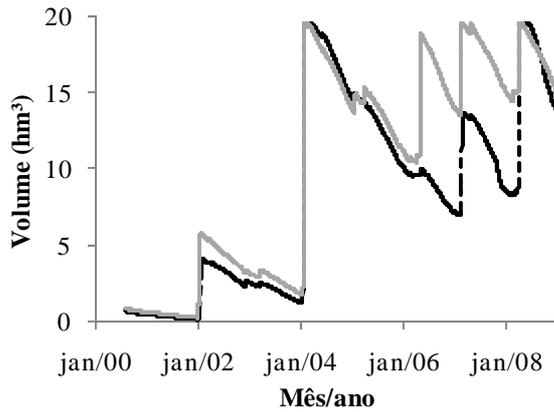
Ressalta-se que os perfis litológicos disponíveis no banco de dados da CPRM apresentam informações pouco detalhadas, tanto em relação às profundidades (em geral é feita distinção apenas entre solo e rocha) quanto às descrições do material em cada camada. Assim, as incertezas na determinação das profundidades podem ser grandes. Por exemplo, a profundidade da ordem de 17 m indicada nos dois poços perfurados em Solos Litólicos distróficos possivelmente inclui uma camada de rocha sedimentar, uma vez que essa profundidade é incompatível com as características médias de Solos Litólicos.

Avaliou-se também o impacto de uma parametrização mais precisa da condutividade hidráulica saturada dos solos sobre a modelagem. Para isso, utilizou-se o modelo Rosetta, proposto por Schaap (1999), que utiliza dados básicos do solo para estimar suas propriedades hidráulicas.

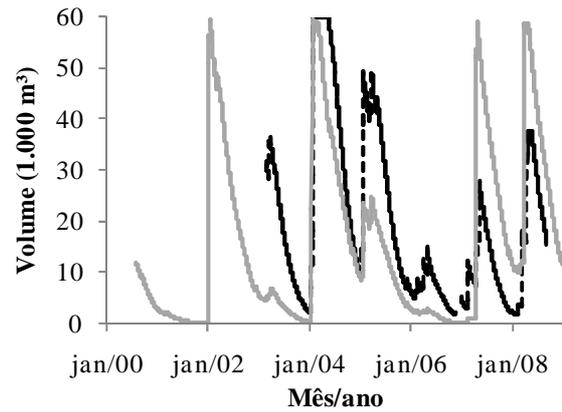
A Parametrização 7.2, fruto dessa modificação, apresenta as seguintes características:

- Precipitação: chuva diária limitada ao dia em que ocorreu;
- Parâmetro de escala ($k_{f,corr_{inf}}$): admitido igual a um;
- Aluvião: não se utilizou a área de ocorrência de aluvião como elemento de calibração do modelo;
- Solo: arquivo de solo original (Güntner, 2002), com perfil do Planossolo em duas camadas e condutividades hidráulicas estimadas com o modelo Rosetta (Schaap, 1999);
- Condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$): admitida igual a 10 mm.d^{-1} ;
- Desnível entre vertentes e rede de drenagem (*riverbed*): igual a 100 mm.

Os resultados obtidos com essa parametrização são indicados na Figura 32.

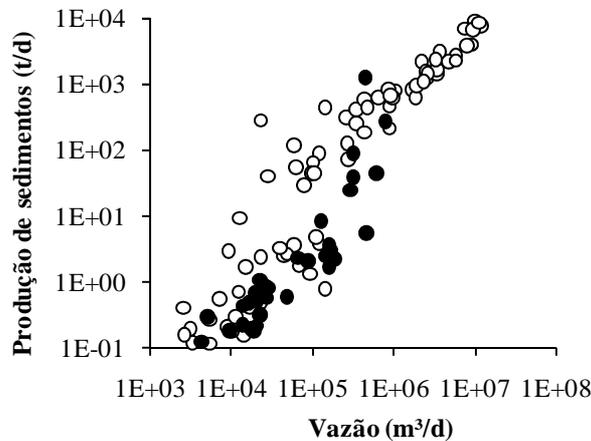


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

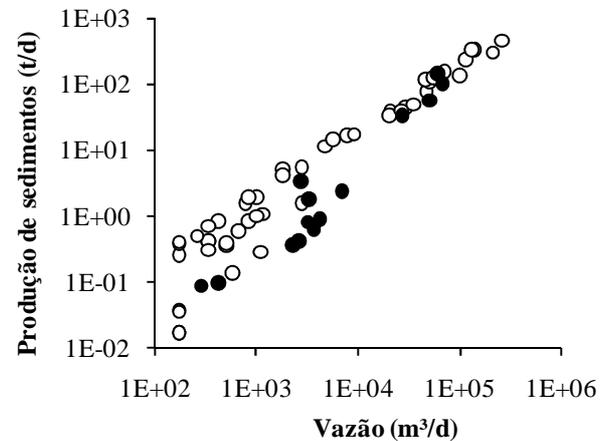


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

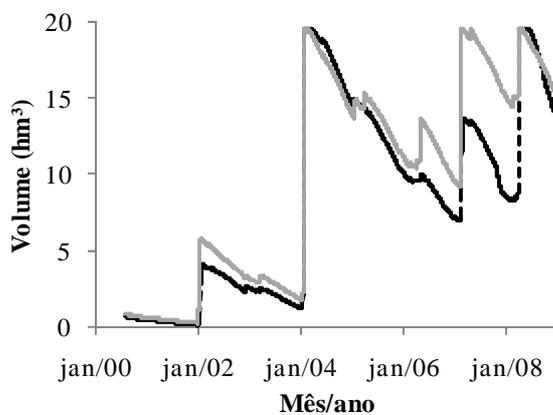
² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 32. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 7.2 (solo – condutividade hidráulica de acordo com o modelo Rosetta)

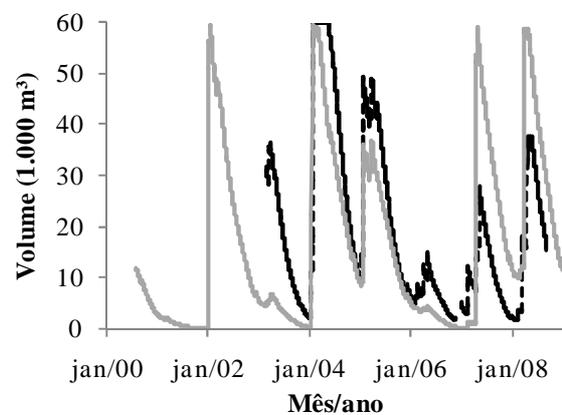
É possível observar que a estimativa da condutividade hidráulica saturada dos solos de acordo com Schaap (1999) melhorou sensivelmente os resultados do modelo nas escalas do Benguê e de Aiuaba, proporcionando a parametrização mais eficiente entre todas testadas anteriormente. Os coeficientes de eficiência NSE para os volumes armazenados nos reservatórios Benguê e Boqueirão são de 0,725 e 0,569, respectivamente, e os erros entre produções de sedimentos medidas e modeladas nas mesmas escalas são de tão somente -7% e 16%. Destaca-se, no entanto, que o modelo continua simulando um pico de vazão inexistente em 2006, afluente ao reservatório Benguê.

Parametrização 8 (efeito da variabilidade espacial da precipitação)

Analisou-se também o impacto da definição das séries pluviométricas sobre os resultados do modelo WASA-SED na bacia do Benguê. Uma vez que a precipitação da sub-bacia é admitida igual à do posto mais próximo, a escassez de postos pluviométricos implica em uma precipitação pontual sendo atribuída a grandes áreas. Esse efeito foi inicialmente verificado na Parametrização 8.1, na qual o posto 00640029 foi eliminado no mês de abril de 2006 e o posto EP3 foi desconsiderado nos meses de novembro de 2004 a fevereiro de 2005. Os outros dados foram mantidos como na Parametrização 7.2. Os resultados da simulação com a Parametrização 8.1 estão ilustrados na Figura 33.

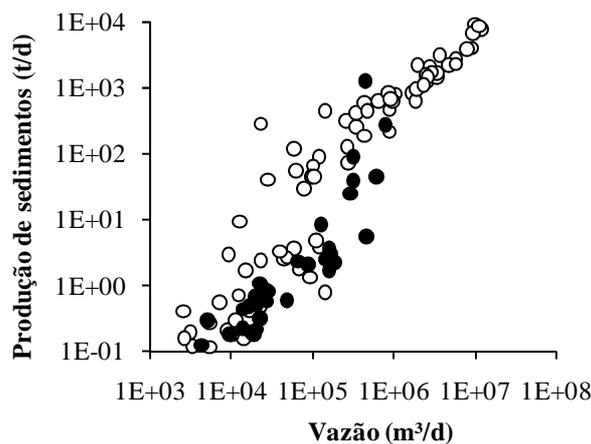


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹

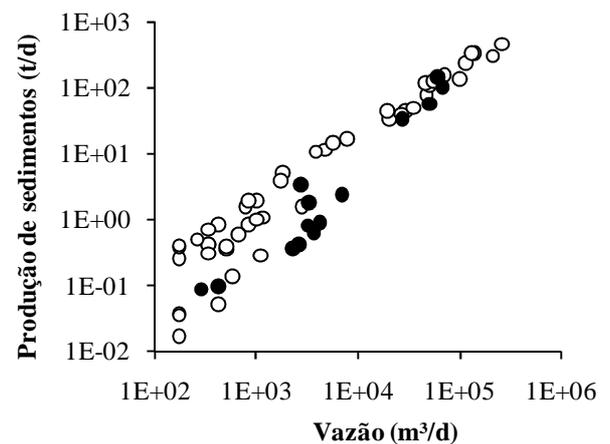


b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²



d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

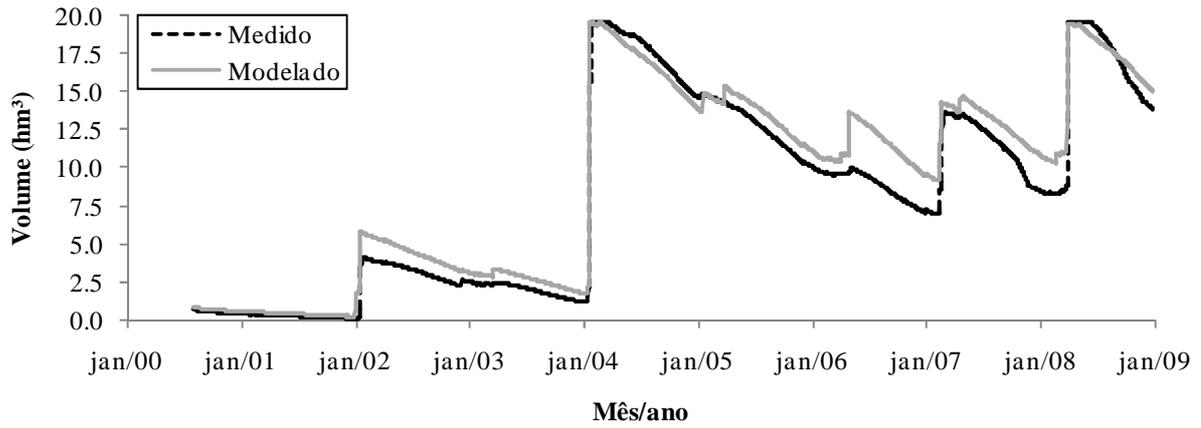
Figura 33. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 8.1 (precipitação – desconsideração de postos pluviométricos em eventos específicos)

A Parametrização 8.1 indica a forte influência da variabilidade espacial da precipitação na geração de escoamento na região de estudo. O pico de escoamento simulado na bacia do Benguê no ano 2006 utilizando-se a Parametrização 7.2 estava sendo intensificado pela influência do posto 00640029. Como o mesmo situa-se em uma região com baixa densidade de estações, grande parte da bacia é parametrizada com a precipitação desse posto. Sua desconsideração provocou uma melhor distribuição temporal da chuva, uma vez que os outros postos pluviométricos, com chuvas registradas em dias distintos, passaram a ser empregados na determinação da precipitação incidente nas sub-bacias. O efeito disto é a grande redução do pico simulado no ano de 2006 considerando-se a Parametrização 8.1, o que aproxima os resultados do modelo dos dados medidos.

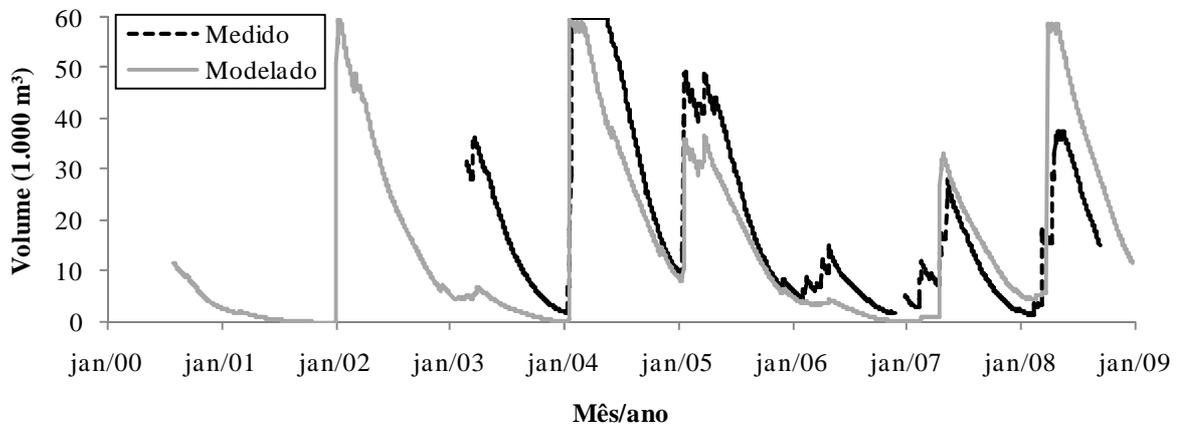
Efeito similar pode ser observado na bacia de Aiuaba. Nesta, cuja área é de apenas 12 km², a elevada variabilidade espacial da precipitação torna-se ainda mais evidente. Para eventos chuvosos específicos, os três postos pluviométricos inseridos na bacia (densidade de 1 posto a cada 4 km²) registraram chuvas bastante diferentes, como no dia 12 de março de 2005, em que os postos EP2 e EP3 registraram chuvas de 75,7 mm e 61,7 mm, respectivamente, e no local do posto EP1 choveu apenas 3,6 mm. De forma semelhante ao ocorrido na bacia do Benguê, em Aiuaba a eliminação do posto EP3 no período de novembro de 2004 a fevereiro de 2005 aproximou os volumes modelados dos volumes medidos no açude Boqueirão.

Em procedimento análogo ao da Parametrização 8.1, desconsiderou-se a existência da estação pluviométrica 00640014 em fevereiro de 2007 e do posto EP1 em março do mesmo ano, resultando na Parametrização 8.2 Os resultados da simulação incluindo essas alterações são apresentados na Figura 34.

De maneira semelhante, é possível constatar a forte influência de eventos concentrados em postos pluviométricos específicos sobre os volumes escoados na bacia do Benguê e de Aiuaba. A eliminação dos postos 00640014 e EP1 nos meses de fevereiro e março de 2007, respectivamente, tornou as estimativas do modelo mais precisas. Os coeficientes de eficiência NSE para os volumes medidos e modelados nos reservatórios Benguê e Aiuaba foram de 0,953 e 0,708, respectivamente. Além disso, o modelo foi capaz de prever as respostas hidrológicas nas duas bacias, com leves diferenças quanto ao volume total, em especial na escala de Aiuaba.

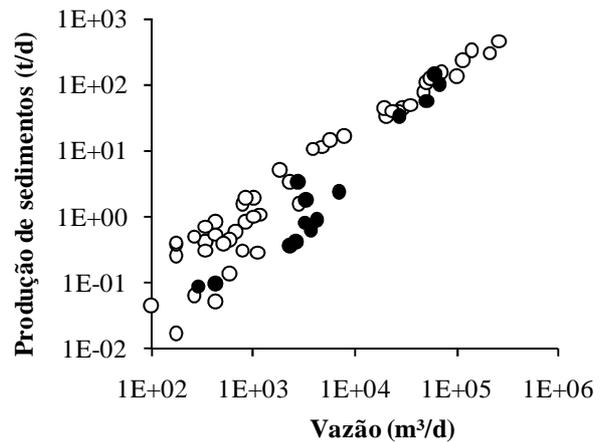
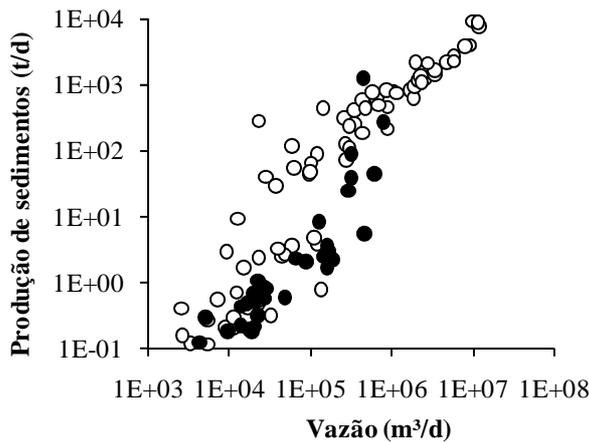


a) Volumes armazenados no reservatório Benguê¹



b) Volumes armazenados no reservatório Boqueirão¹

¹ A linha preta refere-se a dados medidos e a linha cinza a dados simulados



c) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Benguê²

d) Curvas-chave de sedimentos afluentes ao reservatório Boqueirão²

² Os pontos pretos referem-se a dados medidos e os pontos vazados a dados simulados

Figura 34. Dados medidos e modelados no período de 2000 a 2008 na bacia hidrográfica do açude Benguê e na sub-bacia de Aiuaba – Parametrização 8.2 (precipitação – descon sideração de postos pluviométricos em eventos específicos)

Em relação à produção de sedimentos, o modelo foi capaz de estimar a produção específica média anual subestimando em 27% e 4% os valores medidos nas escalas do Benguê e de Aiuaba, respectivamente.

A forte influência da densidade de estações pluviométricas sobre a modelagem de recursos hídricos na região Nordeste do Brasil foi também demonstrada em outros estudos. Araújo et al. (2008), realizaram a simulação do açude Boqueirão (capacidade de acumulação de 60.000 m³), situado no exutório da Bacia Experimental de Aiuaba (12 km²), admitindo diferentes configurações dos três postos pluviométricos existentes. Os resultados indicam que, dependendo da densidade de postos, o escoamento médio anual pode variar por um fator de cinco vezes, e a vazão regularizada pelo reservatório é estimada com diferenças de até duas ordens de grandeza. A qualidade da modelagem hidrológica da bacia do Piancó (PB), realizada por Escarião (2009), também foi fortemente impactada pela quantidade de postos pluviométricos considerados.

2.3.2. Análise comparativa das simulações realizadas

A Tabela 7 apresenta os resultados do balanço hídrico estimado pelo modelo WASA-SED nas bacias do Benguê e de Aiuaba para as simulações realizadas, em enquanto que na Tabela 8 é apresentado um resumo do desempenho do modelo. A capacidade de previsão do modelo WASA-SED é testada pelos coeficientes de eficiência NSE (Nash e Sutcliffe, 1970) dos volumes armazenados medidos e modelados, assim como pelas diferenças percentuais entre produção de sedimentos estimada pelo modelo e medida.

Tabela 7. Resultados do balanço hídrico para as simulações realizadas

Descrição	Bacia do Benguê				Bacia de Aiuaba			
	Evapot.	Infilt.	Escoamento		Evapot.	Infilt.	Escoamento	
			Superf.	Subsup.			Superf.	Subsup.
Simulação 1.1	89,2%	3,0%	3,3%	0,4%	90,8%	3,2%	2,2%	0,0%
Simulação 1.2	89,0%	4,2%	3,7%	0,4%	91,3%	4,2%	2,4%	0,0%
Simulação 2	75,8%	5,1%	14,7%	2,0%	86,9%	5,8%	4,1%	1,3%
Simulação 3	83,1%	5,3%	6,5%	2,9%	86,9%	5,8%	4,1%	1,3%
Simulação 4	83,7%	5,7%	6,4%	2,1%	87,7%	6,0%	4,0%	0,4%
Simulação 5.1	84,6%	7,9%	3,1%	1,7%	92,0%	4,5%	0,1%	0,4%
Simulação 5.2	80,6%	11,2%	3,9%	2,3%	85,1%	10,1%	1,8%	1,1%
Simulação 6	81,5%	12,0%	4,1%	0,3%	85,6%	10,5%	2,0%	0,2%
Simulação 7.1	90,3%	5,8%	0,6%	0,0%	86,0%	10,2%	1,8%	0,2%
Simulação 7.2	83,3%	10,7%	3,6%	0,1%	86,5%	9,4%	2,2%	0,0%
Simulação 8.1	83,6%	10,6%	3,5%	0,1%	86,6%	9,4%	2,2%	0,0%
Simulação 8.2	84,6%	12,1%	3,1%	0,1%	88,3%	9,7%	2,0%	0,0%

Evapot. - evapotranspiração; *Infilt.* - infiltração profunda; *Superf.* - escoamento superficial; *Subsup.* - escoamento subsuperficial

Tabela 8. Desempenho do modelo WASA-SED nas bacias do Benguê e de Aiuaba para diferentes parametrizações

Parametrização	NSE volume armazenado		Prod. sedimentos (t.km ⁻² .ano ⁻¹)*		Diferença prod. sedimentos (%)	
	Benguê	Aiuaba	Benguê	Aiuaba	Benguê	Aiuaba
1.1	0,996	0,418	3,0	9,1	-84%	-73%
1.2	0,799	0,617	2,9	9,6	-80%	-61%
2	0,115	0,458	35,7	40,9	145%	66%
3	0,140	0,458	18,5	40,9	27%	66%
4	0,174	0,821	18,2	40,4	25%	64%
5.1	0,603	0,860	10,4	0,2	-29%	-99%
5.2	0,526	0,472	14,4	25,4	-1%	3%
6	0,653	0,776	14,6	26,3	0%	7%
7.1	0,226	0,748	1,5	25,5	-90%	4%
7.2	0,725	0,569	13,6	28,5	-7%	16%
8.1	0,837	0,693	12,6	29,0	-14%	18%
8.2	0,953	0,708	10,7	23,5	-27%	-4%

*Produção de sedimentos entre 2003 e 2008 (Na simulação 1.1, o período é de 2003 a 2006)

As cores indicam a qualidade da simulação: azul - bom; verde - satisfatório; vermelho - ruim

Os resultados ora apresentados reforçam o importante papel da parametrização na modelagem hidrossedimentológica. Em seu estudo, Malveira (2009) realizou a modelagem hidrológica da bacia do Alto Jaguaribe utilizando o modelo WASA-SED e constatou uma melhoria da eficiência do modelo com o aumento da área da bacia hidrográfica (Figura 35). Para o reservatório Orós (bacia hidrográfica com 24.167 km²), o coeficiente NSE para volumes armazenados medidos e modelados foi de 0,99. Na escala de sub-bacia, o mesmo coeficiente sofreu redução de acordo com a área da bacia hidrográfica, chegando a um valor negativo (-0,34) em uma sub-bacia com 308 km². Para áreas da mesma ordem de grandeza da bacia do Benguê (variando de 929 a 1.362 km²), o coeficiente de eficiência NSE para volumes medidos e modelados armazenados nos reservatórios situados em seus exutórios, variou de 0,28 a 0,55. Na presente pesquisa, a melhoria da qualidade dos parâmetros e dados de entrada do modelo permitiu uma simulação adequada da geração de escoamento não somente na bacia com 933 km² de área, como também em uma sub-bacia com área de 12 km². Nessas escalas, os coeficientes de eficiência NSE para volumes medidos e modelados armazenados nos reservatórios foram de 0,95 e 0,71, respectivamente (Figura 35), representando avanço significativo da simulação dos fluxos hídricos mesmo na pequena escala. A parametrização utilizada neste estudo também permitiu uma estimativa dos aportes de sedimentos nas duas escalas, considerando os processos de erosão, deposição de sedimentos ao longo de sua trajetória e retenção em reservatórios superficiais. Ressalta-se, assim, a capacidade do modelo

WASA-SED de simular adequadamente os processos hidrossedimentológicos em ambiente semiárido, transferindo os fluxos de água e sedimentos entre diferentes escalas espaciais.

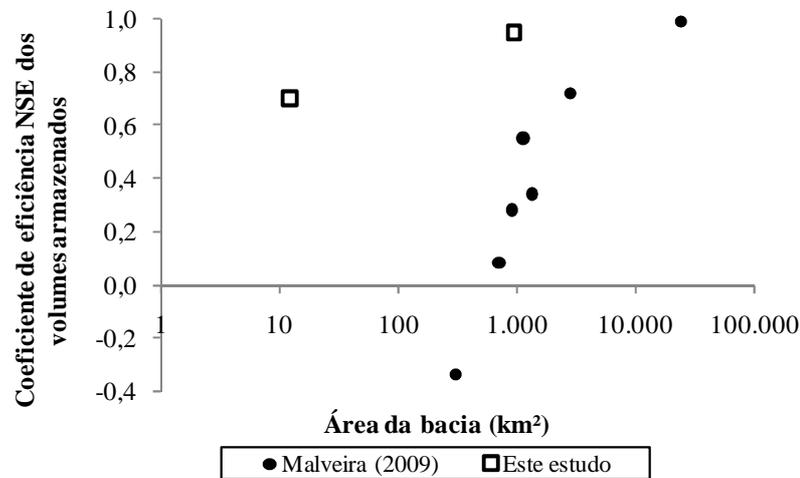


Figura 35. Eficiência do modelo WASA-SED de acordo com a escala da bacia simulada

2.4. Conclusões

As simulações realizadas no âmbito desta pesquisa, utilizando o modelo semi-distribuído WASA-SED, apontam para a necessidade de que estimativas espacialmente distribuídas de modelos hidrossedimentológicos sejam validadas em diferentes escalas. Bons resultados no exutório de uma bacia não indicam, necessariamente, que o modelo simule adequadamente os fluxos hídricos, podendo existir, por exemplo, uma compensação entre diferentes processos de geração de escoamento ou entre contribuições de diferentes regiões da bacia. Esse efeito foi verificado na bacia do Benguê, para a qual uma parametrização foi capaz de simular os volumes armazenados no reservatório Benguê com coeficiente de eficiência NSE de 0,996, porém com resultados insatisfatórios na sub-bacia de Aiuaba.

Conclui-se também que o nível de detalhamento da parametrização deve ser compatível com a escala em que os processos são simulados, representando adequadamente a variabilidade das características da bacia nas diferentes escalas analisadas. Na bacia do Benguê, o detalhamento da parametrização foi capaz de melhorar significativamente o desempenho do modelo WASA-SED no que diz respeito à capacidade de prever os volumes armazenados nos reservatórios Benguê e Boqueirão. A melhoria na simulação da produção de sedimentos nas duas escalas foi ainda mais significativa.

Para a parametrização final, o modelo foi capaz de prever satisfatoriamente os aportes de água e sedimentos aos reservatórios Benguê e Aiuaba, com coeficientes de eficiência NSE

de volumes armazenados medidos e modelados iguais a 0,95 e 0,71, respectivamente, e erros de produção de sedimentos média anual de -27% e -4% nas mesmas escalas.

O estudo indica ainda a forte influência da parametrização das séries pluviométricas sobre os resultados da modelagem hidrológica. Como as precipitações no Nordeste semiárido brasileiro apresentam grande variabilidade espacial e temporal, a escassez de postos pluviométricos pode levar à extrapolação de precipitações concentradas espacialmente, introduzindo graves erros nas estimativas. Nesse contexto, a disponibilização de bancos de dados hidroclimatológicos (como o Sistema de Informações Hidrológicas da ANA, por exemplo), já prevista na Lei nº 9.433/97 (BRASIL, 1997), representa uma iniciativa importante para a melhoria da modelagem hidrológica. A referida Lei estabelece o Sistema de Informações sobre Recursos Hídricos como um dos instrumentos de gestão dos recursos hídricos no país.

3. MODELAGEM DOS PADRÕES ESPACIAL E TEMPORAL DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS E CONECTIVIDADE

3.1. Introdução

A conectividade de uma bacia hidrográfica com relação ao transporte de sedimentos é entendida como o grau com que a produção de sedimentos nas vertentes está conectada à rede de drenagem pelo escoamento superficial. Fatores geomorfológicos naturais (aluviões, planícies de inundação) e artificiais (terraços, barragens) podem atuar como barreiras para o transporte de sedimentos, reduzindo a conectividade da bacia hidrográfica (Fryirs et al., 2007a). A própria forma da vertente pode aumentar (forma convexa) ou reduzir (forma côncava) o transporte de sedimentos para os canais naturais (Kinnell, 2008). Desmet e Govers (1995) confirmam a grande influência da topografia nos padrões de erosão e deposição. Beuselinck et al. (2000) concordam que a topografia é um fator preponderante para a deposição de sedimentos, apesar de reconhecerem a importância de barreiras de vegetação em filtrar as partículas carregadas. Cammeraat (2002) também demonstra a importância de fatores biológicos, como padrões de vegetação e atividade biológica no solo, no transporte de sedimentos, especialmente em escalas espaciais pequenas. Lesschen et al. (2009), por sua vez, apontam a influência de aglomerados de vegetação e terraços agrícolas na conectividade hidrológica e sedimentológica. No entanto, os fatores que afetam a conectividade de uma bacia hidrográfica agem de diferentes maneiras para reter o sedimento erodido, com eficiência que pode variar de uma retenção parcial ao bloqueio completo. A quebra dessas barreiras pode ocorrer em escalas temporais que variam de evento a milhares de anos (Fryirs et al., 2007a).

Na região semiárida do Nordeste brasileiro, a grande quantidade de reservatórios superficiais (aproximadamente um reservatório a cada 8 km² na bacia hidrográfica do açude Benguê) age como um barreira eficiente para a retenção de sedimentos (Mamede, 2008). Além disso, visto que o processo chuva-deflúvio na região é predominantemente Hortoniano (Costa, 2007), sendo o principal responsável pela geração de escoamento na escala de vertente, há uma grande probabilidade de que o escoamento gerado em áreas mais altas seja reinfiltrado, pelo menos parcialmente, em uma posição a jusante (Güntner e Bronstert, 2004), representando, portanto, uma quebra de conectividade da bacia.

Assim, uma estimativa precisa dos fluxos de sedimentos na escala de bacia hidrográfica depende não somente de uma estimativa confiável da erosão bruta na pequena escala, mas também de como a conectividade da paisagem é representada em escalas maiores.

Frequentemente, estimativas de produção de sedimentos em bacias hidrográficas são apresentadas como taxas anuais, calculadas pela Equação Universal de Perda de Solos (*Universal Soil Loss Equation* – USLE) (Wischmeier e Smith, 1965, 1978), ou suas modificações, associadas a uma equação de razão de aporte de sedimentos (*Sediment Delivery Ratio* – SDR) (ver Walling, 1983), como a proposta por Maner (1958). No entanto, a natureza concentrada dessas equações não permite a interpretação espacialmente distribuída da conectividade. Aksoy e Kavvas (2005) citam alguns modelos de bases físicas (EUROSEM e WEPP, por exemplo) que superam essa limitação e podem simular os fluxos de sedimento para eventos individuais, mas a grande quantidade de dados de entrada desses modelos torna sua aplicabilidade a grandes bacias uma tarefa impraticável. Como consequência, estimativas de produção de sedimentos de maneira espacialmente distribuída na escala de bacia hidrográfica, têm sido realizadas com modelos semi-distribuídos como SWAT (Chen e Mackay, 2004) ou na escala de pixel por modelos como WATEM/SEDEM (Verstraeten et al., 2007, de Vente et al., 2008). O padrão temporal de produção de sedimentos também tem sido objeto de estudo, como realizado por Araújo (2007). No que diz respeito à conectividade no transporte de sedimentos, estudos quantitativos têm estimado a transferência de sedimentos de vertentes para a rede de drenagem (Verstraeten et al., 2007, por exemplo) e avaliado a importância de áreas de infiltração e deposição de sedimentos na conectividade da bacia de maneira geral (Lesschen et al., 2009). Análises qualitativas da importância da topografia na conectividade de bacias hidrográficas para o transporte de sedimentos também têm sido realizadas (Fryirs et al. 2007a, 2007b). Outros estudos, como o de Bracken e Croke (2007), limitam-se aos fatores que influenciam a conectividade hidrológica.

Neste estudo analisa-se a distribuição espacial e temporal de produção de sedimentos e conectividade na bacia hidrográfica do açude Benguê. É avaliado também o impacto da mudança dos padrões de conectividade sobre a produção de sedimentos no exutório da bacia. Para isso são realizadas duas simulações com o modelo WASA-SED: uma simulação utilizando uma série de eventos chuvosos reais, e outra na qual se considera uma série pluviométrica sintética, com precipitação constante no espaço e no tempo.

3.2. Método

3.2.1. Modelo WASA-SED e a simulação de aspectos de conectividade

As simulações de produção de sedimentos e conectividade na bacia hidrográfica do Benguê foram realizadas utilizando-se o modelo hidrossedimentológico WASA-SED (*Model of Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component*). As

principais particularidades do modelo WASA-SED são: 1) A aplicabilidade do modelo a grandes áreas (por exemplo, Güntner e Brosnert, 2004, simularam todo o Estado do Ceará, com uma área de 148.000 km²); 2) Simulação de características específicas do semiárido, como já mencionado. Como WASA-SED não é um modelo distribuído na escala de pixel, o mesmo adota uma discretização espacial da área de estudo em unidades de modelagem de maneira hierarquizada e em forma de cadeia (ver Anexo 1), o que permite capturar a variabilidade espacial de características da paisagem e sua influência na geração de escoamento.

O esquema de discretização espacial hierarquizada e a representação da variabilidade de características da paisagem em múltiplas escalas permitem a simulação explícita de infiltração de escoamento e sua redistribuição lateral. Esses processos são particularmente importantes em ambientes semiáridos e afetam significativamente a conectividade hidrológica. Por outro lado, a agregação de unidades de modelagem em vários níveis para representar as unidades em escalas maiores torna possível a simulação de grandes bacias hidrográficas com esforços de parametrização relativamente reduzidos.

Os reservatórios superficiais, que em geral desempenham uma importante função na resposta hidrológica de bacias em regiões semiáridas (Mamede, 2008; Malveira, 2009), também são simulados no modelo WASA-SED. Devido à grande quantidade desses açudes, o que dificulta a simulação individualizada de cada um deles, os pequenos reservatórios são agrupados em classes e apenas um reservatório representativo de cada classe é simulado. Um esquema de cascata é então adotado e as vazões efluentes de uma classe de reservatórios são distribuídas pelas classes de reservatórios maiores. Essa abordagem dos pequenos reservatórios permite ao modelo avaliar também seu impacto na conectividade de bacias de uma maneira geral.

Nas rotinas de sedimentos, a erosão hídrica e o transporte de sedimentos são simulados na escala de componente de terreno no modelo WASA-SED. A abordagem baseia-se na aplicação da USLE (Wischmeier e Smith, 1978) ou uma de suas modificações associada a uma equação de capacidade de transporte, em esquema similar àquele apresentado por Haan et al. (1994) (ver Figura 1). A produção de sedimentos de todas as unidades hidrológicas de uma sub-bacia é somada para totalizar a produção de sedimentos da respectiva sub-bacia. A massa de sedimentos é então propagada na rede de drenagem, conforme indicado no Anexo 1, e na cascata de reservatórios. A descrição completa dos módulos de simulação dos processos erosivos e de transporte de sedimentos nas vertentes, rios e reservatórios, é apresentada no Anexo 1, podendo ser obtida também em Mueller et al. (2008).

3.2.2. Parametrização do modelo

Conforme descrito no Capítulo 2, a etapa inicial da parametrização da bacia hidrográfica do Benguê consistiu na delimitação das unidades de modelagem hidrológica (sub-bacias, unidades hidrológicas e sua discretização em componentes de terreno) utilizando o algoritmo semi-automático apresentado por Francke et al. (2008). Fatores topográficos foram obtidos de um modelo de elevação digital do terreno com resolução de 15 metros, gerado por Creutzfeldt (2006) a partir de imagens de satélite ASTER. A identificação de uso e ocupação do solo também foi derivada de Creutzfeldt (2006) com base em classificação de imagens ASTER e CBERS, enquanto que o mapeamento de solos teve como base o mapa de RADAMBRASIL (1981).

Com relação aos fatores de USLE, o fator de erosividade da chuva (EI, em MJ.mm.ha⁻¹.hr⁻¹ por dia) foi calculado de acordo com a equação a seguir, proposta por Williams e Arnold (1997):

$$EI = R \cdot [12,1 + 8,9(\log_{10} r - 0,434)] \cdot I_{30} / 100 \quad (18)$$

em que R é a precipitação diária (mm), r é a intensidade máxima da referida chuva (mm.h⁻¹) estimada por $r = -2R \cdot \ln(1 - \alpha_{30})$, α_{30} é a fração máxima da referida chuva em um intervalo de 30 minutos (ou $(I_{30}/2)/R$) e I_{30} é a intensidade máxima da referida chuva em um intervalo de 30 minutos (mm.h⁻¹). Uma vez que a precipitação não é registrada em intervalos subdiários nas estações pluviométricas padrão localizadas na bacia do Benguê, uma relação entre chuva diária e I_{30} foi estabelecida para a estação EP1, situada na Bacia Experimental de Aiuaba, que registra precipitação em intervalos de 5 minutos (Figura 36). Essa relação foi utilizada posteriormente para estimar I_{30} para as demais estações com base na chuva diária. Para avaliar esse efeito sobre as estimativas do fator EI, o método foi aplicada para a estação EP1 como se os valores de I_{30} fossem desconhecidos. A Figura 37 apresenta, para a estação EP1, a relação entre o fator EI calculado com valores medidos de I_{30} e aquele calculado com as intensidades I_{30} estimadas pelo ajuste previamente mencionado. Observa-se da figura que a equação obtida proporciona um bom ajuste, e que a variabilidade nas estimativas de EI devem ser compensadas ao longo do tempo, uma vez que não se observa tendência.

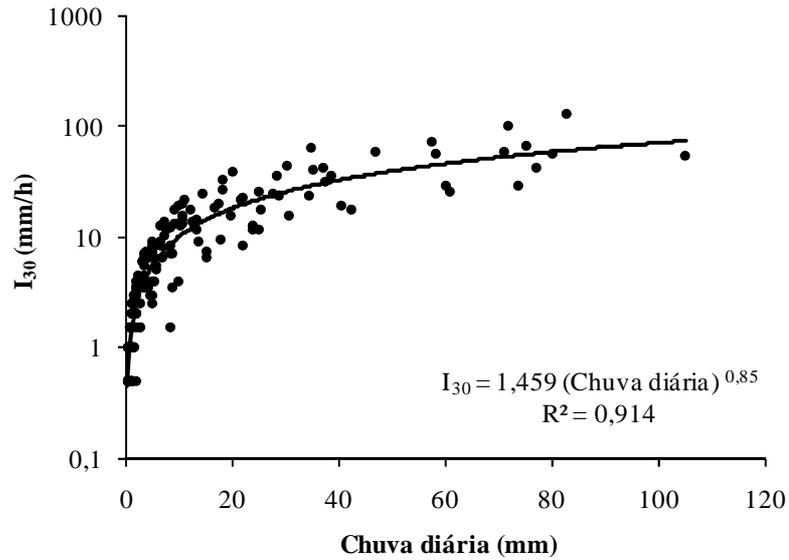


Figura 36. I_{30} versus precipitação diária para a estação pluviométrica EP1, na Bacia Experimental de Aiuaba, no período de 2003 a 2006

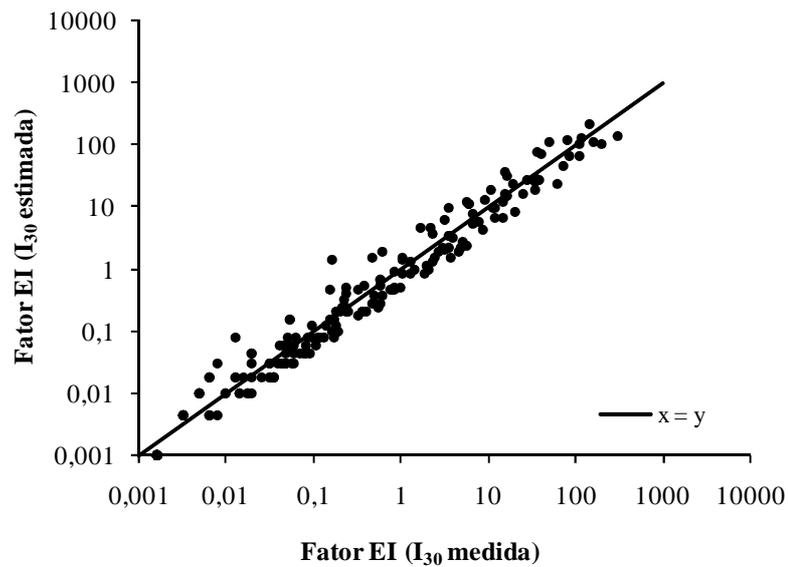


Figura 37. Fator EI com intensidades I_{30} medidas e estimadas para a estação EP1, na Bacia Experimental de Aiuaba, no período de 2003 a 2006

O fator de erodibilidade dos solos (K , em $\text{t.hr.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$) e os fatores de comprimento de rampa (L), declividade (S) e de fragmentos de rocha (ROKF), foram estimados de acordo com as equações 19 a 22, conforme proposto por Williams e Arnold (1997).

$$K = 0,1317 \left\{ 0,2 + 0,3 \exp \left[-0,0256 \cdot SAN \left(\frac{1 - SIL}{100} \right) \right] \right\} \cdot \left(\frac{SIL}{CLA + SIL} \right)^{0,3} \cdot \left[1 - \frac{0,25 \cdot OC}{OC + \exp(3,72 - 2,95 \cdot OC)} \right] \cdot \left\{ 1 - \frac{0,7(SAN/100)}{(SAN/100) + \exp[-5,51 + 22,9(SAN/100)]} \right\} \quad (19)$$

$$L = \left(\frac{\lambda}{22,1} \right)^{\xi} \quad (20)$$

$$S = (65,41s^2 + 4,56s + 0,065) \quad (21)$$

$$ROKF = \exp(-0,03ROK) \quad (22)$$

em que *SAN*, *SIL*, *CLA* e *OC* são os percentuais de areia, silte, argila e carbono orgânico, respectivamente; λ é o comprimento de rampa do componente de terreno (m); ξ é um parâmetro calculado de acordo com a Equação 23; *s* é a declividade do componente de terreno (m.m⁻¹); e *ROK* é o percentual de fragmentos de rocha na camada superficial de solo.

$$\xi = 0,3s / [s + \exp(-1,47 - 61,09s)] + 0,2 \quad (23)$$

O fator de vegetação e manejo de culturas (*C*) foi atribuído por Creutzfeldt (2006) a cada uma das 12 classes mapeadas de uso e ocupação do solo. Os valores de *C* foram estimados no campo com base na densidade da vegetação e obtidos da literatura. O fator de práticas conservacionistas (*P*) foi admitido igual a um para toda a bacia, visto que não se observam medidas de controle de erosão na área de estudo. Ressalta-se que os fatores da USLE foram estimados de maneira agregada na escala de componente de terreno, atribuindo-se pesos aos fatores de cada componente de solo e vegetação de acordo com seus percentuais de área.

A faixa de variação dos fatores *K*, *LS* (na escala de unidade hidrológica, ou seja, de vertente) e *C* da USLE são apresentados na Tabela 9. O fator de erodibilidade do solo (*K*) apresenta pequena variabilidade na bacia do Benguê e, portanto, não deve representar uma fonte importante de incerteza na parametrização. Com relação ao fator *LS*, apesar da faixa mais extensa de valores, o delineamento das unidades hidrológicas foi realizado com um algoritmo semi-automático (Francke et al., 2008) e baseado em um modelo digital de elevação com resolução de 15 metros, reduzindo as incertezas. O fator de vegetação e manejo de culturas (*C*), que foi mapeado utilizando-se imagens de satélite, apresenta uma faixa mais extensa de valores. Além da dificuldade em se atribuir um valor de *C* para cada uma das doze classes identificadas, a classificação de imagens para mapeamento de tipos de vegetação

também é problemática. A variabilidade espacial e temporal das características da vegetação em florestas decíduas, como a do semiárido brasileiro, representa uma fonte de incerteza adicional na determinação do fator de vegetação e manejo de culturas.

Tabela 9. Faixa de variação dos fatores K, LS (na escala de unidade hidrológica, ou seja, de vertente) e C da USLE

Fator da USLE	Unidade	Média	Mediana	Máximo	Mínimo
K	t.h.MJ ⁻¹ .mm ⁻¹	0,025	0,025	0,033	0,015
LS combinado	-	0,631	0,498	1,483	0,277
C	-	0,067	0,039	0,297	0,004

Mediante o uso de imagens de satélite CBERS, foram identificados cerca de 120 reservatórios com variabilidade significativa em termos de área superficial e volumes de armazenamento. A parametrização desses açudes presentes na bacia foi realizada através da associação de informações obtidas das imagens analisadas com dados levantados em campo (Mamede, 2008), tais como bacias hidráulicas, volumes de armazenamento e profundidades dos pequenos reservatórios. As capacidades de acumulação dos pequenos reservatórios, os quais não dispunham de curvas cota-volume, foram obtidas, por Mamede (2008), utilizando-se a equação proposta por Molle (1989).

3.3. Resultados e discussão

Para análise dos padrões de produção de sedimentos e conectividade na bacia do Benguê, duas simulações foram realizadas com o modelo WASA-SED em passo diário. Primeiramente, o modelo foi aplicado utilizando-se dados climáticos reais para o período de 2001 a 2008. No entanto, devido à variação dos volumes diários de chuva e à sequência irregular de períodos secos e úmidos nos dados reais, a primeira simulação talvez não seja a abordagem mais apropriada para distinguir claramente os efeitos da mudança de conectividade na produção de sedimentos, daqueles relacionados à variabilidade da precipitação. Assim, uma segunda simulação foi realizada assumindo-se 30 dias com precipitação constante de 20 mm.dia⁻¹, totalizando 600 mm em um mês. No ano 2004, por exemplo, uma precipitação acumulada de 520 mm foi observada em um período de 26 dias, o que torna a segunda simulação realista.

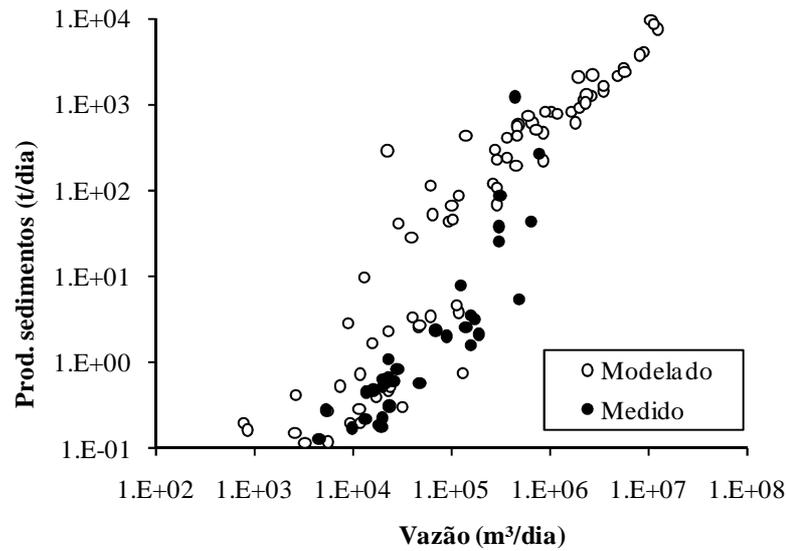
3.3.1. Desempenho do modelo

Devido à falta de um monitoramento contínuo da produção de sedimentos na bacia do Benguê durante o período de simulação (2001-2008), a validação do módulo de transporte de sedimentos do modelo WASA-SED não foi possível em escala diária. No entanto,

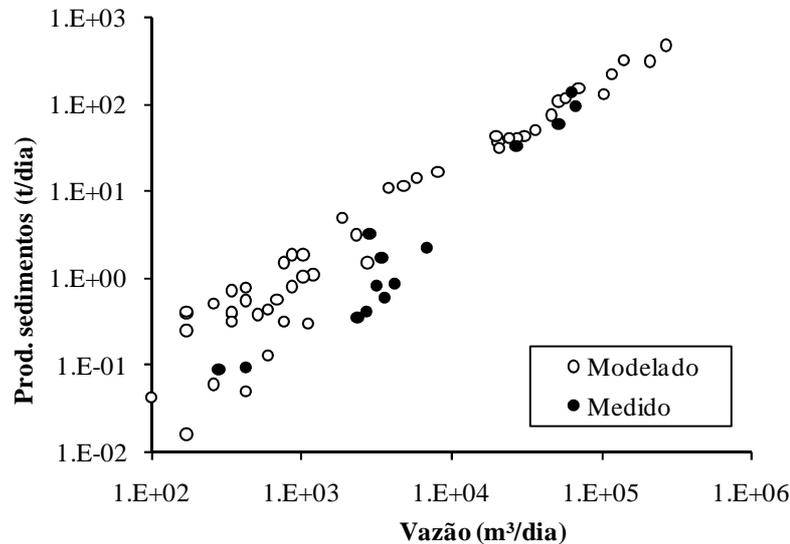
concentrações de sedimentos e vazões foram medidas no rio Umbuzeiro a montante do açude durante campanhas de monitoramento em 2007 e 2008. De ambas as observações, a produção de sedimentos foi calculada para 34 eventos e uma curva-chave de sedimentos foi elaborada. A produção de sedimentos foi então estimada (através do uso conjunto da curva-chave e do cálculo de vazões afluentes diárias por balanço hídrico – Medeiros et al., 2009c) para os anos de 2003 a 2008 como $14,6 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. A simulação com o modelo WASA-SED indica uma produção de $10,7 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ no mesmo período. A Figura 38a ilustra a relação entre produção de sedimentos diária e vazões no rio Umbuzeiro no exutório da bacia, para eventos modelados (2001 a 2008) e medidos (eventos específicos em 2007 e 2008).

De acordo com a Figura 38a, os resultados do modelo estão dentro da ordem de grandeza dos dados medidos. No entanto, uma variabilidade muito grande (a produção de sedimentos varia até duas ordens de grandeza para o mesmo volume escoado) ocorre para vazões menores, o que pode ser atribuído ao grau variado de influência do escoamento subsuperficial para o escoamento total no exutório. Para vazões maiores, que são menos influenciadas por contribuições subsuperficiais de água, a variabilidade da produção de sedimentos é consideravelmente reduzida. Essa característica torna as previsões do modelo mais confiáveis, uma vez que eventos de grande magnitude são responsáveis pela maior parcela do sedimento gerado (nessa simulação, os dez maiores eventos são responsáveis por aproximadamente 70% da produção de sedimentos total no período de simulação). Apesar de os dados medidos não cobrirem toda a faixa de valores simulados de vazão, há uma boa indicação de que o esquema de modelagem adotado no modelo WASA-SED seja capaz de prever a produção de sedimentos em escala diária dentro da ordem de grandeza de valores observados, especialmente para os eventos mais expressivos.

Análise semelhante foi realizada para a Bacia Experimental de Aiuaba, onde medidas indicam produção de sedimentos de $24,6 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ no período de 2003 a 2008 (Farias, 2008). Nessa bacia, o modelo WASA-SED estimou produção média de $23,5 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ no mesmo período. No que diz respeito à relação entre produção de sedimentos e vazão no exutório da bacia, a Figura 38b indica que a dispersão dos dados é muito menor nessa escala que aquela simulada no exutório da bacia do Benguê. Isso ocorre devido à menor influência do escoamento subsuperficial na bacia de Aiuaba, tornando as estimativas do modelo mais robustas.



a) Bacia do Benguê



b) Bacia de Aiuaba

Figura 38. Relação entre produção de sedimentos e vazões diárias para eventos medidos e modelados

Os resultados ora apresentados são particularmente notáveis diante da complexidade dos processos de erosão e transporte de sedimentos envolvidos, incluindo transferência de sedimentos das vertentes para a rede de drenagem, deposição de sedimentos ao longo de sua trajetória e retenção em pequenos reservatórios.

3.3.2. Padrão espacial de conectividade

Para o período de 2001 a 2008, a simulação da bacia hidrográfica do Benguê com o modelo WASA-SED mostrou que o percentual de sedimentos que atingem a rede de drenagem e conseqüentemente o exutório da bacia (razão de aporte de sedimentos) corresponde a 24% do total erodido estimado pela USLE. A retenção de sedimentos em

pequenos reservatórios, por sua vez, totalizou 17% do total erodido, enquanto que 59% foi depositado ao longo da topografia, que representou o principal elemento de deposição de sedimentos. Em relação ao total que atingiu a rede de drenagem, 42% ficaram retidos em açudes. Apesar de maiores percentuais de retenção terem sido mencionados em estudos publicados anteriormente (por exemplo, Araújo et al., 2003), deve-se considerar que os açudes na bacia do Benguê são muito pequenos (65% com capacidades de armazenamento inferior a 25.000 m³) e que o período de simulação incluiu um ano excepcionalmente chuvoso (2004), produzindo vertimento frequente e, portanto, efluência de sedimentos desses reservatórios. Adiciona-se o fato de que a área controlada por esses reservatórios corresponde a somente 45% da bacia, ou seja, 55% da área da bacia do Benguê drena diretamente para o exutório (Mamede, 2008).

De acordo com os resultados, o ano de 2004, sozinho, foi responsável por 66% do total de escoamento no período de simulação. De maneira similar, a maior parcela de sedimentos foi gerada nesse ano (60% do total). Devido à predominância de escoamento e produção de sedimentos no período chuvoso de 2004, a análise dos padrões espaciais de conectividade ao longo da topografia foi concentrada nesse período. A Figura 39 ilustra a resposta simulada na bacia do Benguê de 10 de janeiro de 2004 a 9 de fevereiro de 2004. Com base nas simulações, dois dias com vazões similares, porém produções de sedimentos significativamente diferentes, foram considerados para análise de conectividade: 21 de janeiro (evento 1), próximo ao início do período chuvoso (165 mm de precipitação acumulada nos 15 dias antecedentes), e 28 de janeiro (evento 2) (346 mm de precipitação acumulada nos 15 dias antecedentes).

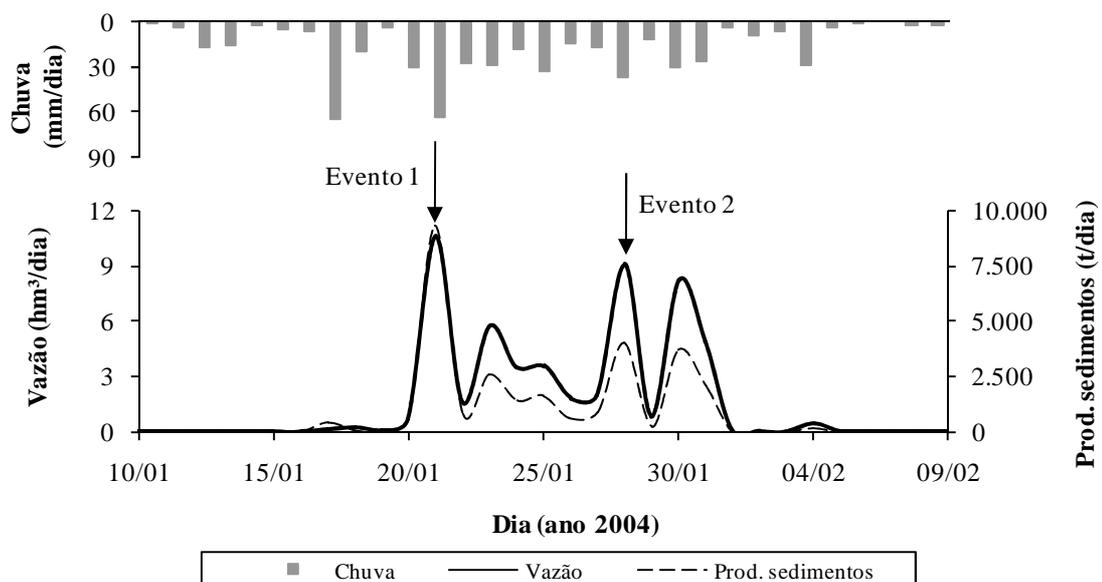


Figura 39. Resposta da bacia do Benguê simulada com o modelo WASA-SED

Os resultados apresentados na Figura 39 indicam que uma precipitação de 63 mm no dia 21/01 gerou uma vazão de $10,6 \text{ hm}^3.\text{dia}^{-1}$, enquanto que uma vazão de $9,1 \text{ hm}^3.\text{dia}^{-1}$ (85% daquela registrada no evento 1) foi observada para o evento do dia 28/01 com uma precipitação de 37 mm (58% do total do evento 1). Uma análise mais detalhada do padrão espacial da chuva (Figura 40) indica que não somente a magnitude da precipitação, mas também seu padrão espacial foi consideravelmente diferente nos dois eventos. Enquanto uma elevada variabilidade foi observada no evento 1, um padrão mais uniforme ocorreu no evento 2.

Devido às diferenças na precipitação e na umidade do solo, os padrões de escoamentos gerados nos dois eventos diferiram fortemente. Para o evento de 21/01, a maior parte do escoamento que atingiu o exutório da bacia foi gerada na região noroeste, onde a lâmina precipitada foi maior. O restante da bacia contribuiu com volumes escoados muito pequenos. No dia 28/01, por sua vez, o escoamento foi gerado de maneira mais uniformemente distribuída ao longo da bacia, resultando em um escoamento total equivalente àquele do evento 1. Apesar da menor magnitude da chuva no evento 2, a elevada umidade do solo consequente da precipitação ocorrida nos dias anteriores causou uma maior geração de escoamento, menores perdas por infiltração e, portanto, maior conectividade da bacia para os fluxos hídricos, resultando em maiores coeficientes de escoamento de maneira geral.

Apesar de os volumes escoados terem sido semelhantes, a produção de sedimentos foi bastante diferente nos dois dias, com mais de 9.000 t atingindo o exutório da bacia no dia 21/01 e somente 4.000 t no dia 28/01. Com relação ao padrão espacial da geração de sedimentos, grandes quantidades de sedimentos produzidos no evento 1 originaram-se na região com maiores chuvas, onde a maior parte do escoamento teve origem (Figura 41). Naquela área, baixa deposição é observada, indicando que a bacia está bem conectada à rede de drenagem. No evento 2, o escoamento foi gerado de maneira mais distribuída na bacia e a intensidades moderadas. Portanto, nenhuma área com produção de sedimentos muito elevada é observada. Ao invés disso, sedimentos são gerados a taxas mais baixas, mas contribuem de maneira mais uniforme para a produção total na bacia. Isso ocorre porque os componentes de terreno e as vertentes estão, de modo geral, bem conectados após os 237 mm de chuva nos sete dias que separam os dois eventos, conforme expresso pelas baixas taxas de deposição em uma área maior (Figura 41). Algumas exceções são as bordas sul e oeste da bacia, que pertencem aos Altos Planaltos Sedimentares, acima dos quais os solos apresentam alta permeabilidade, e uma área próxima ao exutório, onde os solos são profundos. Essas características tendem a reduzir o escoamento superficial e a produção de sedimentos mesmo após uma sequência de dias chuvosos.

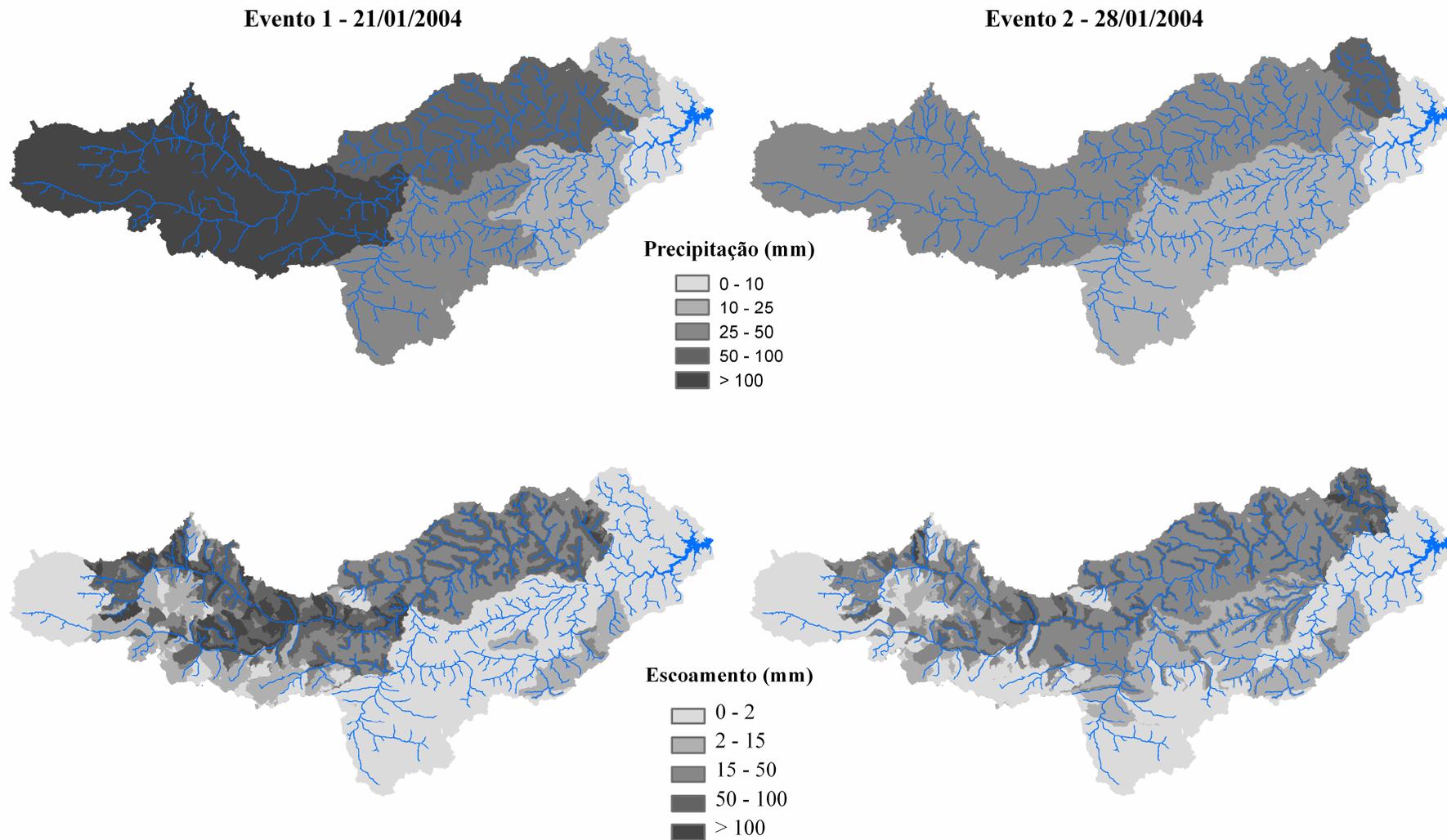


Figura 40. Padrão espacial de precipitação e escoamento superficial na bacia do Benguê para os dias 21/01/2004 e 28/01/2004 na escala de Componente de Terreno

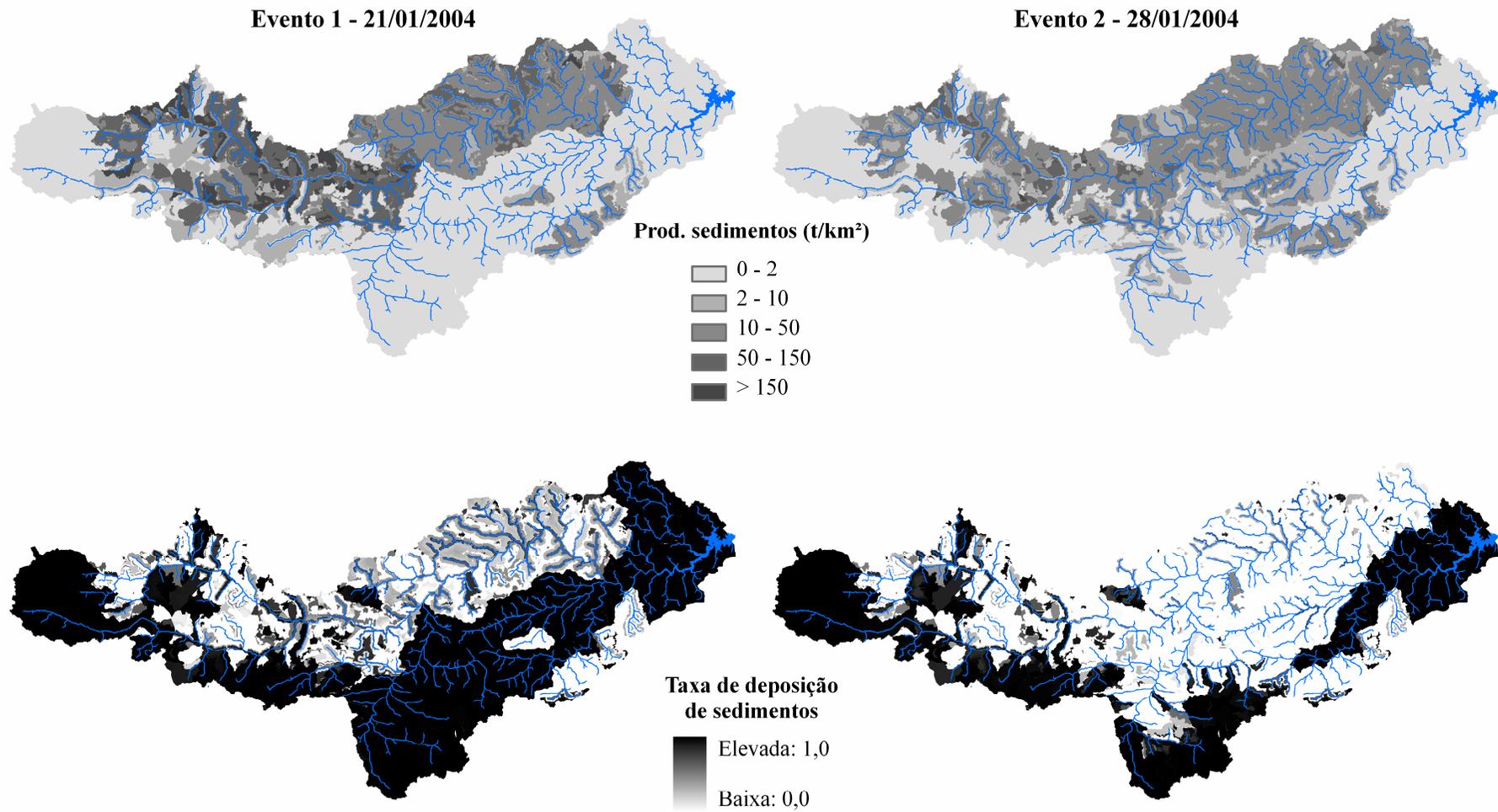


Figura 41. Padrão espacial de produção de sedimentos e taxa de deposição de sedimentos na bacia do Benguê para os dias 21/01/2004 e 28/01/2004 na escala de Componente de Terreno

3.3.3. Padrão temporal de conectividade

A evolução temporal de conectividade na bacia do Benguê foi estudada mais detalhadamente para o experimento sintético, assumindo-se uma precipitação constante de 20 mm durante 30 dias consecutivos. Esse volume de chuvas é consistente com observações no ano de 2004, quando uma precipitação média diária de 21 mm foi registrada durante um período de 25 dias consecutivos (11/01 a 04/02, na Figura 39). Outros dados climáticos (temperatura, umidade relativa, radiação) foram admitidos iguais aos da série observada no período de 11/01/2004 a 09/02/2004. A simulação admitiu que as chuvas foram antecedidas por um período seco de 60 dias de forma a se estabelecer condições iniciais adequadas no início do período chuvoso. Uma vez que a precipitação diária foi mantida constante no tempo e no espaço nesse experimento, qualquer mudança de conectividade nos resultados da simulação é função somente de características da bacia e da variação dos padrões de umidade do solo.

A Figura 42 apresenta a evolução temporal de vazão e produção de sedimentos no exutório da bacia. Devido às condições iniciais secas, o aporte de água e sedimentos ao reservatório Benguê inicia-se em torno de 5 dias após o início das chuvas. Com o aumento da umidade do solo após os primeiros dias chuvosos, o escoamento é gerado inicialmente a taxas reduzidas e aumenta rapidamente após o 15º dia. Por volta do 25º dia, a umidade do solo e sua distribuição espacial atingem condição aproximadamente constante de umidade, o que corresponde à saturação em áreas com solos rasos. Como consequência, a geração de escoamento aproxima-se de um comportamento estacionário nesse período. Um padrão temporal similar é observado para a produção de sedimentos.

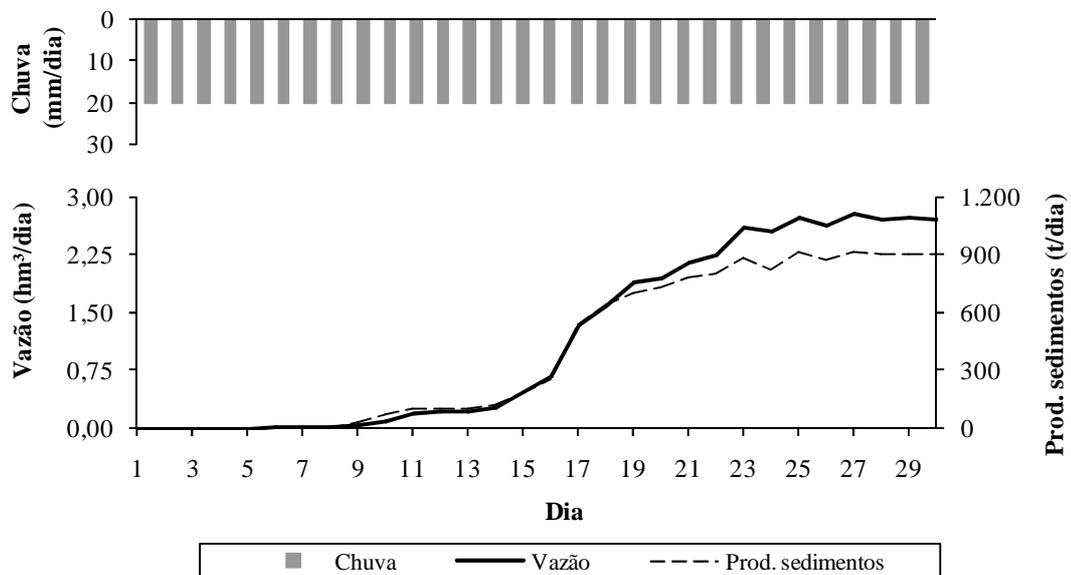


Figura 42. Evolução temporal de escoamento e produção de sedimentos simulados no exutório da bacia do Benguê para o experimento sintético

Com relação ao transporte de sedimentos, como tendência geral há uma intensificação da produção de sedimentos com o aumento da umidade do solo durante o período chuvoso, assim como uma redução das taxas de deposição (Figura 43). Áreas maiores da bacia se conectam e contribuem para a produção de sedimentos total, à medida que a lâmina escoada aumenta e a bacia se torna menos eficiente em reter os sedimentos gerados.

Assim como ocorreu com a simulação utilizando dados climáticos reais, uma grande área na região noroeste da bacia é inicialmente conectada quando uma chuva constante e uniformemente distribuída é considerada, indicando que não somente os totais precipitados, mas também características físicas da bacia, são responsáveis por esse padrão. Naquela região, os solos são rasos (aproximadamente 0,7 m de profundidade sobre substrato cristalino) e, portanto, o solo satura-se após alguma chuva produzindo alta conectividade. Nas áreas central e nordeste, que se conectam em torno do 20º dia, os solos também são rasos, mas a permeabilidade é menor. Nessas áreas, a saturação ocorre alguns dias depois. Mesmo que alguma precipitação excedente seja observada entre o 10º e o 15º dia, o escoamento é suficiente para carrear somente pequenas parcelas do sedimento erodido. Nas bordas oeste, leste e sul, há uma predominância de solos mais profundos (espessura de 2 m, em média) abaixo dos quais não há embasamento cristalino, o que permite uma infiltração profunda. Nessas áreas, a conectividade continua bastante reduzida mesmo após grandes volumes precipitados. Em escala menor, os principais fatores que influenciam a conectividade também podem ser analisados. Por exemplo, uma relação entre deposição (baixa conectividade) e baixas declividades pode ser notada para vertentes individuais. Como tendência geral na escala de vertente, maiores taxas de deposição são identificadas nos topos das vertentes e nos vales, onde as declividades do terreno tendem a ser menores. Nas áreas onde a bacia está bem conectada, os trechos intermediários das encostas mostram-se eficientes quanto ao transporte de sedimentos.

A variação temporal da eficiência quanto ao transporte de sedimentos indica que, em escalas maiores, características regionais, como tipo de solo, podem ser úteis na previsão de padrões de conectividade. Em escalas menores, a variabilidade de características locais (posição na encosta, declividade) parece desempenhar um papel mais importante no transporte de sedimentos.

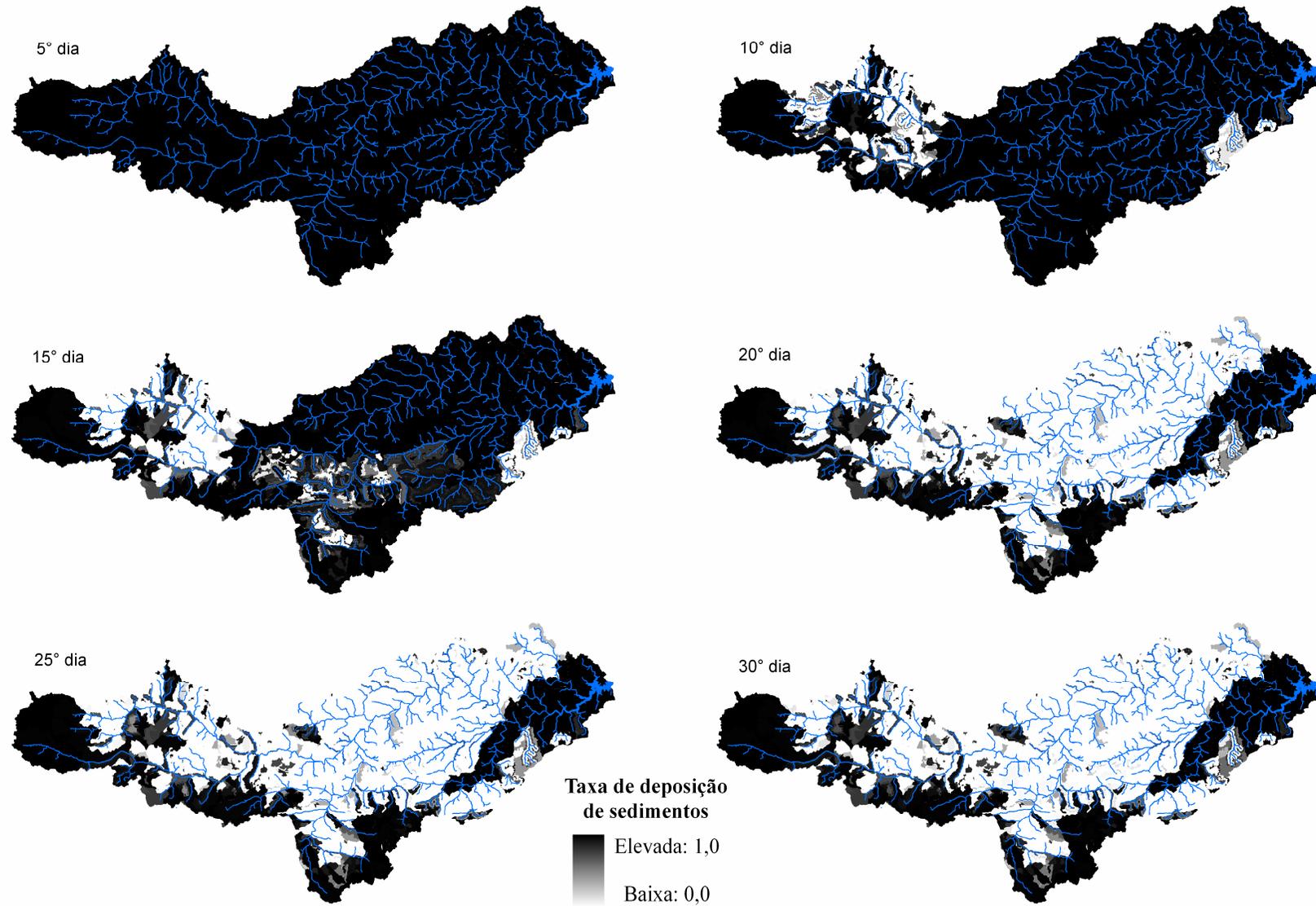


Figura 43. Taxas de deposição de sedimentos na bacia do Benguê na escala de Componente de Terreno, admitindo-se a ocorrência de chuva diária constante de 20 mm durante 30 dias

3.4. Conclusões

As simulações realizadas com o modelo WASA-SED para a bacia hidrográfica do açude Benguê sugerem que o modelo é capaz de estimar os padrões espaciais de conectividade, apesar da falta de dados para validação dos resultados distribuídos. Observa-se conformidade entre produção de sedimentos medida e modelada no exutório da bacia, assim como na sub-bacia de Aiuaba. A discretização espacial de maneira hierarquizada considerada no modelo permite a transferência dos processos erosivos simulados na escala de componente de terreno (10^{-1} km²) para a escala de bacia hidrográfica (10^3 km²). Isso é possível devido à simulação de processos como redistribuição lateral de água e reinfiltração, resultando na simulação explícita da deposição de sedimentos ao longo de sua trajetória, suprimindo o uso de uma equação concentrada de razão de aporte de sedimentos. Conforme demonstrado por Verstraeten et al. (2007), uma modelagem espacialmente distribuída do transporte de sedimentos é essencial para representar a variabilidade dos processos de transferência de sedimentos em uma bacia hidrográfica, possibilitando a identificação das áreas contribuintes. A principal vantagem da abordagem ora utilizada é sua aplicabilidade a grandes áreas, de até 10^5 km². Outro destaque é a consideração de características específicas de regiões semiáridas (como escoamento do tipo Hortoniano, reinfiltração e simulação de densas redes de reservatórios), que são particularmente importantes na área de estudo.

Os resultados do modelo também indicam a importância destacada da topografia na conectividade, já mencionada por outros pesquisadores (por exemplo, Verstraeten, 2006; Fryirs et al., 2007a; Bracken e Croke, 2007; Kinnell, 2008), já que a produção de sedimentos foi estimada satisfatoriamente apesar de outros fatores, tais como barreiras de vegetação e atividade biológica no solo, não terem sido considerados na modelagem. Portanto, esses fatores indicados por Cammeraat (2002, 2004) e Puigdefabregas et al. (1999) como intervenientes na conectividade na escala de lote, parecem desempenhar um papel secundário na escala de bacia hidrográfica. De fato, medidas no sul da Espanha (Puigdefabregas et al., 1999) indicaram que a conectividade na escala de vertente é mais influenciada pelos fluxos hídricos, que são extremamente dependentes das características do solo e da topografia.

De acordo com os resultados para a bacia do Benguê, o padrão espacial de conectividade em ambientes semiáridos parece ser fortemente relacionado não somente à chuva, mas também à umidade antecedente do solo. Apesar de haver predominância de iniciação de escoamento por processo Hortoniano nesses ambientes (Bracken e Croke, 2007; Cammeraat, 2004; Güntner e Bronstert, 2004), solos rasos sobre substrato cristalino podem

produzir escoamento por saturação. Isso foi especificamente simulado no experimento sintético, no qual a conectividade apresentou elevada variabilidade espacial de acordo com a profundidade do solo, apesar da chuva constante no espaço.

As simulações indicam também que, na bacia do Benguê, a produção de sedimentos é limitada pelas condições de transporte, e não pela disponibilidade de material erodido. Apesar das reduzidas taxas de erosão devido ao bom estado de conservação da vegetação na bacia, o transporte de sedimentos ocorre, de modo geral, a taxas potenciais. Esse padrão é uma consequência das pequenas lâminas escoadas superficialmente na região, o que reduz sensivelmente a capacidade de transporte de sedimentos. A limitação por condições de transporte é ilustrada pela similaridade observada entre os padrões espaciais de escoamento superficial e produção de sedimentos na bacia estudada, mesmo para eventos de grande magnitude. O conhecimento dessa característica é fundamental para o estabelecimento de políticas de conservação, visto que medidas para a redução da erosão, ainda que importantes do ponto de vista de manutenção da qualidade ambiental, teriam pouco ou nenhum impacto sobre a produção de sedimentos na escala da bacia.

4. USO DE CÉSIO-137 PARA VALIDAÇÃO DA MODELAGEM DISTRIBUÍDA DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS

4.1. Introdução

Modelos hidrossedimentológicos têm sido a principal ferramenta utilizada para a estimativa dos padrões espaciais dos processos erosivos em bacias hidrográficas. No entanto, a validação dos resultados desses modelos é geralmente comprometida pela escassez de dados medidos dos fluxos de sedimentos. Para solucionar esse problema, autores têm quantificado de maneira indireta os processos de erosão e deposição de sedimentos através de traçadores, com destaque para o Césio-137 (^{137}Cs), observando-se aumento significativo de publicações sobre o tema na última década (Ritchie e Ritchie, 2001). O Césio-137 é um isótopo radioativo artificial, subproduto da fissão nuclear do urânio e do plutônio, encontrado em solos do mundo inteiro como resultado da precipitação, a partir da atmosfera, de material liberado nos testes nucleares pós II Guerra Mundial. Uma vez depositado no solo, o ^{137}Cs é fortemente adsorvido às partículas de argila, sendo sua redistribuição lateral associada à erosão, transporte e deposição de sedimentos. Para estimativa da erosão com base na ocorrência do isótopo, admite-se que o mesmo foi depositado de maneira uniforme na área de estudo. Comparando-se amostras em locais selecionados com amostras de referência, é possível estimar a redistribuição de solo com base na perda (erosão) ou ganho (deposição) do traçador.

Zapata (2003) afirma que o uso de radionuclídeos, em especial do ^{137}Cs , é uma técnica eficaz para estudos de erosão, apontando como principal vantagem do método a obtenção de informação retrospectiva de médio prazo (30-40 anos) sobre os padrões espaciais de erosão/deposição sem a necessidade de programas intensivos de monitoramento. Além disso, a técnica não apresenta as limitações inerentes a métodos-padrão (lotes experimentais, monitoramento contínuo da erosão) relacionadas à representatividade dos dados obtidos e sua resolução espacial, ao potencial para obtenção de informação de longo prazo, ao padrão espacial de erosão/deposição em grandes áreas, e aos custos envolvidos.

Apesar de sua comprovada aplicabilidade a estudos de erosão e das vantagens associadas a seu uso, a técnica de medição do inventário de ^{137}Cs para determinação da redistribuição de solo tem sido pouco empregada no Brasil, destacando-se estudos isolados realizados em Piracicaba (Bacchi, et al., 2003), Londrina (Andrello, 2004) e Campinas (Correchel et al., 2006). Apesar de a precipitação de ^{137}Cs ter sido significativamente maior no hemisfério norte que no hemisfério sul, devido à predominância de testes nucleares no

hemisfério norte (Zapata, 2003), esses estudos comprovam a possibilidade de uso da técnica no Brasil.

No semiárido brasileiro não há trabalhos documentados sobre o uso de ^{137}Cs em estudos de erosão. Apesar de investigações dessa natureza já terem sido realizadas em bacias semiáridas (Onda et al., 2007, por exemplo), Chappell (1999) alerta para possíveis dificuldades de aplicação do método nesses ambientes, quais sejam:

- Dificuldade de identificar uma área não perturbada para extração da amostra de referência devido ao transporte de sedimentos ocasionado pelo vento;
- Em regiões semiáridas, onde normalmente há pouca informação sobre a distribuição de ^{137}Cs , há dificuldade para calibração de um modelo que relacione o padrão de redistribuição do isótopo com taxas de erosão/deposição.

A técnica de análise do inventário de ^{137}Cs tem sido utilizada com sucesso não somente na quantificação e determinação dos padrões de erosão em bacias hidrográficas, como também para validar modelos de erosão e produção de sedimentos, conforme realizado por Warren et al. (2005) e Walling et al. (2003). Além disso, a relação de atributos do terreno com dados de redistribuição de solos medidos pela técnica de ^{137}Cs (por exemplo, Pennock, 2003), permite estabelecer critérios para identificação de áreas mais susceptíveis à erosão ou à deposição e estimar o padrão espacial dos processos sedimentológicos em escala regional.

4.2. Método

Devido aos custos elevados para implantação e operação de uma seção de monitoramento hidrossedimentológico, apenas três dessas seções são mantidas na bacia hidrográfica do Benguê pelo Grupo de Pesquisa HIDROSED: uma seção no Rio Umbuzeiro, imediatamente a montante do açude Benguê; uma seção no Riacho Verde, a montante de seu deságue no açude Benguê; e uma seção na Bacia Experimental de Aiuaba. Com isso, a validação dos resultados do modelo WASA-SED utilizando-se o método convencional, no qual se comparam as estimativas do modelo com medidas dos fluxos de sedimento, ficaria limitada a esses locais.

Além da validação do modelo para as seções de monitoramento, apresentada no Capítulo 3, utilizou-se nesta pesquisa a técnica de ^{137}Cs como forma alternativa de validar as estimativas do modelo de maneira espacialmente distribuída na bacia do Benguê. Buscou-se, com isso, realizar um teste mais rigoroso da capacidade de o modelo WASA-SED simular os processos hidrossedimentológicos.

Realizou-se então simulação diária, semi-distribuída da produção de sedimentos na bacia do Benguê no período de 1963 a 2008. Utilizou-se, para isso, o modelo WASA-SED com a mesma parametrização descrita no Capítulo 3. Devido à escassez de informações sobre o uso do solo na bacia em épocas passadas, admitiu-se uma situação estacionária durante o período de simulação. Acredita-se que essa simplificação seja realista para a área de estudo, uma vez que a bacia é pouco explorada e tem baixa densidade populacional mesmo atualmente, predominando as mesmas atividades econômicas de décadas anteriores.

O período modelado com WASA-SED (1963 a 2008, compreendendo 16.802 dias simulados) corresponde àquele desde o pico de precipitação de ^{137}Cs até o ano de coleta das amostras. Com isso, foi possível uma comparação direta entre a redistribuição de solos modelada e estimada pela técnica de ^{137}Cs .

4.2.1. Técnica de ^{137}Cs para avaliação dos padrões de erosão, transporte e deposição de sedimentos

Conforme descrito por Andrello (2004), o método para estimativa de redistribuição de solo com base em medidas de ^{137}Cs consiste em admitir que a deposição do isótopo a partir da atmosfera (*fallout*) tenha ocorrido de maneira uniforme sobre a área de estudo e que o material tenha sido completamente adsorvido às partículas de solo. Assim, é possível inferir que o padrão de redistribuição de ^{137}Cs reflete o padrão de redistribuição de solo, sendo que em áreas com perda de ^{137}Cs predominam processos erosivos, enquanto que regiões que apresentam ganho relativo do isótopo representam áreas de deposição de sedimentos. Com base nessas suposições, a avaliação da redistribuição de solo pode ser realizada de duas maneiras: I. Comparação do valor do inventário de ^{137}Cs em um ponto amostrado com o inventário de referência, obtendo-se a erosão/deposição acumulada desde o pico do *fallout* desse radioisótopo a partir da atmosfera; II. Comparação do valor do inventário de ^{137}Cs em uma posição específica com o valor do inventário algum tempo depois na mesma posição, obtendo-se a erosão/deposição acumulada no período compreendido entre as duas medidas.

Para estimativa dos padrões de erosão, transporte e deposição de sedimentos na bacia do Benguê, utilizou-se o primeiro método mencionado, no qual os inventários de ^{137}Cs em locais específicos da área de estudo são comparados com o inventário de referência. No entanto, o padrão de precipitação de ^{137}Cs a partir da atmosfera e, portanto, o inventário de referência, são geralmente desconhecidos. A referência de inventário de ^{137}Cs é então obtida a partir de amostras de solo extraídas de áreas onde se admite não ter havido erosão ou deposição, ou que a movimentação de solo tenha sido insignificante desde o pico do *fallout* de ^{137}Cs .

A quantificação de erosão ou deposição de sedimentos no local estudado é realizada utilizando-se modelos que relacionam a redistribuição de solo com a perda ou ganho de ^{137}Cs em relação ao inventário de referência. Além de modelos empíricos desenvolvidos para condições específicas, Andrello (2004) destaca seis modelos teóricos indicados pela Agência Internacional de Energia Atômica (*International Atomic Energy Agency – IAEA*) para cálculo da erosão com base em medidas de ^{137}Cs , quais sejam: modelo proporcional; modelo de balanço de massa simplificado; modelo de balanço de massa refinado; modelo de distribuição de perfil e modelo de difusão e migração. Neste trabalho foram utilizados dois modelos de acordo com a distribuição vertical de ^{137}Cs no solo da região estudada.

O modelo de distribuição de perfil foi empregado para estimativa de erosão e deposição de sedimentos em regiões com solos não perturbados, ou seja, aquelas em que há uma tendência de redução do inventário do isótopo com a profundidade. Segundo esse modelo, a distribuição vertical de ^{137}Cs no solo segue uma função com decaimento exponencial, conforme a equação 24:

$$A'(x) = A_{ref} \left(1 - e^{-x/h0}\right) \quad (24)$$

A taxa média anual de erosão segundo o modelo de distribuição de perfil é expressa pela equação 25, conforme descrito por Walling e He (1999).

$$Y = \frac{10}{t_1 - t_0} \ln \left(1 - \frac{X}{100}\right) \cdot h0 \quad (25)$$

Nas Equações 24 e 25, $A'(x)$ é o inventário de ^{137}Cs acima da profundidade x ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$); A_{ref} é o inventário de ^{137}Cs de referência ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$); x é um indicador da profundidade a partir da superfície do solo ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$); $h0$ é o coeficiente que descreve a forma do perfil ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$); Y é a taxa média de erosão ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$); t_1 é o ano de coleta da amostra; t_0 é o ano de pico do *fallout* de ^{137}Cs (ano de 1963, segundo Walling e He, 1999); X é o percentual de redução do inventário de ^{137}Cs em relação ao inventário de referência.

Em áreas onde se identificou um revolvimento das camadas superficiais de solo, resultando em uma distribuição vertical uniforme de ^{137}Cs , utilizou-se o modelo proporcional. Nesse modelo, admite-se que há mistura completa do ^{137}Cs nas camadas superficiais do solo, e que a redistribuição lateral de solo é diretamente proporcional à distribuição do isótopo. Conforme apresentado por Walling e He (1999), no modelo proporcional a erosão é estimada pela seguinte equação:

$$Y = 10 \frac{B \cdot d \cdot X}{100(t_1 - t_0)} \quad (26)$$

em que: B é a densidade aparente seca do solo ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) e d é a profundidade de revolvimento do solo (m).

4.2.2. Amostragem de solo e análise de ^{137}Cs

A coleta de amostras de solo para análise do inventário de ^{137}Cs foi realizada em duas etapas utilizando-se métodos distintos de coleta em cada uma delas. Na primeira etapa do trabalho, realizou-se uma “amostragem individualizada”, ou seja, cada amostra de solo (cilíndrica, com diâmetro de 8 cm e profundidade de 25 cm) foi coletada e analisada individualmente. Nesta etapa, dois pontos foram amostrados em cada um dos dez Componentes de Terreno (unidade de modelagem do modelo WASA-SED) estudados, totalizando 20 amostras de solo. Na segunda etapa do trabalho, realizou-se uma “amostragem composta”, na qual seis amostras de solo (de dimensões semelhantes às anteriormente citadas) localizadas em uma mesma unidade de modelagem foram misturadas e analisadas como amostra única. Nesta etapa, uma vertente com cinco unidades de modelagem foi estudada, totalizando cinco amostras compostas analisadas. Na Figura 44 é apresentado o amostrador de solo utilizado nesta pesquisa. A Figura 45 indica a localização das cinco vertentes onde foi utilizada a técnica de ^{137}Cs para estudo dos padrões de redistribuição de solo na bacia do Benguê.



a) Detalhe do amostrador



b) Utilização do equipamento

Figura 44. Amostrador de solo utilizado na pesquisa

Os locais de amostragem foram escolhidos aleatoriamente dentro da área que se pretendia estudar, realizando-se, em cada Componente de Terreno, dois furos no caso da amostragem individualizada e seis furos quando se utilizou a amostragem composta. No entanto, evitou-se uma concentração de amostras a uma área pequena, realizando-se a coleta de maneira espacialmente bem distribuída dentro de um mesmo Componente de Terreno. Evitou-se também a coleta de amostras em pontos com características muito específicas, como voçorocas, e locais nitidamente perturbados por fatores externos, como formigueiros ou vazios provocados por raízes de vegetação morta.

Para determinação da referência do inventário de ^{137}Cs na região de estudo, três amostras foram coletadas em incrementos de 2 a 10 cm. Essa amostragem em incrementos permitiu também a identificação da distribuição vertical de ^{137}Cs no solo. A escolha do local das amostras de referência foi realizada de acordo com as recomendações de Andrello (2004), quais sejam:

- Proximidade à área de estudo;
- Altitude similar à da área de estudo de erosão, uma vez que aspectos orográficos podem influenciar na precipitação gerando variação no inventário de ^{137}Cs presente nos solos não-perturbados;
- Área não perturbada desde o início da década de 1960 (período de maior precipitação de ^{137}Cs) e sem sinais de erosão ou deposição;
- Área com declividade muito baixa e cobertura vegetal constante de grama ou vegetação similar;
- Amostragem distante de estradas.

De forma a contemplar uma possível variabilidade espacial no inventário de ^{137}Cs precipitado na bacia do Benguê, as três amostras de referência foram coletadas em locais diferentes, sendo duas na porção sul da bacia (R1, na Bacia Experimental de Aiuaba e R3, no limite sul da bacia do Benguê) e uma na porção oeste (R2) (ver Figura 45). Os três locais apresentam vegetação nativa e são pouco acessados por pessoas, localizando-se dentro da Estação Ecológica de Aiuaba (R1) ou distante de aglomerados humanos (R2 e R3). Os locais amostrados encontram-se ainda sobre solos profundos e com condutividade hidráulica relativamente elevada, onde o baixo coeficiente de escoamento pode ser confirmado pela escassez de uma rede de drenagem bem definida. Essa característica leva a crer que os processos erosivos são muito pouco expressivos nessas áreas e, portanto, o inventário seja representativo da referência na região.

Com relação à coleta e ao preparo de todas as amostras, foram adotados os seguintes critérios:

- Escolha de área com superfície bem definida e coleta em profundidade suficiente de modo a incluir todo o ^{137}Cs presente no perfil do solo. Essa profundidade foi identificada a partir dos perfis verticais de inventário de ^{137}Cs obtidos das amostragens em incrementos;
- Utilização de um amostrador cilíndrico de seção constante, com diâmetro de 8 cm e altura de 25 cm;
- Destorroamento suave das amostras, que foram em seguida passadas em peneira com abertura da malha de 2 mm, conforme sugerido por Andrello (2004). O material com granulometria inferior a 2 mm foi enviado para análise, sendo o restante descartado.

As amostras de solo foram analisadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada, da Universidade Estadual de Londrina. A detecção do inventário de ^{137}Cs foi realizada utilizando-se espectrometria de raios gama, liberados quando do decaimento do isótopo. A descrição completa do método de análise laboratorial das amostras de solo pode ser encontrada em Andrello (2004).

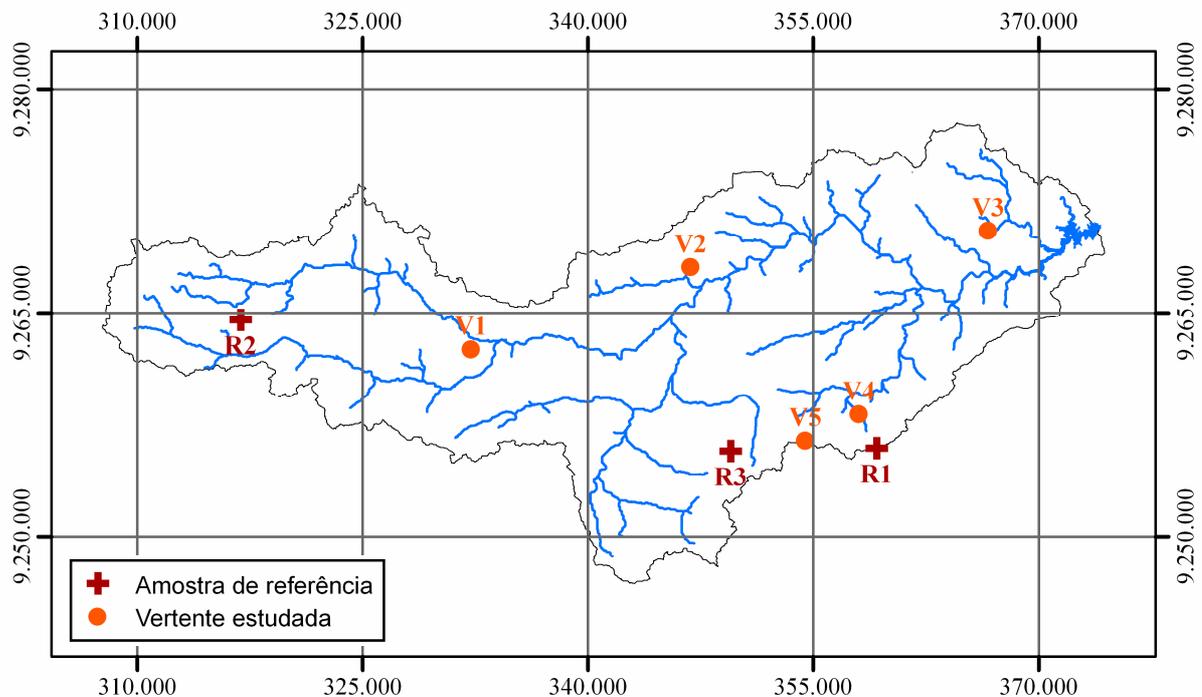


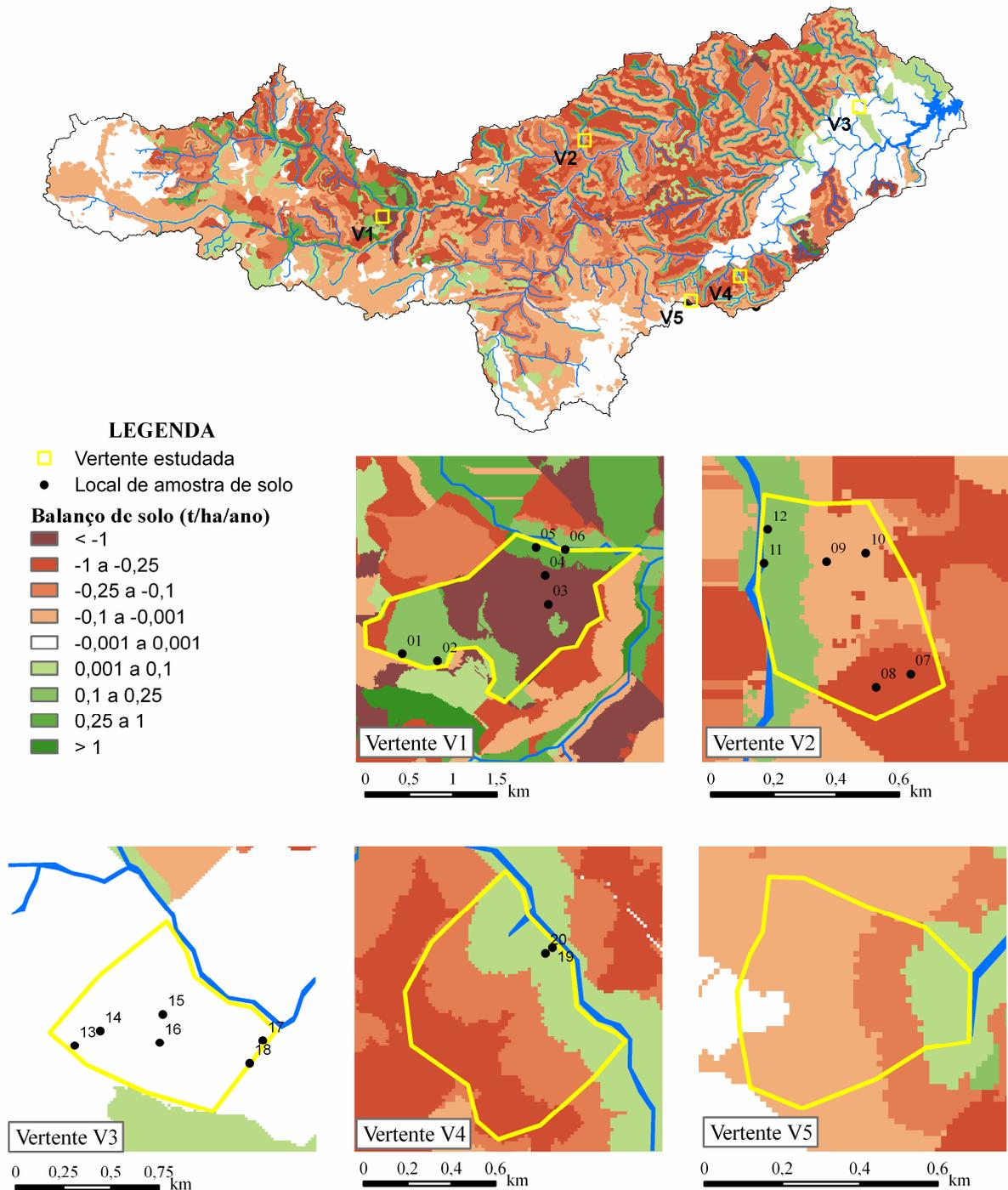
Figura 45. Localização das vertentes estudadas e das amostras de referência (Projeção UTM, Zona 24S, Datum SAD-69)

4.3. Resultados e discussão

A simulação hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do Benguê para o período de 1963 a 2008 indicou uma produção de sedimentos média de $9,0 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Do total dos sedimentos erodidos ($36,1 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$), 65% ficaram retidos ao longo da topografia, e 10% foram depositados em reservatórios superficiais, resultando em uma razão de aporte de sedimentos (ou *Sediment Delivery Ratio* – SDR) de 25%. A baixa produção de sedimentos na bacia do Benguê (Araújo et al., 2003, estimaram uma produção de sedimentos de $124,3 \text{ t.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ em uma bacia com características fisiográficas e climáticas semelhantes à do Benguê) é atribuída a dois fatores: 1) a bacia do Benguê apresenta baixo coeficiente de escoamento médio anual (2% contra média de 7% no Nordeste brasileiro), resultando em uma redução da capacidade de transporte de sedimentos; 2) a área é pouco explorada, apresentando bom estado de conservação da vegetação (Medeiros et al., 2009a; Araújo e Piedra, 2009).

A Figura 46 apresenta o padrão espacial da redistribuição de solos acumulada entre 1963 e 2008. Os resultados da simulação indicam relação direta entre a intensidade dos processos erosivos e o tipo de solo, conforme destacado por Medeiros et al. (aceito) e Medeiros et al. (2008). Nos extremos oeste e sul da bacia e nas proximidades do exutório, onde predominam solos relativamente profundos (2 m em média, enquanto que no restante da bacia os solos têm profundidade média de 0,6 m), o modelo estima redistribuição de solos praticamente nula mesmo em um longo período. Nessas áreas observam-se altas taxas de infiltração, que reduzem o coeficiente de escoamento superficial e, conseqüentemente, a capacidade de transporte de sedimentos. Observa-se também que o modelo tende a estimar deposição de sedimentos nas proximidades da rede de drenagem, onde as declividades são geralmente menores e, portanto, o escoamento tem menor capacidade de transportar os sedimentos erodidos a montante.

Nas estimativas de redistribuição de solo utilizando medidas de ^{137}Cs , o cálculo de erosão e deposição foi realizado utilizando-se o modelo de distribuição vertical mais apropriado para a amostra de referência mais próxima da vertente estudada: modelo de distribuição de perfil para solos não perturbados, com decaimento exponencial de ^{137}Cs ao longo do perfil (amostra R1, Figura 47a); e modelo proporcional para solos revolvidos, com distribuição vertical homogênea (amostras R2 e R3, Figuras 47b e 47c, respectivamente).



* Na vertente V5, a amostragem foi do tipo "composta" e as amostras de solo foram agrupadas

Figura 46. Redistribuição de solos acumulada entre 1963 e 2008 simulada, em passo diário, com o modelo WASA-SED na bacia do Benguê

Da Figura 47 é possível constatar uma elevada variabilidade no inventário de ^{137}Cs das três amostras coletadas em locais admitidos como referência. Em relação ao inventário total, as amostras de referência apresentaram variação de $58,6 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ (amostra R3) a $12,5 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ (amostra R2). Em relação ao seu perfil vertical, o inventário de ^{137}Cs também apresenta elevada variação nas três amostras, com profundidades variando de 8 cm (amostras R1 e R2)

a 25 cm (amostra R3) e distribuição também variável: decaimento de ^{137}Cs com a profundidade na amostra R1 e perfil homogêneo nas amostras R2 e R3. Outro fato que merece destaque é que os inventários de ^{137}Cs medidos na bacia do Benguê são muito baixos: uma ordem de grandeza inferiores aos medidos na região Sul do Brasil e duas ordens de grandeza inferiores aos inventários na Europa.

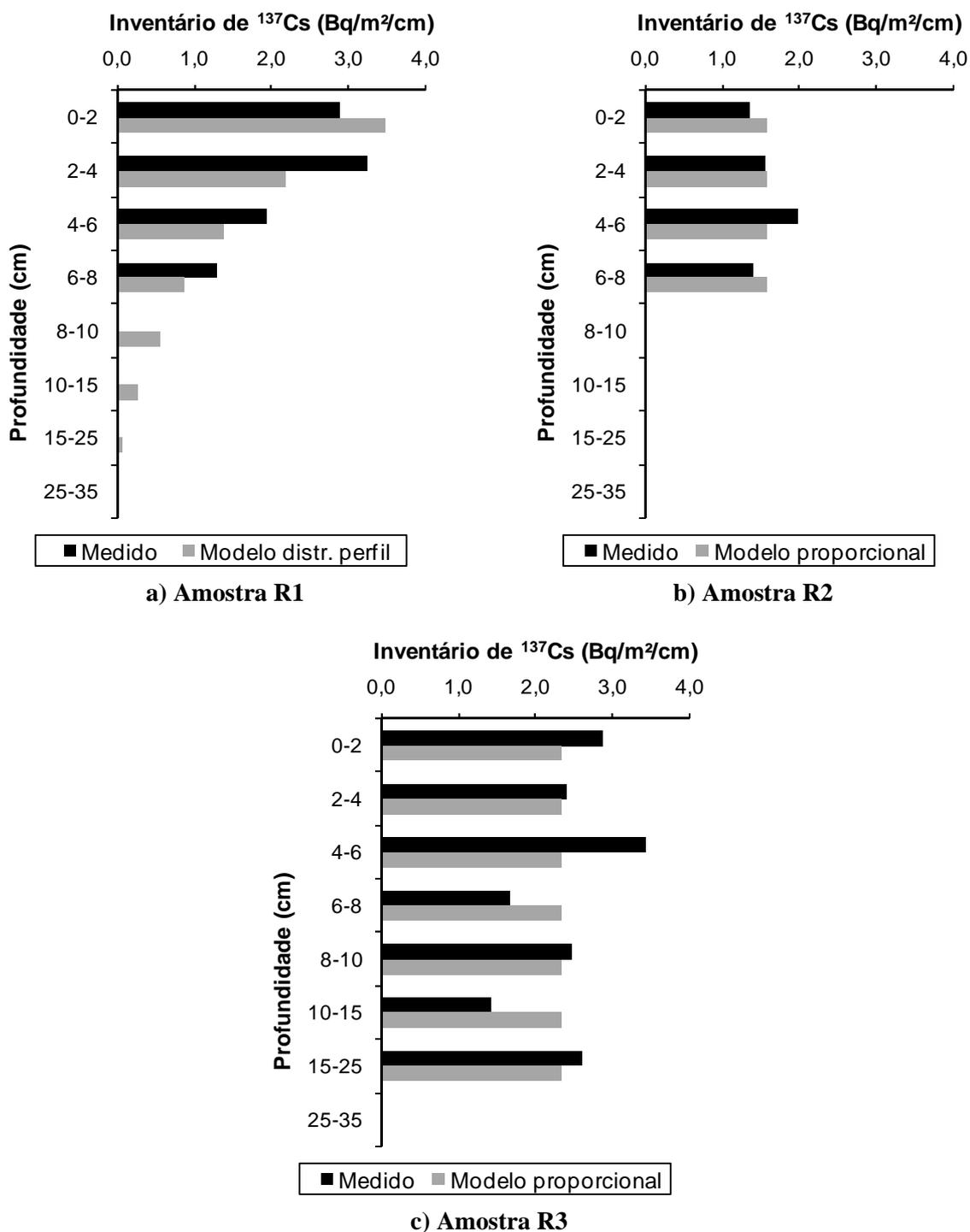


Figura 47. Perfis verticais do inventário medido e modelado de ^{137}Cs (amostras coletadas no ano de 2008)

A Tabela 10 apresenta os inventários de ^{137}Cs medidos nas amostras de solos das cinco vertentes estudadas. A detecção da atividade foi realizada através de análises de espectrometria gama.

Tabela 10. Inventários de ^{137}Cs nos pontos amostrados na bacia do açude Benguê

Identificação		Tempo de contagem (h)	Atividade de ^{137}Cs (Bq/kg)	Inventário de ^{137}Cs (Bq/m ²)
Vertente	Ponto			
V1	01	23.2	0.11	21.0
V1	02	12.5	0.19	33.7
V1	03	47.8	0.08	16.1
V1	04	22.2	0.11	22.7
V1	05	16.3	*	*
V1	06	11.0	*	*
V2	07	10.9	0.17	37.4
V2	08	9.8	0.13	28.3
V2	09	13.3	0.12	25.8
V2	10	12.5	0.09	20.1
V2	11	12.2	0.09	21.1
V2	12	23.7	0.11	23.4
V3	13	12.0	*	*
V3	14	11.2	0.09	20.4
V3	15	13.2	0.12	27.5
V3	16	11.7	0.10	22.9
V3	17	13.3	0.11	25.2
V3	18	11.7	0.08	17.9
V4	19	70.4	0.09	17.3
V4	20	20.3	0.12	23.0
V5	AC1	24.0	0.11	29.0
V5	AC2	10.2	0.17	39.5
V5	AC3	22.7	0.08	19.6
V5	AC4	24.0	0.24	62.8
V5	AC5	12.3	0.10	23.3

* Atividade de ^{137}Cs abaixo do limite mínimo de detecção (0,09 Bq/kg)

AC - amostra composta

Para validar de maneira espacialmente distribuída os resultados do modelo WASA-SED foram utilizadas medidas do inventário de ^{137}Cs nas cinco vertentes indicadas na Figura 46. Inicialmente, a comparação entre os resultados do modelo e aqueles indicados pela técnica de ^{137}Cs foi realizada qualitativamente, ou seja, admitindo-se compatibilidade entre os métodos quando ambos indicaram a predominância do mesmo processo, de erosão ou deposição (Medeiros et al., 2009b).

Nas vertentes V1, V2 e V4, para as quais se utilizou a amostragem individualizada, o percentual de compatibilidade entre os resultados do modelo WASA-SED e as estimativas da

técnica de ^{137}Cs foi de apenas 46%. Mesmo na vertente V3, que o modelo indicou como de produção de sedimentos nula, a diferença do inventário entre os pontos amostrados foi elevada, de até 50%. Esse desempenho aparentemente fraco se deve ao caráter pontual das amostras, em oposição à estimativa média do modelo WASA-SED em áreas de até centenas de hectares. Com isso, características localizadas, como convergência ou divergência de fluxo, por exemplo, influenciam consideravelmente a estimativa utilizando radioisótopos, enquanto que a modelagem semidistribuída é menos afetada por essas características. Essa hipótese é reforçada pelo fato de que, em alguns componentes de terreno, duas amostras apresentaram padrões opostos de redistribuição de solo, apesar de estarem localizadas em uma área onde o tipo de solo, a vegetação e a declividade são homogêneos: esperar-se-ia, portanto, um padrão de erosão/deposição também homogêneo. A Figura 48a ilustra a relação entre o balanço de solos estimado pelo modelo WASA-SED e o inventário de ^{137}Cs , indicando elevada dispersão dos pontos. Na Figura 48b, apresentam-se os balanços de solo pelos dois métodos, sendo possível observar que os resultados da técnica de ^{137}Cs diferem dos resultados do modelo em uma ordem de grandeza.

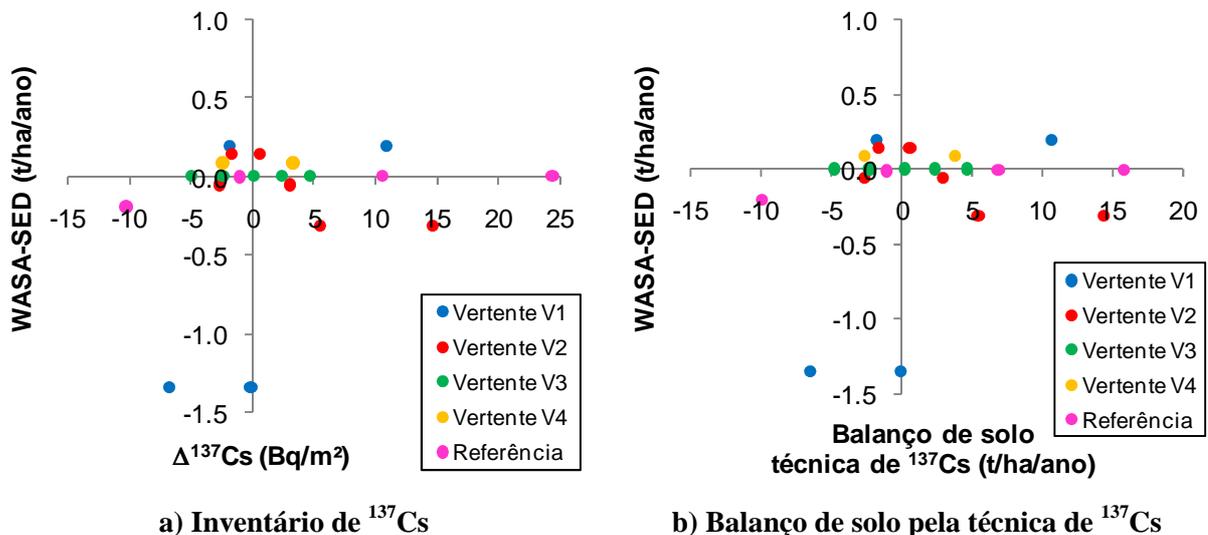


Figura 48. Balanço de solo estimado pelo modelo WASA-SED e resultados da técnica de ^{137}Cs para as amostras individualizadas

Visando-se minimizar os efeitos de características pontuais sobre as estimativas de ^{137}Cs , procedeu-se a amostragem composta (mistura de seis amostras). Foram, então, coletadas amostras compostas nos cinco componentes de terreno da vertente V5. Nessa vertente, o percentual de compatibilidade entre os resultados do modelo WASA-SED e da técnica de ^{137}Cs foi de 100%. Por exemplo, nas unidades em que o modelo WASA-SED previu elevadas taxas de erosão, as amostras apresentaram reduzido valor de ^{137}Cs , enquanto que, nas unidades em que o modelo previu deposição, o inventário do isótopo era superior ao

de referência (Figura 49a). Quantitativamente, a técnica de ^{137}Cs continua apresentando grandes diferenças, de até duas ordens de grandeza, em relação aos resultados do modelo WASA-SED, como ilustra a Figura 49b. Acredita-se que a combinação de dois fatores principais seja responsável por essa discrepância:

1. As baixas taxas de erosão e deposição na bacia do Benguê exigem um método preciso de medição de redistribuição de solos;
2. Os baixos inventários de ^{137}Cs detectados na região diminuem a precisão das análises de radiação gama liberada pelo isótopo.

Além disso, a própria modelagem de conversão do inventário de ^{137}Cs em taxa de erosão/deposição apresenta incertezas, que podem ser significativas dependendo das condições do estudo. Por exemplo, sabe-se que o radioisótopo utilizado é adsorvido preferencialmente a partículas de argila. Assim, para solos com elevado percentual de material mais graúdo, a medida de redistribuição de solo utilizando ^{137}Cs pode corresponder a uma pequena parcela do material efetivamente transportado. Ademais, o processo de enriquecimento de finos no transporte de sedimentos pode levar a uma superestimativa da taxa de erosão, visto que a mesma é quantificada com base na quantidade de argila, que se encontra em maior fração no material transportado em relação à massa de solo original.

No entanto, ressalta-se que outros estudos relacionando redistribuição de solo estimada por modelagem matemática e por inventário de ^{137}Cs (por exemplo, Walling et al., 2003; Warren et al., 2005) obtiveram resultados da mesma ordem de grandeza pelos dois métodos.

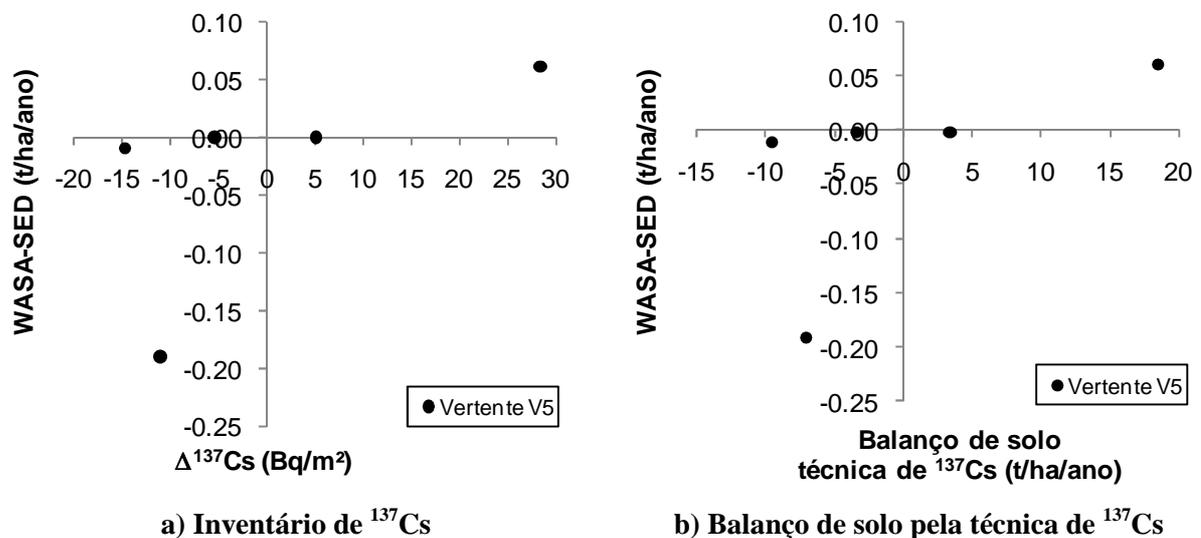


Figura 49. Balanço de solo estimado pelo modelo WASA-SED e resultados da técnica de ^{137}Cs para as amostras compostas

Apesar das diferenças quantitativas dos resultados dos dois métodos, a comparação, ainda que qualitativa, dá uma indicação da capacidade do modelo de prever o padrão espacial da redistribuição de solos na escala de Componente de Terreno, além da produção de sedimentos na escala de bacia hidrográfica. A compatibilidade verificada entre a redistribuição de solo modelada com o WASA-SED e estimada pela técnica de ^{137}Cs , particularmente para a amostragem composta, é destacável, tendo em vista as incertezas envolvidas nos dois métodos (Medeiros et al., 2009b):

- A delimitação das unidades de modelagem em WASA-SED envolve a agregação de diferentes vertentes em uma componente única com características admitidas homogêneas, resultando em perda de informação na escala de vertente;
- A estimativa dos fluxos de água e sedimentos ao longo da vertente no modelo WASA-SED contempla a simulação de um número significativo de processos, como balanço de água no solo, redistribuição lateral de água entre diferentes Componentes de Terreno, infiltração do escoamento a jusante, transporte de sedimentos em unidades de modelagem e transferência entre unidades de diferentes posições;
- Os inventários de ^{137}Cs identificados na área de estudo são muito baixos, até duas ordens de grandeza inferiores aos medidos na Europa (Walling e He, 1997; Porto et al., 2001, por exemplo) e uma ordem de grandeza inferiores aos inventários nas regiões Sul e Sudeste do Brasil (Bacchi et al., 2003; Andrello, 2004; Correchel et al., 2006), o que provoca perda de precisão nas análises laboratoriais;
- A identificação do inventário de referência envolve certo grau de incerteza, uma vez que não há informação disponível sobre o *fallout* de ^{137}Cs na região de estudo e as amostras de referência analisadas não se encontram necessariamente nas mesmas vertentes estudadas;
- A falta de um histórico de uso da terra na bacia do Benguê, especialmente para o período anterior à popularização do sensoriamento remoto, dificulta a escolha do modelo de distribuição vertical de ^{137}Cs no solo.

4.4. Conclusões

O uso da técnica de ^{137}Cs para determinação do padrão de redistribuição de solo, possibilitou a avaliação do desempenho do modelo WASA-SED na escala de Componente de Terreno. A amostragem de solo do tipo individualizada provocou grandes distorções, resultando em uma compatibilidade de apenas 46% entre estimativas com base no modelo e

em medidas do isótopo. Isso se deve ao caráter muito pontual das amostras inicialmente analisadas, resultando em uma grande influência de características localizadas sobre as estimativas de erosão e deposição. A amostragem composta, por sua vez, permitiu uma estimativa mais representativa dos padrões de redistribuição de solo nas unidades de modelagem admitidas no modelo WASA-SED. Para as trinta amostras coletadas, agrupadas em cinco amostras compostas, houve plena compatibilidade entre estimativas do modelo e da técnica de ^{137}Cs (100% de concordância). Quantitativamente, os dois métodos indicaram redistribuição de solos com diferenças de até duas ordens de grandeza, mesmo para a amostragem composta. Essa discrepância deve ser decorrente da incompatibilidade entre a precisão requerida para a aplicação do modelo (as taxas de redistribuição de solos são baixas na bacia do Benguê) e a precisão do método de ^{137}Cs para a área de estudo (os inventários de ^{137}Cs detectados na região são muito baixos).

Os resultados ora apresentados indicam que os radioisótopos, particularmente o ^{137}Cs , são uma ferramenta valiosa para a validação de estimativas distribuídas da produção de sedimentos. Ressalta-se ainda a importância de se escolher uma técnica de amostragem compatível com as estimativas a validar, tendo-se mostrado neste estudo a maior eficácia da amostragem composta de sedimentos em unidades de modelagem em relação à amostragem individualizada de solos.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A modelagem hidrossedimentológica espacialmente distribuída da bacia do Benguê, realizada no âmbito desta pesquisa, permitiu identificar como se dá o processo de geração de escoamento superficial nessa bacia semiárida e de que maneira isso afeta a produção de sedimentos e a conectividade.

É possível constatar do estudo que, em ambiente semiárido, o balanço de água no solo determina as condições de geração de escoamento: muito embora haja uma predominância de iniciação do escoamento superficial por processo Hortoniano, na escala de bacia hidrográfica o excesso de precipitação é percebido em eventos de grande magnitude ou após sequências de eventos chuvosos, quando a umidade do solo encontra-se elevada. Essa característica é decorrente da forma descontínua com que as camadas de solo são saturadas, permitindo que o escoamento gerado em posições elevadas seja reinfiltrado a jusante. Adicionalmente, a rede de reservatórios superficiais (um total de 121 na bacia do Benguê) representa uma barreira para a continuidade do fluxo, que só pode ser transposta quando há vertimento ou, em menor proporção, quando há regularização no rio. Assim, na escala de bacia hidrográfica, é necessário que determinadas condições de umedecimento sejam atingidas, elevando a conectividade hidrológica e impedindo que o escoamento superficial seja completamente interrompido antes de atingir o exutório.

Observa-se também uma influência marcante da variabilidade espacial da precipitação na geração de escoamento na região de estudo. As chuvas, de caráter predominantemente convectivo, ocorrem de maneira muito concentrada espacialmente, limitando a geração de escoamento à sua área de abrangência. Assim, áreas adjacentes dentro da bacia podem se comportar de maneira bastante distinta em um intervalo de tempo curto, exigindo uma densa rede de pontos de monitoramento para a correta estimativa dos fluxos hídricos.

No que diz respeito à dinâmica de sedimentos, as simulações realizadas indicam forte relação entre os padrões espaciais de produção de sedimentos e de escoamento superficial, uma vez que a produção de sólidos na bacia é restringida pelas condições de transporte. Em áreas com predominância de solos profundos e altas taxas de infiltração, a conectividade mantém-se muito baixa mesmo após grandes volumes precipitados, provocando a deposição dos sedimentos erodidos. Áreas com solos rasos sobre substrato cristalino, por sua vez, se conectam rapidamente após sequências de eventos chuvosos, conferindo elevada eficiência de transporte de sedimentos para a rede de drenagem.

De um modo geral, este estudo indica que, na escala de bacia hidrográfica, o padrão espacial de produção de sedimentos e conectividade na região semiárida estudada é fortemente relacionado a características do solo, como condutividade hidráulica e profundidade. Na escala de vertente, características topográficas locais, como posição na vertente e declividade, desempenham um papel mais importante no transporte de sedimentos.

Em ambientes semiáridos, a diversidade de processos atuantes e a descontinuidade dos fluxos de água e sedimentos entre escalas exigem que modelos hidrossedimentológicos distribuídos sejam capazes não somente de simular tais processos, como também de representar a variabilidade das características da bacia na pequena escala. Nesse sentido, o modelo WASA-SED mostra-se bastante robusto, visto que a discretização espacial de forma hierarquizada permite captar a variabilidade no padrão de geração de escoamento e produção de sedimentos na pequena escala, sem tornar a parametrização de grandes áreas uma tarefa impraticável. Além disso, a simulação de características específicas do semiárido, como escoamento do tipo Hortoniano, reinfiltração de escoamento a jusante, redistribuição lateral de escoamento e densa rede de reservatórios, apresenta-se apropriada para as condições do Nordeste brasileiro.

Este estudo dá uma boa indicação de que o modelo WASA-SED é capaz de representar os processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas, desde que a parametrização seja conduzida com um nível de detalhe compatível com a escala a analisar. Enquanto que os resultados de estudos anteriores mostraram-se fracos para bacias com áreas da ordem de 10^3 km² ou inferiores, as simulações da bacia do Benguê apresentaram bons ajustes mesmo para a escala de 10^1 km².

É possível concluir também que um arranjo aninhado de monitoramento de variáveis hidrológicas e sedimentológicas, conforme praticado pelo grupo de pesquisa HIDROSED na bacia do Benguê, mostra-se eficiente para a validação de modelos distribuídos. Nesta pesquisa, observa-se conformidade entre vazões e aportes de sedimentos medidos e modelados no exutório da bacia do Benguê, assim como na sub-bacia de Aiuaba. Isso leva a crer que os fluxos hídricos e de sedimentos são bem representados nas diversas escalas. O teste mais rigoroso, na escala de vertente, realizado com o uso de ¹³⁷Cs como traçador da redistribuição de solos, reforça essa conjectura, apesar de a compatibilidade entre os dois métodos (WASA-SED e ¹³⁷Cs) ser verificada apenas qualitativamente.

Como principal recomendação desta pesquisa de doutorado, sugere-se uma avaliação mais detalhada da parametrização do modelo WASA-SED, especialmente dos perfis representativos de solo, visando uma simulação precisa do balanço de água nesse

compartimento. Adicionalmente, recomenda-se o monitoramento de variáveis hidrológicas (vazão e umidade do solo) na escala de vertente, o que possibilitaria uma validação das estimativas do modelo de fluxos hídricos nessa escala.

Sugere-se também a continuação da análise de conectividade hidrológica e sedimentológica na região semiárida do Brasil avaliando-se, por exemplo, o efeito de planícies aluviais, vegetação de Caatinga e serrapilheira na infiltração de escoamento superficial e/ou na deposição de sedimentos. Com isso, seria possível identificar fatores adicionais que afetam a conectividade e avaliar qual a importância de cada um desses fatores nas diferentes escalas.

Por fim, o adensamento da rede de monitoramento hidrossedimentológico no semiárido brasileiro faz-se imprescindível. Conforme destacado, nessa região os processos ocorrem de maneira bastante concentrada no espaço e no tempo, exigindo uma elevada quantidade de estações e com intervalos de medidas mais frequentes que o diário (praticado atualmente) para um correto entendimento de como atuam esses processos. O conhecimento dos processos hidrológicos e de seus efeitos sobre o transporte de matéria na superfície terrestre é fundamental para a gestão de recursos hídricos, especialmente em uma região habitada por dezenas de milhões de pessoas e com escassez desses recursos, e onde uma gestão ineficiente pode resultar na falha ao atendimento de condicionantes fundamentais à vida.

BIBLIOGRAFIA

- Ackers, P., White, W.R. (1973) Sediment transport: new approach and analysis, *Journal of Hydrologic Engineering Div.-ASCE*, 99, 2041-2060.
- Aguiar, F.G. (1978) Estudos Hidrométricos do Nordeste Brasileiro. *Boletim Técnico do Departamento Nacional de Obras Contra as Secas*, 36(2), Fortaleza-CE.
- Aksoy, H., Kavvas, M.L. (2005) A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64, 247-271.
- An, Y.J., Kampbell, D.H., Breidenbach, G.P. (2002) *Escherichia coli* and total coliforms in water and sediments at lake marinas. *Environmental Pollution*, 120, 771-778.
- ANA (2009) Sistema de Informações Hidrológicas – HIDROWEB. Agência Nacional de Águas. <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Acesso em março de 2009.
- Andrello, A.C. (2004) Aplicabilidade do ^{137}Cs para medir erosão do solo: modelos teóricos e empíricos. Tese de doutorado, Universidade Estadual de Londrina, PR.
- Araújo, J.C. de, Piedra, J.I.G. (2009) Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. *Hydrological Processes*, 23(8), 1169-1178.
- Araújo, J.C. de, Medeiros, P.H.A. (2008) Water availability reduction in reservoirs for different sediment yield scenarios in a semiarid watershed. 13th IWRA World Water Congress, Montpellier, França.
- Araújo, J.C. de, Piedra, J.I.G., Costa, A.C. (2008) Densidade de medições pluviométricas e planejamento de recursos hídricos: o caso da bacia experimental de Aiuaba. IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, ABRH, Salvador, BA.
- Araújo, J.C. de (2007) Entropy-based equation to assess hillslope sediment production. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(13), 2005-2018.
- Araújo, J.C. de, 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.
- Araújo, J.C. de, 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, 301-307.
- Araújo, J.C. de, Knight, D.W. (2005) A review of measurement of sediment yield in different scales. *Rem: Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, 58(2), 257-266.
- Araújo, J.C. de, Döll, P., Güntner, A., Krol, M., Abreu, C.B.R., Hauschild, M., Mendiondo, E.M. (2004) Water scarcity under scenarios for global climate change and regional development in semiarid Northeastern Brazil. *Water International*, 29(2), 209-220.
- Araújo, J.C. de, Fernandes, L., Machado Júnior, J.C., Lima Oliveira, M.R., Cunha Sousa, T. (2003) Sedimentation of reservoirs in semiarid Brazil. In: *Global change and regional impacts: Water availability and vulnerability of ecosystems and society in the semi-arid Northeast of Brazil* (ed. T. Gaiser, M.S. Krol, H. Frischkorn e J.C. de Araújo), 205-216. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Araújo, J.C. de (2003) Assoreamento em reservatórios do semi-árido: modelagem e validação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(2), 39-56.

- Araújo, L.C.M. (2005) Análise da susceptibilidade à erosão dos solos da Estação Ecológica de Aiuba – CE. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Arnold, J.G., Williams, J.R., Griggs, A.D., Sammons, N.B. (1990) SWRRB: A basin scale simulation model for soil and water resources management. Texas A&M Univ. Press, College Station, USA.
- Ashida, K., Michiue, M. (1973) Studies on bed load transport rate in alluvial streams. Trans. Japan Society of Civil Engineers, 4.
- Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., Sparovek, G. (2003) Sediment spatial distribution evaluated by three methods and its relation to some soil properties. Soil & Tillage Research, 69, 117-125.
- Bagnold, R.A. (1956) The flow of cohesionless grains in fluids. Phil. Trans. Royal Soc. Lond. A246 (964), pp. 235-297.
- Barreto, F.M.S (2006). Contaminação da água subterrânea por pesticidas e nitratos no município de Tianguá, Ceará. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F., Monke, E.J. (1980) ANSWERS: a model for watershed planning. Transactions of the ASAE, 938– 944.
- Beuselinck, L., Steegen, A., Govers, G., Nachtergaele, J., Takken, I., Poesen, J. (2000) Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt. Geomorphology, 32, 69-82.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J. (2006) Measuring soil erosion by field plots: understanding the sources of variation. Earth-Sciences Reviews, 78, 267-285.
- Bracken, L.J., Croke, J. (2007) The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. Hydrological Processes, 21(13), 1749-1763.
- BRASIL (1997) Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997.
- Bronstert, A., Batalla, R.J., Araújo, J.C. de, Francke, T., Güntner, A., Mamede, G., Müller, E. N. (2007) Investigating erosion and sediment transport from headwaters to catchments to reduce reservoir siltation in drylands. In: Reducing the vulnerability of societies to water related risks at the basin scale (ed. A. Schumann e M. Pahlow), 119-122. IAHS-Publ. 317, IAHS Press, Wallingford, UK.
- Burte, J.D.P. (2008) Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semi-áridas: funcionamento e estratégias de gestão. Estudo de caso no Nordeste brasileiro. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Cammeraat, L.H. (2004) Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. Agriculture, Ecosystems and Environment, 104(2), 317-332.
- Cammeraat, L.H. (2002) A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. Earth Surface Processes and Landforms, 27(11), 1201-1222.
- Campos, J.N.B. (1996) Dimensionamento de reservatórios: o método do diagrama triangular de regularização. Edições UFC, Fortaleza, CE.

- Chappell, A. (1999) The limitations of using ^{137}Cs for estimating soil redistribution in semi-arid environments. *Geomorphology*, 29, 135-152.
- Chen, E., Mackay, D.S. (2004) Effects of distribution-based parameter aggregation on a spatially distributed nonpoint source pollution model. *Journal of Hydrology*, 295, 211-224.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1988) *Applied hydrology*. McGraw-Hill International Editions, Singapura. ISBN 0-07-010810-2.
- Correchel, V., Bacchi, O.S.S., De Maria, I.C., Dechen, S.C.F., Reichardt, K. (2006) Erosion rates evaluated by the ^{137}Cs technique and direct measurements on long-term runoff plots under tropical conditions. *Soil & Tillage Research*, 86, 199-208.
- Costa, A.C., (2007) Hidrologia de uma bacia experimental em Caatinga conservada no semi-árido Brasileiro. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Costa, C.A.G., Alexandre, D.M.B., Medeiros, P.H.A., Araújo, J.C. de (2009) Análise de sensibilidade da vazão regularizável em reservatórios de diferentes escalas. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande, MS.
- CPRM (2009) Sistema de Informações Sobre Águas Subterrâneas – SIAGAS. Serviço Geológico do Brasil. <http://siagas.cprm.gov.br/wellshow>. Acesso em fevereiro de 2009.
- CPRM (2001). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapas na escala 1:2.500.000. 4 CD-Rom. Brasília-DF.
- Creutzfeldt, B.N.A. (2006) Remote sensing based characterisation of land cover and terrain properties for hydrological modelling in the semi-arid Northeast of Brazil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geocologia, Universidade de Potsdam, Alemanha.
- de Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Van Rompaey, A., Govers, G. (2008) Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. *Global and Planetary Change*, 60, 393-415.
- de Vente, J., Poesen, J., Bazzoffi, P., Van Rompaey, A., Verstraeten, G. (2006) Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: the importance of sediment sources and connectivity in the Italian drainage basins. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1017-1034.
- Desmet, P.J.J., Govers, G. (1995) GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information. *Catena*, 25, 389-401.
- Everaert, W. (1991) Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(6), 513-532.
- Escarião, R.D. (2009) Influência do modelo na resposta hidrológica a cenários de mudanças climáticas. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife-PE.
- FAO (1993) Global and national soils and terrain digital databases (SOTER). Procedures Manual. World Soil Resources Reports, No. 74., FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), Roma, Itália.
- 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, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.

- Foster, G.R., Wischmeier, W.H. (1974). Evaluating irregular slopes for soil loss prediction, *Trans. ASAE*, 17, 305-309.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., Kasai, M. (2007a) Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena*, 70(1), 49-67.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., Spencer, J. (2007b) Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 84, 297-316.
- Francke, T., Güntner, A., Bronstert, A., Mamede, G.L., Müller, E.N. (2008) Automated catena-based discretization of landscapes for the derivation of hydrological modelling units. *International Journal of Geographic Information Science*, 22(2), 111-132.
- Frischkorn, H., Araújo, J.C. de, Santiago, M.M.F. (2003). Water resources of PiauÍ and Ceará. In: Gaiser; Krol; Frischkorn; Araújo. (Org.), *Global change and regional impacts*. 1 ed. Berlin: Springer Verlag, 87-94.
- Graf, W.H., Altinakar, M.S. (1998) *Fluvial hydraulics – flow and transport processes in channels of simple geometry*. John Wiley & Sons LTDA, ISBN 0-471-97714-4.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A. (1992) Physically based hydrologic modeling. 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 26(10), 2659-2666.
- Green, W.H., Ampt, G.A. (1911) Studies on soil physics: 1. Flow of water and air through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1-24.
- Güntner, A., Krol, M., Araújo, J.C. de, Bronstert, A. (2004) Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), 901-918.
- Güntner, A., Bronstert, A. (2004) Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modeling in semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, 297, 136-161.
- Güntner, A. (2002) Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil. Tese de doutorado, Instituto de Geoecologia, Universidade de Potsdam, Alemanha.
- Haan, C.T., Barfield, B.J., Hayes, J.C. (1994) *Design hydrology and sedimentology for small catchments*. Academic Press, ISBN 0-12-312340-2.
- Han, Q.W. (1980) A study on the non-equilibrium transportation of suspended load. *Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation*, 2 (Beijing China), 793-802.
- Han, Q., He, M. (1990) A mathematical model for reservoir sedimentation and fluvial processes. *International Journal of Sediment Research*, 5, 43–84.
- Helming, K., Auzet, A.V., Favis-Mortlock, D. (2005) Soil erosion patterns: evolution, spatio-temporal dynamics and connectivity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 131-132.
- IBGE (2009) Canal Cidades@, em: www.ibge.gov.br/cidadesat/default.php. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Acesso em junho de 2009.
- Imeson, A.C., Prinsen, H.A.M. (2004) Vegetation patterns as biological indicators for identifying runoff and sediment source and sink areas for semi-arid landscapes in Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104, 333-342.

- IRTCES (1985) Lecture notes of the training course on reservoir sedimentation. International Research of Training Center on Erosion and Sedimentation, Sediment Research Laboratory of Tsinghua University, Beijing, China.
- 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.
- Jacomine, P.K.T., Almeida, J.C., Medeiros, L.A.R. (1973) Levantamento exploratório – Reconhecimento de solos do Estado do Ceará. *Boletim Técnico No. 28 / Série Pedologia No. 16. DNPEA / SUDENE, Recife-PE.*
- Jamieson, R., Joy, D.M., Lee, H., Kostaschuk, R., Gordon, R. (2005a) Transport and deposition of sediment-associated *Escherichia coli* in natural streams. *Water Research*, 39, 2665-2675.
- Jamieson, R.C., Joy, D.M., Lee, H., Kostaschuk, R., Gordon, R.J. (2005b) Resuspension of sediment-associated *Escherichia coli* in a natural stream. *Journal of Environmental Quality*, 34, n. 2, 581-589.
- Kaste, J.M., Heimsath, A.M., Hohmann, M. (2006) Quantifying sediment transport across an undisturbed prairie landscape using cesium-137 and high resolution topography. *Geomorphology*, 76, 430-440.
- Kinnell, P.I.A. (2008) Sediment delivery from hillslopes and the Universal Soil Loss Equation: some perceptions and misconceptions. *Hydrological Processes*, 22(16), 3168-3175.
- Krol, M.S., Jaeger, A., Bronstert, A., Güntner, A. (2006) Integrated modelling of climate, water, soil, agricultural and socio-economic processes: a general introduction of the methodology and some exemplary results from the semi-arid Northeast of Brazil. *Journal of Hydrology*, 328, 417– 431.
- Krysanova, F., Wechsung, J., Arnold, R., Srinivasan, J., Williams, J. (2000) SWIM (Soil and Water Integrated Model). User Manual, PIK Report Nr. 69, 239 pp.
- Laflen, J.N., Lane, L.J., Foster, G.R. (1991) WEPP: A new generation of erosion prediction technology. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46, 34-38.
- Lanna, A.E., Schwarzbach, M. (1989) MODHAC – Modelo Hidrológico Auto-Calibrável. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS.
- Lemos, J.R. (2006) Florística, estrutura e mapeamento da vegetação de Caatinga da Estação Ecológica de Aiuaba, Ceará. Tese de doutorado, Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, SP.
- Lesschen, J.P., Schoorl, J.M. Cammeraat, L. H. (2009) Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology*, 109, 174-183.
- Lim, K.J., Sagong, M., Engel, B.A., Tang, Z., Choi, J., Kim, K.S. (2005) GIS-based sediment assessment tool. *Catena*, 64, 61-80.
- Lin, C.Y., Lin, W.T., Chou, W.C. (2002) Soil erosion prediction and sediment yield estimation: the Taiwan experience. *Soil & Tillage Research*, 68, 143-152.
- Lindenschmidt, K.E., Ollesch, G. Rode, M. (2004) Physically-based hydrological modelling for nonpoint dissolved phosphorus transport in small and medium-sized river basins. *Hydrological Sciences Journal*, 49(3), 495-510.

- Lozán, J.L., Grassl, H., Hupfer, P., Menzel, L., Schönwiese, C.D. (2007) (ed.) Global change: enough water for all? Wissenschaftliche Auswertungen / GEO Hamburg. ISBN 3-9809668-2-8.
- Malveira, V.T.C. (2009) Pequena açudagem e sustentabilidade hidrológica em grandes bacias semiáridas: estudo de caso da bacia do açude Orós. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Malveira, V.T.C., Güntner, A., Araújo, J.C. de (2007) Disponibilidade de água sob impacto da pequena açudagem: caso da bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe, CE. XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo, SP.
- Mamede, G.L., Araújo, J.C. de, Medeiros, P.H.A., Bronstert, A. (2008) Modelo hidrossedimentológico WASA-SED: aplicação para o semi-árido brasileiro. VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Campo Grande, MS.
- Mamede, G.L. (2008) Reservoir sedimentation in dryland catchments: modelling and management. Tese de doutorado, Instituto de Geocologia, Universidade de Potsdam, Alemanha.
- Maner, S.B. (1958) Factors affecting sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area. Trans. American Geophysical Union, 39(4), 669-675.
- Medeiros, P.H.A., Güntner, A., Francke, T., Mamede, G.L., Araújo, J.C. de (aceito) Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity at a semi-arid catchment with WASA-SED model. Artigo aceito em outubro de 2009 para publicação no Hydrological Sciences Journal.
- Medeiros, P.H.A., Araújo, J.C. de, Bronstert, A. (2009a) Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. Revista Ciência Agronômica, 40(2), 165-174.
- Medeiros, P.H.A., Araújo, J.C. de, Andrello, A.C. (2009b) Modelagem distribuída da produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica e sua validação utilizando ¹³⁷Cs. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Campo Grande, MS.
- Medeiros, P.H.A.; Araújo, J.C. de; Mamede, G.L.; Teixeira, A.S. (2008) Padrão espacial da produção de sedimentos em uma bacia semi-árida: comparação dos modelos USLE e WASA-SED. VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, ABRH, Campo Grande, MS.
- Medeiros, P.H.A., Vieira, V.P.P.B. (2006) Importância da abordagem dos processos hidrossedimentológicos na gestão dos recursos hídricos no semi-árido Brasileiro. VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, ABRH, Gravatá, PE.
- Medeiros, P.H.A. (2005) Medida e modelagem da interceptação em uma bacia experimental do semi-árido. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Medeiros, R.M., Araújo, J.C., Medeiros, P.H.A. (2009c) Balanço hídrico e aporte de sedimentos a reservatório de médio porte: estudo de caso Benguê, Ceará. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande, MS.
- Megnounif, A., Terfous, A., Ghenaim, A. & Poulet, J.B. (2007) Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: the Upper Tafna catchment, Algeria. Hydrological Sciences Journal, 52(6), 1271-1284.

- Mendondo, E.M., Tucci, C.E.M. (1997) Escalas hidrológicas. I: Conceitos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2(1), 59-122.
- Merritt, W.S., Letcher, R.A., Jakeman, A.J. (2003) A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18, 761-799.
- Meyer-Peter, E., Müller, R. (1948) Formulas for bed-load transport. Proc. 2nd Conference IAHR, Stockholm, Sweden.
- Molle, F. (1989) Perdas por evaporação e infiltração em pequenos reservatórios. *Série Hidrologia*, 25, SUDENE / ORSTOM, Recife.
- Monteith, J.L. (1965) Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biology*, 19, 205-234.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E. (1998) The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 527-544.
- Morris, G.L., Fan, J. (1997) *Reservoir sedimentation handbook: Design and management of dams, reservoirs and watersheds for sustainable use*. McGraw-Hill Educ., New York.
- Mueller, E.N., Güntner, A., Francke, T., Mamede, G. (2008) Modelling water availability, sediment export and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED Model. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1(1), 285-314.
- Muirhead, R.W., Davies-Colley, R.J., Donnison, A.M., Nagels, J.W. (2004) Faecal bacteria yields in artificial flood events: quantifying in-stream stores. *Water Research*, 38, 1215-1224.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models – Part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R. (2005) *Soil and water assessment tool – Theoretical Documentation*. Version 2005, USDA-ARS, Texas.
- 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.
- Passerat de Silans, A.M.B., Almeida, C.N., Albuquerque, D.J.S.; Paiva, A.E.D.B. (2001) Aplicação do modelo hidrológico distribuído AÇUMOD à bacia hidrográfica do Rio do Peixe – Estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5(3), 5-19.
- Penman, H.L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society London*, A 193, pp. 120-145.
- Pennock, D.J. (2003) Terrain attributes, landform segmentation and soil redistribution. *Soil & Tillage Research*, 69, 15-26.
- Porto, P., Walling, D.E., Ferro, V. (2001) Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy. *Journal of Hydrology*, 248, 93-108.
- Puigdefabregas, J., Sole, A., Gutierrez, L., del Barrio, G., Boer, M. (1999) Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth-Science Reviews*, 48, 39-70.

- RADAMBRASIL (1981). Folhas SB 24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais, vol. 23. Ministério de Minas e Energia, Rio de Janeiro.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C. (1993). Predicting soil erosion by water – A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE. Publication ARS, USDA, Washington.
- Rickenmann, D. (2001) Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37(12), pp. 3295-3306.
- Righetto, A.M. (2004) (org.) Implantação de Bacias Experimentais no Semi-Árido - Relatório Técnico. FINEP/FUNPEC, UFRN, Natal-RN.
- Ritchie, J.C., Finney, V.L., Oster, K.J., Ritchie, C.A. (2004) Sediment deposition in the flood plain of Stemple Creek Watershed, northern California. *Geomorphology*, 61, 347-360.
- Ritchie, J.C., Ritchie, C.A. (2001) Bibliography of publications of 137 caesium studies related to erosion and sediment deposition. <http://hydrolab.arsusda.gov/cesium137bib.htm>.
- Rius, J., Batalla, R., Poch, R.M. (2001) Monitoring water and sediment yield in Mediterranean mountainous watersheds: preliminary results. Proceedings 10th International Soil Conservation Organization Meeting. Purdue University, USDA-ARS.
- Sabiá, R.J. (2008). Estudo do padrão de emissão de poluentes para o enquadramento de rios intermitentes. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Schaap, M.G. (1999) Rosetta Model. <http://www.ars.usda.gov/Services/docs.htm?docid=8953>. Acesso em maio de 2009.
- Schoklitsch, A. (1950) Handbook of hydraulic engineering. Springer: Vienna.
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S. (1985) Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 111, 839-855.
- Silva, J.E. (2008) Água subterrânea na bacia experimental de Aiuaba-CE. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Smart, G.M., Jaeggi, M. (1983) Sediment transport on steep slopes. *Mitt. Der Versuchsanst. fur Wasserbau, Hydrol. und Glaziol.*, 64, Zurich Inst. of Technol., Zurich, Switzerland.
- Srinivasan, V.S., Galvão, C.O. (2003) Bacia experimental de Sumé: descrição e dados coletados. UFCG-CNPq, Campina Grande, PB.
- Tomasella, J., Hodnett, M.G. (1997) Estimating unsaturated hydraulic conductivity of Brazilian soils using soil-water retention data. *Soil Science*, 162(10), 703-712.
- Van Oel, P.R., Krol, M.S., Hoekstra, A.J., Araújo, J.C. de (2008) The impact of upstream water abstractions on reservoir yield: the case of the Orós Reservoir in Brazil. *Hydrological Sciences Journal*, 53(4), 857-867.
- Verstraeten, G., Prosser, I.P. (2008) Modelling the impact of land-use change and farm dam construction on hillslope sediment delivery to rivers at the regional scale. *Geomorphology*, 98, 199-212.
- Verstraeten, G., Prosser, I.P., Fogarty, P. (2007) Predicting the spatial patterns of hillslope sediment delivery to river channels in the Murrumbidgee catchment, Australia. *Journal of Hydrology*, 334, 440-454.

- Verstraeten, G. (2006) Regional scale modelling of hillslope sediment delivery with SRTM elevation data. *Geomorphology*, 81, 128-140.
- Walling, D.E. (2005) Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Science of the Total Environment*, 344, 159-184.
- Walling, D.E., He, Q., Whelan, P.A. (2003) Using ^{137}Cs measurements to validate the application of the AGNPS and ANSWER erosion and sediment yield models in two small Devon catchments. *Soil & Tillage Research*, 69, 27-43.
- Walling, D.E., He, Q. (2000) The global distribution of bomb-derived ^{137}Cs reference inventories. Final Report on IAEA Technical Contract 10361/RO-R1.
- Walling, D.E., He, Q. (1999) Improved models for estimating soil erosion rates from Cesium-137 measurements. *Journal of Environmental Quality*, 28, 611-622.
- Walling, D.E., He, Q. (1997) Use of fallout ^{137}Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains. *Catena*, 29, 263-282.
- Walling, D.E. (1983) The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, 209-237.
- Warren, S.D., Mitasova, H., Hohmann, M.G., Landsberger, S., Iskander, F.Y., Ruzycki, T.S., Senseman, G.M. (2005) Validation of a 3-D enhancement of the Universal Soil Loss Equation for prediction of soil erosion and sediment deposition. *Catena*, 64, 281-296.
- Williams, J.R., Arnold, J.G. (1997) A system of erosion – sediment yield models. *Soil Technology*, 11(1), 43-55.
- Williams, J.R., Jones, C.A., Dyke, P.T. (1984) A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Trans. ASAE*, 27(1), 129-144.
- Williams, J.R. (1975) Sediment routing for agricultural watersheds. *AWRA, Water Resources Bulletin*, 11(5), 965-974.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1978) Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. *Agriculture Handbook*, n. 537. USDA, Washington DC, USA.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1965) Predicting rainfall erosion losses from cropland East of the Rocky Mountains. *USDA, Agriculture Handbook* 282, Washington.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Goodrich, D.C. (1990) KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. *USDA-ARS, ARS-77*.
- Wu, W., Rodi, W., Wenka, T. (2000) 3-D numerical modeling of flow and sediment transport in open channels. *Journal of Hydrologic Engineering*, 126, 4-15.
- Yang, C.T., Simoes, F.J.M. (2002) User's manual for GSTARS3 (Generalized Sediment Transport model for Alluvial River Simulation version 3.0). US Bureau of Reclamation Technical Service Center, Denver, CO, 80225.
- Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D., Anderson, W.P. (1989) AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*, 168–173.
- Zapata, F. (2003) The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments. *Soil & Tillage Research*, 69, 3-13.

ANEXO 1 – MODELO HIDROSSEDIMENTOLÓGICO WASA-SED

O modelo hidrossedimentológico WASA-SED – *Water Availability in Semi-Arid Environments with a Sediment Dynamics Component* é resultado de pesquisas realizadas desde meados da década de 1990, no âmbito de programas de cooperação internacional entre instituições do Brasil, Alemanha, Espanha e Holanda, como os projetos WAVES (*Water Availability, Vulnerability of Ecosystems and Society in the Northeast of Brazil*) e SESAM (*Sediment Export from Large Semi-Arid Catchments: Measurements and Modelling*). Em uma primeira etapa, o componente hidrológico do modelo, denominado originalmente WASA (*Model of Water Availability in Semi-Arid Environments*), foi desenvolvido e aplicado para os Estados do Ceará e do Piauí (Güntner, 2002; Güntner e Bronstert, 2004; Güntner et al., 2004). Em seguida, ao longo do projeto SESAM, a modelagem sedimentológica foi incorporada (Bronstert et al., 2007; Mamede, 2008; Mueller et al., 2008) e o mesmo foi incluído em uma estrutura de modelagem integrada (Krol et al., 2006).

WASA-SED é um modelo determinístico e de simulação contínua, características essas que, segundo Güntner (2002), são necessárias para a “descrição dinâmica histórica e futura do balanço hídrico e da disponibilidade de água”. Como se pretende eliminar ou, pelo menos, reduzir ou evitar qualquer processo de calibração dos parâmetros, WASA-SED é composto de uma abordagem com bases físicas e representação explícita dos processos a simular.

Nos itens seguintes é feita uma descrição da estrutura do modelo WASA-SED, dos processos hidrossedimentológicos simulados e dos métodos adotados de transferência de água e sedimentos dentro e entre os elementos de modelagem.

A1.1. Estrutura do modelo

A estrutura espacial do modelo é composta por três elementos principais, quais sejam: vertentes, rede de drenagem e reservatórios superficiais. Dessa maneira, os processos hidrossedimentológicos são simulados isoladamente em cada elemento e as transferências de água e sedimentos são calculadas dentro e entre os mesmos.

Para capturar a variabilidade espacial das características da bacia (tais como topografia, tipo de solo e cobertura vegetal) e sua influência nos padrões de umidade do solo e de geração de escoamento na vertente, é adotada no modelo WASA-SED uma discretização espacial hierarquizada da área de estudo em cinco níveis de escala, como ilustrado na Figura A1 (Güntner e Bronstert, 2004):

1. Sub-bacia: delimitada em função do tamanho da bacia hidrográfica, da confluência de rios principais e da localização dos reservatórios estratégicos e de estações fluviométricas, geralmente situados nos exutórios de sub-bacias. Os processos de transporte na rede de drenagem e o balanço hídrico nos reservatórios, descritos detalhadamente nos itens seguintes (Güntner et al., 2004, Mamede, 2008), são simulados nesta escala;
2. Unidade Hidrológica (*Landscape Unit* – LU): associação de vertentes delimitada com base no conceito de SOTER (*soil and terrain digital database* – FAO, 1993), que estabelece a estruturação da bacia a partir de características geológicas, topográficas e pedológicas. Em uma unidade hidrológica, as vertentes apresentam sequência semelhante de litologia, solo e vegetação ao longo da encosta, sendo admitidas similaridades nos fluxos verticais e horizontais de água entre vertentes de uma mesma unidade hidrológica. Os escoamentos de todas as unidades hidrológicas contidas em uma sub-bacia são somados para totalizar sua vazão;
3. Componente de Terreno (*Terrain Component* – TC): representa uma sub-área dentro da Unidade Hidrológica (LU), com mesma posição na encosta e declividade e associação de solos semelhantes. Os componentes de terreno representam as diferentes zonas da vertente (planaltos, encostas e vales), permitindo capturar a variabilidade ao longo da mesma. No modelo, os componentes de terreno não são representados por sua posição geográfica, mas pelo percentual da área que ocupam na unidade hidrológica e sua ordem ao longo da mesma. Nesta unidade é simulada a transferência lateral de fluxo superficial e subsuperficial entre componentes de terreno de diferentes posições topográficas;
4. Componente de Solo e Vegetação (*Soil-Vegetation Component* – SVC): consiste em uma combinação específica de tipo de solo e cobertura vegetal em um componente de terreno, permitindo representar a variabilidade da umidade do solo dentro dessas unidades. Nenhuma referência geográfica é associada a um componente de solo e vegetação, sendo o mesmo representado por uma fração de área do componente de terreno onde está contido. Nesta escala é considerada redistribuição lateral de escoamento superficial e subsuperficial entre componentes de solo e vegetação, assumindo-se aleatoriedade na distribuição espacial dos componentes de solo e vegetação dentro do componente de terreno e na sua localização em relação aos outros;

5. Perfil do solo: escala em que são especificados perfis representativos de solos em cada componente de solo e vegetação. O balanço hídrico é calculado para cada horizonte considerando processos verticais e horizontais. O limite inferior do perfil é admitido igual ao mínimo entre a profundidade do solo até o embasamento cristalino e a profundidade da zona de raízes.

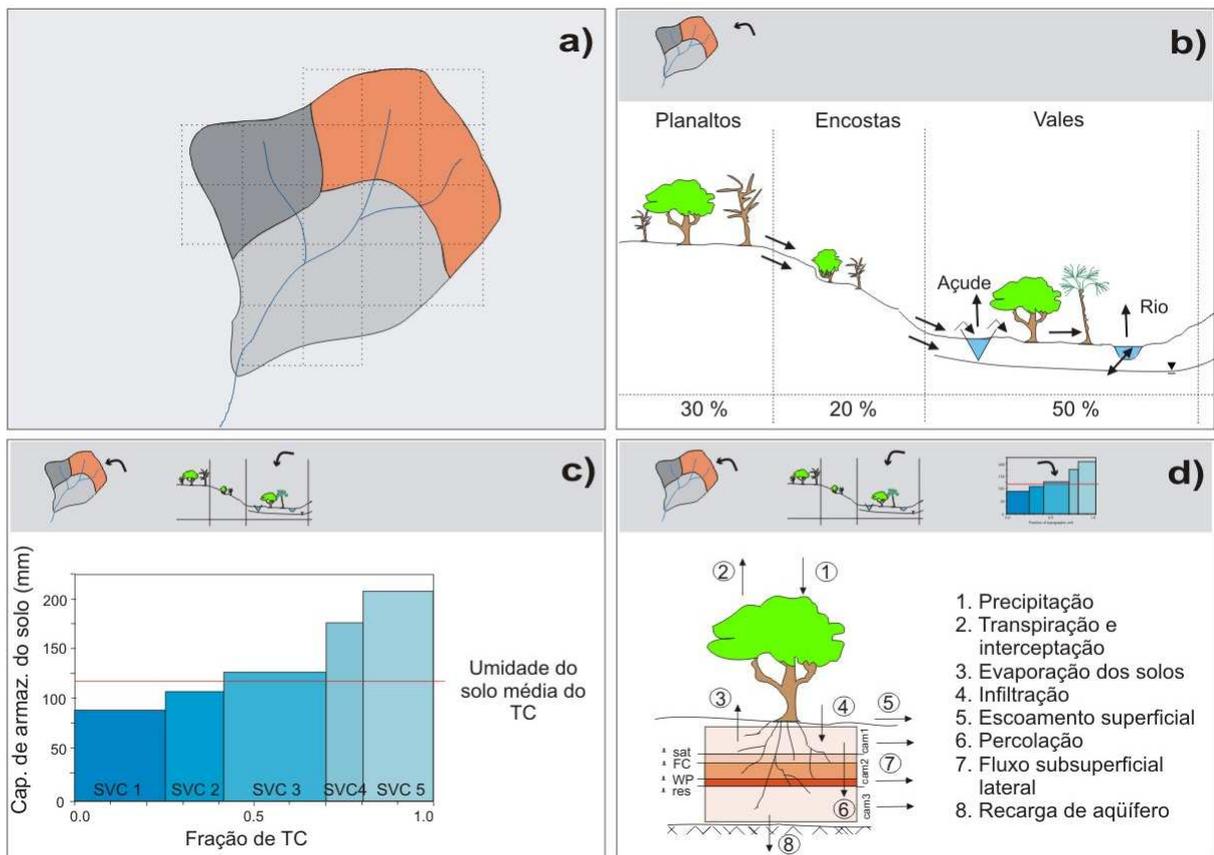


Figura A1. Esquema de discretização espacial adotado no modelo WASA-SED: a) Unidade Hidrológica (LU); b) Componente de Terreno (TC); c) Componente de Solo e Vegetação (SVC); e d) Perfil de solo (Fonte: Mamede et al., 2008, adaptado de Güntner, 2002)

Assim, no modelo WASA-SED, o balanço hídrico é iniciado na escala de perfil de solo e as transferências de fluxo e agregação do escoamento são computadas até a escala de sub-bacia. Uma vez calculado o escoamento de uma sub-bacia, o mesmo é propagado na rede de drenagem para, então, ser transferido para os reservatórios superficiais.

Conforme detalhado por Güntner (2002), a sequência temporal de cálculo da umidade do solo e da geração de escoamento em cada intervalo de simulação é a seguinte:

1. Início da simulação para o componente de terreno na posição topográfica mais elevada, adotando-se o procedimento a seguir para cada componente de solo e vegetação nele contido;

2. Atualização da umidade do solo de todos os horizontes com base no escoamento subsuperficial produzido no intervalo de simulação anterior em componentes de terreno de montante e em componentes de solo e vegetação contidos no mesmo TC. Se o teor de água em um perfil de solo superar sua capacidade para condições de saturação, o excesso é transformado em escoamento superficial;
3. Determinação da retenção da chuva por interceptação e cálculo da evaporação da água armazenada na vegetação;
4. Determinação do escoamento superficial por saturação, causada pela precipitação e/ou pelo escoamento superficial produzido a montante no mesmo intervalo de simulação;
5. Cálculo da infiltração da água precipitada e escoada superficialmente de componentes de terreno de montante e de componentes de solo e vegetação contidos no mesmo TC. Nesta etapa é computado o escoamento superficial do componente de solo e vegetação corrente devido a excesso de infiltração (elevada intensidade da precipitação) e excesso por saturação do solo no intervalo de simulação;
6. Atualização da umidade do solo ao longo do perfil devido à água infiltrada;
7. Cálculo de transpiração das plantas e evaporação da superfície do solo, com base na umidade atual, e nova atualização da umidade do solo;
8. Cálculo, para cada horizonte de solo, do fluxo de água vertical para o próximo horizonte mais profundo e cálculo do escoamento subsuperficial lateral para os componentes de solo e vegetação adjacentes e para o próximo componente de terreno a jusante (ou para o rio, no caso do último TC). Atualização da umidade do solo em todos os horizontes;
9. Agregação do escoamento produzido por todos os componentes de solo e vegetação do componente de terreno corrente, e distribuição desse volume entre afluência aos componentes de terreno a jusante e vazão para a rede de drenagem;
10. Repetição dos passos 2 a 9 para todos os componentes de solo e vegetação do próximo componente de terreno a jusante.

A1.2. Processos hidrológicos

Os processos contemplados pelo modelo WASA-SED na modelagem hidrológica são: interceptação; evaporação a partir de superfícies líquidas; evapotranspiração; infiltração; percolação entre horizontes de solo (fluxo vertical); escoamento subsuperficial (fluxo lateral);

armazenamento subterrâneo; distribuição lateral do escoamento superficial; propagação na rede de drenagem; e transferência através da rede de reservatórios.

Interceptação

A interceptação é simulada utilizando-se um balanço simplificado de água na vegetação, comparando-se a precipitação incidente com a capacidade de armazenamento de água na vegetação. Se sua capacidade é atingida, o excesso de água é adicionado à rotina de infiltração de água no solo. O balanço é representado pela seguinte equação:

$$I_t = I_{t-1} + R_t - E_t \quad (\text{A1})$$

em que: I_t é a quantidade de água armazenada na vegetação no intervalo t (mm); R_t é a precipitação interceptada (mm), dada por $R_t = \min(R, (I_c - I_{t-1}))$; E_t é a evaporação da água interceptada (mm), dada por $E_t = \min(E_{pot}, I_t)$; R é a precipitação incidente (mm); I_c é a capacidade de armazenamento da vegetação (mm); E_{pot} é a evaporação potencial (mm).

A capacidade de armazenamento de água nas plantas (I_c) depende do tipo de vegetação e do seu estágio de crescimento, sendo comumente expressa em função do índice de área foliar – Λ ($\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$):

$$I_c = h_i \cdot \Lambda \quad (\text{A2})$$

em que h_i é o coeficiente de interceptação (mm por unidade de Λ).

Portanto, o único parâmetro do modelo de interceptação utilizado no modelo WASA-SED é o coeficiente de interceptação (h_i), que pode ser associado à espessura de uma lâmina de água uniforme sobre a vegetação. Güntner (2002) sugere um valor de h_i igual a 0,3 mm para condições semiáridas. A evaporação potencial é calculada pelo método de Penman-Monteith, conforme descrição a seguir.

Se em um intervalo de simulação há evaporação de água da vegetação (ou seja, $E_t > 0$), a evaporação a partir do solo (E_s) e a transpiração das plantas (E_t) são reduzidas devido à menor demanda da atmosfera. A redução de E_s e E_t é calculada por $1 - E_t/E_{pot}$.

Evaporação a partir de superfícies líquidas e evapotranspiração

A evaporação a partir de superfícies líquidas, empregada no cálculo das perdas de água de corpos hídricos superficiais e da camada de interceptação, é calculada com base no método de Penman-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965):

$$E_{PM} = \frac{t}{\lambda} \left[\frac{\Delta A + \rho c_p D / r_a^a}{\Delta + \gamma (1 + r_s^c / r_a^a)} \right] \quad (\text{A3})$$

em que: E_{PM} é a evapotranspiração (mm); t é o número de segundos no intervalo de simulação; λ é o calor latente de vaporização da água (J.kg^{-1}); Δ é o gradiente da curva de pressão de vapor saturado (hPa.K^{-1}); A é a energia disponível (W.m^{-2}), determinada por $A = R_n - G$; ρ é a densidade do ar (kg.m^{-3}); c_p é o calor específico do ar úmido ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$); D é o déficit de pressão de vapor no nível de referência (hPa); r_a^a é a resistência aerodinâmica (s.m^{-1}); r_s^c é a resistência da vegetação (s.m^{-1}), admitida igual a zero no cálculo de evaporação a partir de superfícies líquidas; γ é a constante psicrométrica (hPa.K^{-1}); R_n é a radiação líquida (W.m^{-2}); e G é o fluxo de calor no solo (W.m^{-2}).

No modelo WASA-SED, utiliza-se a abordagem de duas camadas proposta por Shuttleworth e Wallace (1985) para cálculo da evapotranspiração (E), que é expressa pela soma da evaporação a partir do solo (E_s) e da transpiração das plantas (E_T):

$$E = E_s + E_T \quad (\text{A4})$$

Os dois componentes são calculados separadamente pelas equações A5 e A6:

$$E_T = \frac{t}{\lambda} \left[\frac{\Delta(A - A_s) + \rho c_p D_m / r_a^c}{\Delta + \gamma(1 + r_s^c / r_a^c)} \right] \quad (\text{A5})$$

$$E_s = \frac{t}{\lambda} \left[\frac{\Delta A_s + \rho c_p D_m / r_a^s}{\Delta + \gamma(1 + r_s^s / r_a^s)} \right] \quad (\text{A6})$$

em que: r_c^a é resistência na camada limite, que controla a transferência entre a superfície foliar e uma corrente de ar hipotética na altura z_m (s.m^{-1}); r_a^s é resistência aerodinâmica, que controla a transferência entre a superfície do solo e a camada de altura z_m (s.m^{-1}); r_s^s é resistência da superfície do solo ao substrato (s.m^{-1}); A_s é a energia disponível na superfície do solo (W.m^{-2}); D_m é o déficit de pressão de vapor na camada da vegetação (hPa), relacionado a D no nível de referência acima da vegetação (z_m) pela equação A7:

$$D_m = D + \frac{[\Delta A - (\Delta + \gamma)E] \cdot r_a^a}{\rho c_p} \quad (\text{A7})$$

A descrição detalhada sobre o procedimento de cálculo da evapotranspiração e dos parâmetros do modelo de Penman-Monteith no modelo WASA-SED pode ser obtido em Güntner (2002).

Infiltração

Conforme apresentado por Güntner (2002), o processo de infiltração é simulado no modelo WASA-SED utilizando-se a abordagem proposta por Green e Ampt (1911), com modificações para contemplar os seguintes fatores: infiltração em solos divididos em camadas

com características distintas; escoamento subsuperficial lateral; e um fator de escala para a condutividade hidráulica.

A lâmina de água transferida para a rotina de infiltração (R_F , expressa em $\text{mm} \cdot \Delta t^{-1}$) é proveniente da precipitação (R), reduzida pelo total interceptado (R_I), e adicionada do escoamento superficial lateral total, proveniente de um componente de terreno a montante ($R_{s,TC}$) e de outros componentes de solo e vegetação no mesmo TC ($R_{s,SVC}$).

$$R_F = R - R_I + R_{s,TC} + R_{s,SVC} \quad (\text{A8})$$

Para calcular o fator $R_{s,SVC}$, a rotina de infiltração é empregada em duas iterações. Inicialmente, $R_{s,SVC}$ é admitido igual a zero e o escoamento por excesso de infiltração, decorrente da precipitação e do escoamento gerado em outros componentes de terreno a montante, é estimado para todos os componentes de solo e vegetação. Em seguida, a lâmina disponível é distribuída por todos os SVC's do TC corrente e o cálculo de $R_{s,SVC}$ é então realizado, produzindo os valores finais de infiltração e escoamento superficial no intervalo de simulação.

O processo de cálculo da infiltração inicia-se no horizonte superficial de solo, verificando em que momento, dentro do intervalo de simulação, ocorre saturação. A saturação é atingida se a condutividade hidráulica saturada ($k_{s,i}$) do horizonte, modificada pelo fator de escala (S_F), é menor que a taxa de entrada de água (R_F) no sistema. Se isso ocorrer, calcula-se o momento ($t_{s,i}$) em que é atingida a saturação:

$$t_{s,i} = F_{s,i} / R_F \quad (\text{A9})$$

$$F_{s,i} = d_{s,i} \cdot n_{a,i} \quad (\text{A10})$$

$$d_{s,i} = \frac{\Psi_{f,i}}{R_F / (k_{s,i} / S_F) - 1} \quad (\text{A11})$$

$$n_{a,i} = n_{t,i} - \theta_i \quad (\text{A12})$$

em que: $F_{s,i}$ é a lâmina infiltrada até o tempo $t_{s,i}$ (mm); $d_{s,i}$ é a profundidade da frente de umedecimento a partir do topo do horizonte i no tempo $t_{s,i}$ (mm); $n_{a,i}$ é a porosidade do horizonte i que pode ser preenchida com água (-); $n_{t,i}$ é a porosidade total do horizonte i (-); θ_i é o teor inicial de água no horizonte i (Vol%/100); $\Psi_{f,i}$ é a sucção na frente de umedecimento do horizonte i (mm); $k_{s,i}$ é a condutividade hidráulica saturada ($\text{mm} \cdot \Delta t^{-1}$); e S_F é o fator de escala.

Se o tempo $t_{s,i}$ estimado for superior ao intervalo de simulação, não há saturação nesse intervalo e toda a água disponível é infiltrada no horizonte de solo. Caso contrário, a

infiltração ocorre à taxa máxima até o tempo $t_{s,i}$, a partir do qual decresce até o fim do intervalo de simulação aproximando-se ao valor limite expresso por $k_{s,i}$. A infiltração acumulada no intervalo de simulação (F_i) é dada pela seguinte equação, que é resolvida iterativamente:

$$F_i = F_{s,i} (t - t_{s,i}) + c \cdot \ln \left(\frac{F_i + c}{F_{s,i} + c} \right) + F_{s,i} \quad (\text{A13})$$

$$c = n_{a,i} \cdot \Psi_{f,i} \quad (\text{A14})$$

Para o horizonte superficial, a quantidade de R_F que excede F_i é convertida em escoamento superficial por excesso de infiltração. Nos demais horizontes do solo, o teste de saturação é realizado caso uma das seguintes situações seja satisfeita:

- I. $d_{s,i}$ é maior que a profundidade total do horizonte i ($d_{h,i}$);
- II. R_F , reduzida pela lâmina utilizada para saturar horizontes mais próximos da superfície do solo, excede a lâmina equivalente que pode ser preenchida no horizonte corrente ($n_{a,i} \cdot d_{h,i}$). Isso pode ocorrer se $t_{s,i}$ for maior que t ou se $k_{s,i}$ for maior que a taxa de precipitação.

Em qualquer dos casos, o horizonte atinge saturação no tempo $t_{s,i}$, utilizando-se a equação A15 ao invés da equação A9, sem produção de escoamento por excesso de infiltração, e admitindo-se $d_{s,i} = d_{h,i}$ na equação A10.

$$t_{s,i} = (d_{h,i} \cdot n_{a,i}) / R_F \quad (\text{A15})$$

O procedimento descrito acima é então repetido para os próximos horizontes, e admite-se saturação se o tempo $t_{s,i}$ do horizonte corrente, somado da duração necessária para saturar os horizontes acima, for menor que o tempo t no final do intervalo de simulação. O total infiltrado é dado pela soma de $F_{s,i}$ do horizonte corrente e dos demais localizados acima. A diferença para R_F é convertida em escoamento superficial. A sequência é repetida sucessivas vezes até que ocorra um horizonte com excesso de infiltração ou até que a lâmina disponível seja completamente infiltrada no perfil de solo, situação para a qual não é gerado escoamento superficial.

O fator de escala S_F foi introduzido no modelo WASA-SED com a finalidade de compensar a redução da intensidade da chuva quando o intervalo de simulação é superior à duração da mesma, impedindo que sua variabilidade temporal seja capturada pelo modelo. Adicionalmente, o fator pode ser empregado para ajustar a rotina de infiltração a condições do solo que não são explicitamente consideradas na modelagem, como a formação de crosta na superfície do solo, macroporosidade ou variabilidade na pequena escala.

Percolação entre horizontes de solo

O cálculo da percolação entre horizontes de solo é iniciado no modelo WASA-SED através do emprego da equação de balanço hídrico para cada horizonte:

$$\theta_{i,t} = \theta_{i,t-1} + R_i - Q_i \quad (\text{A16})$$

em que: $\theta_{i,t}$ é a umidade do horizonte i no tempo t (mm); R_i representa a lâmina de água adicionada ao horizonte (mm), composta pelas parcelas de infiltração, escoamento subsuperficial lateral e percolação dos horizontes acima; e Q_i representa a lâmina de água que deixa o horizonte (mm), composta pelas parcelas de evaporação, transpiração da vegetação, percolação para o próximo horizonte abaixo, escoamento subsuperficial lateral.

A percolação $Q_{v,i}$ (mm) de um horizonte i para o próximo abaixo é calculada no modelo sempre que a umidade do horizonte superar a capacidade de campo. A mesma é estimada segundo o modelo de Arnold et al. (1990), no qual se admite um atraso temporal do fluxo de acordo com o tempo de viagem através da camada, o que é relacionado com a condutividade hidráulica não saturada:

$$Q_{v,i} = \begin{cases} 0 & \text{se } \theta_i \leq \theta_{FC,i} \\ (\theta_i - \theta_{FC,i}) \cdot (1 - \exp(-1/t_{d,i})) & \text{se } \theta_i > \theta_{FC,i} \end{cases} \quad (\text{A17})$$

$$t_{d,i} = (\theta_i - \theta_{FC,i}) / k_{u,i} \quad (\text{A18})$$

em que: θ_i é a umidade atual do horizonte i (mm); $\theta_{FC,i}$ é a umidade do horizonte i para capacidade de campo (mm); $t_{d,i}$ é o tempo de percurso no horizonte i (horas); $k_{u,i}$ é a condutividade hidráulica não saturada (mm. Δt^{-1}).

A lâmina percolada pode ser limitada pela porosidade do horizonte abaixo que pode ser preenchida com água, se a mesma for menor que $Q_{v,i}$ ou pela sua condutividade hidráulica saturada. No último horizonte, a percolação pode ser limitada pela condutividade hidráulica do embasamento cristalino ($k_{s,LU}$), quando o mesmo estiver presente.

Escoamento subsuperficial

O fluxo subsuperficial lateral a partir de um horizonte de solo ($Q_{l,i}$) é calculado no modelo WASA-SED de acordo com uma relação simplificada para fluxo em meio saturado baseada na equação de Darcy. O gradiente hidráulico é dado pela declividade do componente de terreno (s_{TC}) em que o perfil de solo se encontra. $Q_{l,i}$ é expresso pela seguinte equação:

$$Q_{l,i} = A_Q \cdot k_{s,i} \cdot s_{TC} \quad (\text{A19})$$

$$A_Q = \frac{a_{SVC} \cdot A_{LU}}{l_{LU}} \cdot d_{s,i} \quad (\text{A20})$$

$$d_{s,i} = d_i \frac{\theta_i - \theta_{FC,i}}{\theta_{sat,i} - \theta_{FC,i}} \quad (A21)$$

em que: $Q_{l,i}$ é a efluência lateral do horizonte i ($m^3 \cdot \Delta t^{-1}$); A_Q é a seção transversal de contribuição ao fluxo lateral (m^2); $k_{s,i}$ é a condutividade hidráulica saturada ($m \cdot \Delta t^{-1}$); a_{SVC} é fração de área do componente de solo e vegetação no componente de terreno (-); A_{LU} é a área da unidade hidrológica (m^2); l_{LU} é o comprimento de rampa da unidade hidrológica (m); $d_{s,i}$ é a profundidade saturada do horizonte i (m); d_i é a profundidade total do horizonte i (m); $\theta_{sat,i}$ é a umidade do solo para condições de saturação no horizonte i (mm).

A lâmina de água total disponível para percolação e escoamento lateral, é determinada pela umidade do solo que excede a capacidade de campo do respectivo horizonte. Os dois componentes de fluxo são reduzidos se sua soma for superior à lâmina de água disponível:

$$Q_i = Q_{v,i} + Q_{l,i} \quad (A22)$$

$$se \ Q_i > (\theta_i - \theta_{FC,i}) \begin{cases} Q_{v,i,red} = Q_{v,i} \cdot \frac{Q_{v,i}}{Q_i} \\ Q_{l,i,red} = Q_{l,i} \cdot \frac{Q_{l,i}}{Q_i} \end{cases} \quad (A23)$$

Armazenamento subterrâneo

No modelo WASA-SED, o armazenamento subterrâneo de água é considerado de maneira simplificada. Güntner (2002) justifica essa abordagem argumentando que os processos que ocorrem próximo à superfície do solo têm maior importância para a hidrologia de regiões semiáridas. Assim, o volume infiltrado além da camada de solo contemplada na modelagem pode ser tratado de duas maneiras:

- Armazenamento da água em reservatório subterrâneo sem retorno para o sistema. Essa condição é admitida em áreas onde inexistem reservas subterrâneas que impactem os processos hidrológicos de superfície, especialmente em áreas sobre embasamento cristalino, cuja percolação é, em geral, baixíssima.
- Armazenamento de água em reservatório localizado abaixo do perfil de solo considerado no modelo, porém com contribuição significativa de vazão para a rede de drenagem. Para esse caso, a saída de água do reservatório subterrâneo se dá de duas maneiras: 1) uma parcela que é perdida, sendo retirada do sistema, definida como uma fração constante (f_{GW}) da entrada de água para esse reservatório; 2) uma parcela que contribui para a vazão na rede de drenagem, expressa pela seguinte função:

$$Q_{GW} = V_{GW} / k_{GW} \quad (A24)$$

em que: Q_{GW} é a vazão de contribuição do armazenamento subterrâneo ($m^3.d^{-1}$); V_{GW} é o volume armazenado no reservatório subterrâneo (m^3); k_{GW} é a constante de armazenamento (d).

Distribuição lateral do escoamento superficial

A distribuição lateral de escoamento superficial e subsuperficial é considerada no modelo WASA-SED em dois níveis de escala: entre componentes de solo e vegetação de um mesmo componente de terreno e entre componentes de terreno de uma mesma unidade hidrológica.

No modelo, os componentes de solo e vegetação são representados pela fração de área que ocupam dentro do componente de terreno, não sendo conhecida sua localização geográfica exata. Admite-se que os mesmos formam mosaicos aleatórios dentro do TC e que, portanto, a redistribuição lateral se dá entre todos os SVC's. A equação A25 é utilizada para estimar a vazão distribuída para os demais componentes de solo e vegetação do mesmo TC, enquanto que a equação A26 determina a vazão transferida para os componentes de terreno de jusante ou para a rede de drenagem.

$$R_{SVC,y} = \sum_{x=1, x \neq y}^n (Q_{SVC,x} \cdot a_{SVC,y}) \quad (A25)$$

$$Q_{TC} = \sum_{x=1}^n (Q_{SVC,x} \cdot a_{SVC,x}) \quad (A26)$$

em que: R_{SVC} é a vazão redistribuída para os demais SVCs do mesmo TC ($m^3.d^{-1}$); Q_{SVC} é a vazão gerada no SVC corrente ($m^3.d^{-1}$); Q_{TC} é a vazão transferida para os TCs de jusante ou para a rede de drenagem ($m^3.d^{-1}$); a_{SVC} é a fração de área ocupada pelo SVC dentro do TC (-); x é o índice do SVC que é fonte de escoamento; y é o índice do SVC que é receptor de escoamento; n é o número de SVCs contidos no TC.

Entre componentes de terreno de uma mesma unidade hidrológica, a redistribuição lateral de escoamento superficial também é realizada com base na fração de área de cada unidade. O escoamento gerado em um determinado TC é redistribuído para todos os TCs de jusante e para a rede de drenagem, admitindo-se que os TCs com maiores áreas são capazes de reter uma maior parcela do escoamento gerado a montante. A redistribuição entre TCs e a rede de drenagem é expressa pelas equações A27 e A28.

$$R_{TC,y} = \sum_{x=1}^{y-1} \left(Q_{TC,x} \frac{a_{TC,y}}{\sum_x^m a_{TC,x}} \right) \quad (A27)$$

$$R_{river} = \sum_{x=1}^m \left(Q_{TC,x} \frac{a_{TC,x}}{\sum_x^m a_{TC,x}} \right) \quad (A28)$$

em que: R_{TC} é vazão recebida por um determinado TC proveniente dos TCs de montante ($m^3.d^{-1}$); Q_{TC} é a vazão gerada em um TC ($m^3.d^{-1}$); R_{river} é a vazão recebida pela rede de drenagem de todos os TCs da unidade hidrológica ($m^3.d^{-1}$); a_{TC} é a fração de área ocupada por um TC dentro da LU (-); x é o índice do TC que é fonte de escoamento; y é o índice do TC que é receptor de escoamento; m é o número de TCs contidos na LU.

Para o escoamento subsuperficial, admite-se que a redistribuição ocorre somente com o próximo TC de jusante, que recebe todo o escoamento gerado no TC localizado em uma posição imediatamente acima. No último TC, esse escoamento é transferido para a rede de drenagem. Porém, para que isso ocorra, é necessário que a parcela saturada de solo esteja acima do desnível entre a vertente e a rede de drenagem.

Propagação na rede de drenagem

A propagação na rede de drenagem pode ser simulada com WASA-SED utilizando-se duas abordagens distintas, a critério do usuário: I. Função de resposta linear; II. Método de propagação de Muskingum (descrito em Chow et al., 1988).

A propagação utilizando uma função de resposta linear foi proposta por Güntner (2002) e é expressa pela seguinte equação:

$$Q_{out,j} = \sum_{i=1}^j Q_{in,i} \cdot h_{j-i+1} \quad (A29)$$

em que: $Q_{out,j}$ é a vazão efluente da bacia no intervalo j ($m^3.d^{-1}$); $Q_{in,j}$ é a vazão afluente à bacia no intervalo j ($m^3.d^{-1}$); h_i é o valor da função de resposta ($h_i > 0$ e $\sum h_i = 1$).

A função de resposta linear é caracterizada pelo parâmetro t_l , que representa o tempo de retardo entre a vazão afluente e o início de sua efluência da sub-bacia, e o parâmetro t_r , que representa o tempo máximo de retenção de água no rio da sub-bacia. Assim, a função é descrita da seguinte maneira: a resposta da bacia ocorre a partir do tempo t_l , (antes desse momento, $h_i = 0$), quando a função atinge seu valor máximo e decresce linearmente até atingir um valor igual a zero para um tempo igual a $t_l + t_r$.

O modelo permite ainda o uso do método de propagação de Muskingum. Nesse modelo, a vazão efluente de uma sub-bacia é expressa por:

$$Q_{out,j+1} = C_1 Q_{in,j+1} + C_2 Q_{in,j} + C_3 Q_{out,j} \quad (A30)$$

em que: Q_{out} é a vazão efluente da sub-bacia ($m^3.d^{-1}$); Q_{in} é a vazão afluyente à sub-bacia ($m^3.d^{-1}$); C_1 , C_2 e C_3 são coeficientes expressos pelas equações A31, A32 e A33, respectivamente ($C_1 + C_2 + C_3 = 1$); j é o índice para o intervalo de tempo.

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2KX}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (A31)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2KX}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (A32)$$

$$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (A33)$$

Os parâmetros K e X do método de Muskingum podem ser obtidos com base em hidrogramas medidos ou estimados pelo método de Muskingum-Cunge, como apresentado detalhadamente por Chow et al. (1988).

Transferência através da rede de reservatórios

No que diz respeito aos reservatórios superficiais, uma classificação é adotada no modelo WASA-SED de acordo com a localização e a capacidade de armazenamento. Os reservatórios estratégicos são aqueles de médio e grande porte, localizados nos principais afluentes e que recebem o escoamento propagado na rede de drenagem. Os pequenos reservatórios, por sua vez, são aqueles localizados em riachos tributários e que, apesar de não representarem importante fonte de disponibilidade hídrica, impactam significativamente o balanço hídrico de bacias no semiárido brasileiro.

Devido ao grande número de pequenos reservatórios presentes no Nordeste do Brasil (Malveira et al., 2007, identificaram mais de 4.000 açudes na bacia do Alto Jaguaribe, cuja área é de aproximadamente 25.000 km^2), a simulação explícita de cada um deles se tornaria uma tarefa demasiado trabalhosa e demorada. Assim, visando possibilitar a simulação da rede de pequenos reservatórios de uma maneira simplificada, o modelo WASA-SED contempla os mesmos de forma agregada.

Os pequenos reservatórios são agrupados em classes (em geral têm sido adotadas 5 classes) de acordo com suas capacidades de armazenamento. Assim, um único reservatório hipotético representativo de cada classe é simulado, e os resultados são admitidos iguais para os demais reservatórios da mesma classe. O balanço hídrico desse reservatório é calculado pela equação de continuidade, em que são computadas todas as afluências, efluências e a variação de volume armazenado no reservatório:

$$V_{t,rm} = V_{t-1,rm} + (Q_{in,r} - U_r) / n_r - Q_{out,rm} + (P - E_{pot}) \cdot A_{rm} - I_{rm} \quad (A34)$$

em que: $V_{t,rm}$ é o volume armazenado no reservatório representativo rm da classe r (m^3); $Q_{in,r}$ é a vazão afluente à classe r ($m^3.d^{-1}$); U_r é a vazão retirada da classe r ($m^3.d^{-1}$); n_r é o número de reservatórios da classe r ; $Q_{out,rm}$ é vazão efluente do reservatório rm ($m^3.d^{-1}$); P é a precipitação da sub-bacia (m); E_{pot} é a evaporação potencial da sub-bacia (m); A_{rm} é a área de espelho d'água do reservatório rm (m^2); I_{rm} é a perda por infiltração do reservatório rm ($m^3.d^{-1}$); t é o índice para o intervalo de simulação.

A vazão efluente de cada reservatório hipotético corresponde a todo o volume de água que supera a capacidade de armazenamento do mesmo no intervalo de simulação corrente. Não se consideram liberações de água através de estruturas hidráulicas (estruturas essas cuja ocorrência em pequenos reservatórios da região Nordeste é raríssima) nem atenuação da vazão afluente pelo reservatório (todo o excesso de água é vertido no mesmo intervalo de simulação).

A área superficial do reservatório representativo de cada classe (rm) é calculada para cada intervalo de simulação com base no volume armazenado, de acordo com a equação proposta por Molle (1989):

$$A_{rm} = c \cdot d \cdot \left(\frac{V_{t,rm}}{d} \right)^{((c-1)/c)} \quad (A35)$$

em que c e d são constantes empíricas admitidas iguais a 2,7 e 1000, respectivamente (valores médios indicados por Molle, 1989).

As perdas por percolação nos pequenos reservatórios, por sua vez, são admitidas iguais a 34% das perdas por evaporação, seguindo-se valores médios encontrados por Molle (1989) para o Nordeste do Brasil.

A vazão afluente é estimada considerando-se um método de cascata, no qual as classes de reservatórios menores contribuem com fluxo para as classes de reservatórios com capacidades de armazenamento superiores (Güntner et al., 2004; Mamede, 2008). A vazão disponível para os pequenos reservatórios corresponde àquela gerada na respectiva sub-bacia, admitindo-se que o escoamento gerado em bacias de montante segue pelo rio principal sem contribuir para os pequenos reservatórios. Assim, para o cálculo da parcela da vazão direcionada a cada classe de reservatórios utiliza-se um fator de ponderação ($f_{in,r}$), calculado pela razão entre a área de contribuição da classe r de reservatório (A_r) pela área total da sub-bacia (A_{sub}), conforme a equação A36. De maneira simplificada, pode se admitir que as áreas de contribuição a cada classe de reservatórios são iguais, distribuindo a vazão igualmente entre as classes.

$$f_{in,r} = \frac{A_r}{A_{sub}} \quad (A36)$$

Como o modelo admite uma hierarquização em relação à posição dos pequenos reservatórios (menores a montante dos maiores), a vazão afluyente a cada classe pode ser calculada como a vazão gerada na bacia que contribui diretamente para a classe adicionada da vazão efluente das classes menores, de acordo com a equação A37:

$$Q_{in,r} = f_{in,r} Q_g + \sum_{x=1}^{r-1} (k_{x,r} \cdot Q_{out,x}) \quad (A37)$$

em que: $Q_{in,r}$ é a vazão afluyente à classe r ($m^3.d^{-1}$); Q_g é a vazão gerada na sub-bacia ($m^3.d^{-1}$); $Q_{out,r}$ é a vazão efluente da classe r ($m^3.d^{-1}$), expressa por $Q_{out,r} = Q_{out,rm} \cdot n_r$; $k_{x,r}$ é a fração da vazão efluente da classe x que contribui para a classe r , expressa pela equação A38.

$$k_{x,r} = \frac{f_{in,r}}{1 - \sum_{x=1}^{r-1} f_{in,x}} \quad (A38)$$

Após a passagem pela cascata de reservatórios, a água disponível no exutório da sub-bacia é calculada da seguinte maneira:

$$Q_{sub} = f_{sub} Q_g + \sum_{r=1}^{n_c} (p_r \cdot Q_{out,r}) \quad (A39)$$

$$p_r = \frac{f_{sub}}{f_{sub} + \sum_{x=r}^{n_c} f_{in,x}} \quad (A40)$$

em que: f_{sub} é a fração de área da sub-bacia não controlada por reservatórios; n_c é o número de classes de reservatórios.

Na Figura A2 apresenta-se o esquema da cascata de reservatórios simulada pelo modelo WASA-SED, identificando-se as parcelas de vazões afluyentes e efluyentes a cada uma das classes de reservatórios.

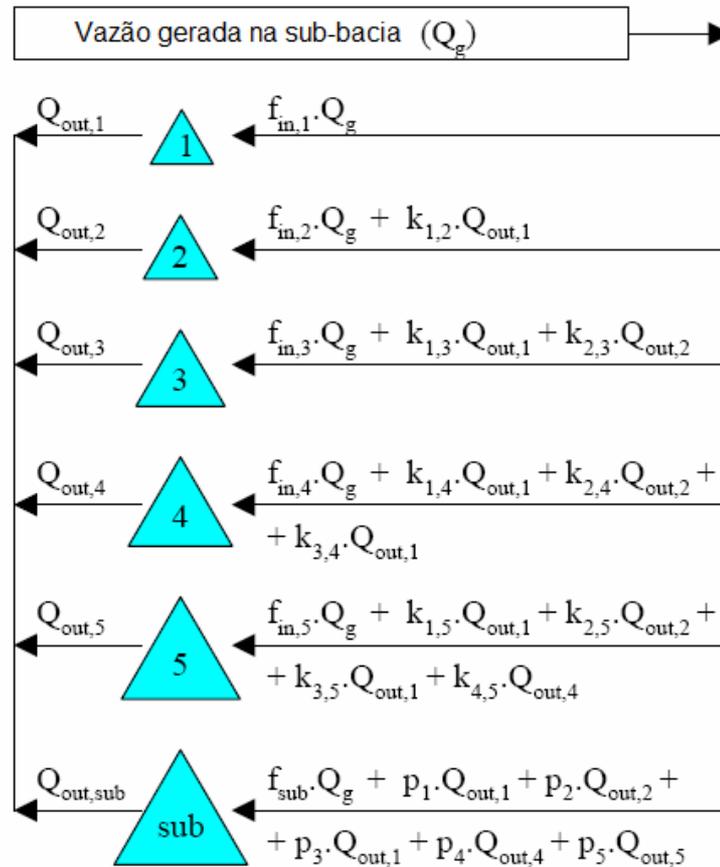


Figura A2. Esquema da cascata de reservatórios adotada no modelo WASA-SED (Fonte: Mamede, 2008)

Para os grandes reservatórios, considerados estratégicos do ponto de vista de disponibilidade hídrica e gestão dos recursos hídricos, o balanço hídrico é calculado individualmente, sendo necessária a devida caracterização de cada reservatório (dimensões do vertedouro, curva cota-área-volume, liberação de vazões a jusante). De maneira similar à simulação dos pequenos reservatórios, utiliza-se a equação do balanço hídrico para cômputo das efluências e variação de nível de cada reservatório estratégico:

$$\Delta V = Q_{in} + Q_{prec} + Q_{gr} - (Q_{evap} + Q_{inf} + Q_{over} + Q_{ws}) \quad (A41)$$

em que: Q_{in} é a vazão afluente; Q_{prec} é a vazão precipitada sobre a bacia hidráulica; Q_{gr} é o aporte proveniente do armazenamento subterrâneo; Q_{evap} é a vazão evaporada; Q_{inf} é a vazão infiltrada; Q_{over} é a vazão vertida; Q_{ws} é a vazão retirada para uso. Todas as variáveis são expressas em $m^3 \cdot d^{-1}$.

Ressalta-se que a vazão afluente proveniente de armazenamento subterrâneo assim como a vazão infiltrada são consideradas insignificantes em reservatórios de médio/grande porte no Nordeste do Brasil. Assim, no modelo WASA-SED essas duas parcelas são desprezadas.

Nesses reservatórios estratégicos, o balanço hídrico é calculado para seções transversais individuais ao longo do perfil longitudinal do reservatório. Mamede (2008) subdividiu o corpo do reservatório em um trecho de rio, no qual os cálculos hidráulicos baseiam-se no método “standard step” para fluxo gradualmente variado (Graf e Altinakar, 1998), e um trecho de reservatório, que utiliza um fator de ponderação baseado no volume, adaptado do modelo GSTARS (Yang e Simoes, 2002). A seção de transição entre os dois componentes é definida no local onde a máxima profundidade de água para escoamento uniforme no rio, calculada pela equação de Manning, é excedida pela profundidade de água da seção transversal devido ao represamento no reservatório. Assim, o comprimento do trecho de rio se torna maior para níveis de água mais baixos no reservatório e vice versa. Para a propagação no reservatório, a vazão Q_j de cada seção j é calculada por:

$$Q_j = Q_{in} - (Q_{in} - Q_{out}) \sum_{k=m}^j v_k \quad (\text{A42})$$

em que: Q_{in} e Q_{out} são as afluentes e efluentes do reservatório, respectivamente; v_k é a fração do volume do reservatório representada pela seção transversal ($v_k = V_k / V_{res}$); V_k é o volume representado pela seção k ; m é o índice da primeira seção do trecho de reservatório.

A1.3. Processos sedimentológicos

O módulo de processos sedimentológicos no modelo WASA-SED é composto de rotinas que simulam a erosão do solo, o transporte de sedimentos nas vertentes e sua transferência para a rede de drenagem, a propagação dos sedimentos nos rios e a deposição das partículas em reservatórios. Os processos sedimentológicos simulados no modelo WASA-SED são descritos detalhadamente por Müller et al. (2008).

Para o cálculo da geração de sedimentos, o modelo oferece quatro opções de equações derivadas da Equação Universal de Perda de Solos – USLE (Wischmeier e Smith, 1978), as quais apresentam a seguinte estrutura (Williams e Arnold, 1997):

$$E = \chi \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \cdot ROKF \cdot A \quad (\text{A43})$$

em que: E é erosão (t); K é o fator de erodibilidade do solo ($\text{t.h.MJ}^1.\text{mm}^{-1}$); LS é o fator de comprimento de rampa e declividade (adimensional); C é o fator de cobertura vegetal e manejo de culturas (adimensional); P é o fator de práticas conservacionistas (adimensional); $ROKF$ é o fator de fragmentos de rocha (adimensional) e A é a área (ha) da unidade de modelagem. χ é o termo de energia, que varia de acordo com a equação utilizada, como apresentado por Williams e Arnold (1997):

$$\text{USLE: } \chi = EI \quad (\text{A44})$$

$$\text{Onstad-Foster: } \chi = 0,646EI + 0,45(Q_{surf} \cdot q_p)^{0,33} \quad (\text{A45})$$

$$\text{MUSLE: } \chi = 1,586(Q_{surf} \cdot q_p)^{0,56} A^{0,12} \quad (\text{A46})$$

$$\text{MUST: } \chi = 2,5(Q_{surf} \cdot q_p)^{0,5} \quad (\text{A47})$$

em que: EI é o fator de erosividade da chuva ($\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$); Q_{surf} é a lâmina escoada superficialmente (mm); q_p é a intensidade máxima do escoamento ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). A erosão calculada é distribuída entre o número de classes de tamanho das partículas de solos, de acordo com a composição média dos solos erodidos.

A equação A43 pode ser aplicada na escala de sub-bacia ou de componente de terreno. Vale ressaltar que, conforme discutido por Müller et al. (2008), as equações de Onstad-Foster, MUSLE e MUST incorporam o escoamento superficial (calculado internamente pelas rotinas hidrológicas do modelo WASA-SED) na estimativa do fator de energia, evitando o uso de uma Razão de Aporte de Sedimentos (SDR) para cálculo da produção de sedimentos na escala de sub-bacia. A USLE, por sua vez, é incapaz de estimar a limitação da produção de sedimentos devido às condições de transporte, sendo desaconselhada sua aplicação à escala de sub-bacia.

Na escala de sub-bacia, os fatores da USLE são estimados por médias ponderadas pela área de ocorrência, com exceção do fator LS, que é calculado de forma acumulada ao longo da vertente no sentido de jusante.

Caso a equação de geração de sedimentos seja aplicada aos componentes de terreno, os fatores da USLE são estimados nessa escala e é simulada a propagação dos sedimentos erodidos na vertente. O processo consiste em adicionar a massa de sedimentos produzida a montante (SED_{in} , expressa em t) à massa de sedimentos gerada no componente de terreno corrente (E , em t). A massa de sedimentos disponível é então comparada com a capacidade de transporte (q_s , em t) para se obter a produção de sedimentos do componente de terreno (SY , em t), que será propagada para jusante. A produção de sedimentos é calculada pela seguinte equação:

$$SY = \min(E + SED_{in}; q_s) \quad (\text{A48})$$

O modelo WASA-SED disponibiliza duas opções de cálculo da capacidade de transporte de sedimentos nas vertentes:

a) Equação de Everaert (1991):

$$\text{Se } D_{50} \leq 150 \mu\text{m: } q_s = 1,50 \cdot 10^{-5} \Omega^{1,07} D_{50}^{0,47} W \quad (\text{A49a})$$

$$\text{Se } D_{50} > 150 \mu\text{m: } q_s = 3,97 \cdot 10^{-6} \Omega^{1,75} D_{50}^{-0,56} W \quad (\text{A49b})$$

em que: Ω é a potência de corrente efetiva ($\text{g}^{1,5} \cdot \text{s}^{-4,5} \cdot \text{cm}^{-2/3}$), calculada internamente no modelo WASA-SED; D_{50} é o diâmetro mediano das partículas (μm), estimado da distribuição granulométrica dos solos erodidos; W é a largura do componente do terreno (m). A potência de corrente efetiva é calculada pela expressão:

$$\Omega = (\rho g q s)^{1,5} / d^{2/3} \quad (\text{A50})$$

em que ρ é a densidade da água ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$); g é a aceleração da gravidade ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$); q é a vazão escoada superficialmente por unidade de largura ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$); s é a declividade do terreno ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$); e d é a lâmina de água escoada (cm).

b) Erosão máxima prevista pela MUSLE assumindo-se erodibilidade irrestrita (K máximo):

$$q_s = E_{MUSLE, K \max} \quad (\text{A51})$$

De maneira similar ao esquema de distribuição do escoamento superficial para jusante, descrito por Güntner e Bronstert (2004), o sedimento que deixa um componente de terreno i é dividido em uma fração propagada para o próximo componente de terreno de jusante ($SED_{in,TCi+1}$) e uma fração que é transferida diretamente para o rio ($SED_{river,i}$), representando as partículas de solo carregadas por caminhos preferenciais, como ravinas e voçorocas. Tal repartição é realizada com base na fração de área do componente de terreno (α_i) na respectiva unidade hidrológica, através das equações a seguir:

$$SED_{in,TCi+1} = SY_i \left[1 - \left(\alpha_i / \sum_{n=i}^{nTC} \alpha_n \right) \right] \quad (\text{A52})$$

$$SED_{river,i} = SY_i \left(\alpha_i / \sum_{n=1}^{nTC} \alpha_n \right) \quad (\text{A53})$$

em que: i e $i+1$ são os índices do componente de terreno corrente e do próximo a jusante, respectivamente; α é a fração de área do componente de terreno; nTC é o número de componentes de terreno na respectiva unidade hidrológica.

Para avaliação da conectividade no transporte de sedimentos, a taxa de deposição é utilizada como um indicador. Expressando a mudança na produção de sedimentos ocasionada pelas condições de transporte, a taxa de deposição se relaciona inversamente com a conectividade, ou seja, elevada deposição indica baixa conectividade. No modelo WASA-SED, a taxa de deposição (DEP_i) é calculada na escala de componente de terreno conforme a equação a seguir:

$$DEP_i = 1 - \left[SY_i / (SED_{in,i} + E_i) \right] \quad (\text{A54})$$

Uma vez estimada a massa de sedimentos transferida para a rede de drenagem, a propagação nos rios é simulada considerando processos de arraste de fundo e transporte de material em suspensão utilizando-se o conceito de capacidade de transporte. Müller et al. (2008) explicam que, no modelo WASA-SED, a máxima concentração de sedimentos que pode ser transportada pelo fluxo é calculada utilizando-se uma função tipo potência com base na velocidade de pico, similar aos modelos SWIM (Krysanova et al., 2000) e SWAT (Neitsch et al., 2002):

$$C_{s,max} = a \cdot v_{peak}^b \quad (A55)$$

em que: v_{peak} é a velocidade de pico no canal (m/s); $C_{s,max}$ é a concentração de sedimentos máxima para cada trecho de rio ($t \cdot m^{-3}$); a e b são coeficientes definidos pelo usuário. Se a concentração de sedimentos (C_{actual}) exceder a concentração máxima, ocorre deposição (Sed_{dep}). Caso contrário, erosão do leito do rio (Sed_{ero}) é calculada empregando-se uma função empírica de erodibilidade (Neitsch et al., 2002):

$$\text{Se } C_{actual} > C_{s,max}: Sed_{dep} = (C_{actual} - C_{s,max}) \cdot V \quad (A56a)$$

$$\text{Se } C_{actual} < C_{s,max}: Sed_{ero} = (C_{s,max} - C_{actual}) \cdot V \cdot K \cdot C \quad (A56b)$$

em que: Sed_{dep} é massa de sedimentos depositada (t); Sed_{ero} é a massa de sedimentos re-suspendidos no trecho de rio (t); V é o volume de água no trecho (m^3); K é o fator de erodibilidade do leito; C é o fator de cobertura do leito.

O arraste de fundo é simulado utilizando-se uma das seguintes equações (escolhida pelo usuário): Meyer-Peter e Müller (1948); Schoklitsch (1950); Bagnold (1956); Smart e Jaeggi (1983); Rickenmann (2001). Conforme exposto por Müller et al. (2008), o cálculo do transporte de leito é realizado admitindo-se vazões líquidas e sólidas constantes em cada passo da simulação. Considera-se ainda que não há limitação de oferta de sedimentos, ou seja, o transporte de leito ocorre a taxa potencial. Essa hipótese parece apropriada para eventos de curta duração e pequena magnitude, nos quais uma grande quantidade de sedimentos tem sido geralmente acumulada de vazões não-regularizadas de montante. Detalhes sobre as equações de transporte de sedimentos por arraste podem ser encontrados em Müller et al. (2008). As mesmas contemplam uma grande variedade de condições, aplicando-se a granulometria uniforme e variada, diâmetros de partículas de 0,4 a 29 mm e declividades de rio entre 0,003 e 0,2 m/m.

Nos reservatórios, o balanço de sedimentos é realizado aplicando-se o conceito de taxa de vertimento (Haan et al., 1994), admitindo-se um reservatório retangular sem ressuspensão de sedimento (Mamede, 2008). A taxa de vertimento, equivalente à velocidade crítica de

queda de uma partícula, é definida como a razão entre a vazão vertida e a área da bacia hidráulica. De acordo com o método, partículas com velocidade de queda superior à crítica ficam retidas no reservatório. A Figura A3 ilustra o conceito de taxa de vertimento aplicado no cálculo da retenção de sedimentos em pequenos reservatórios.

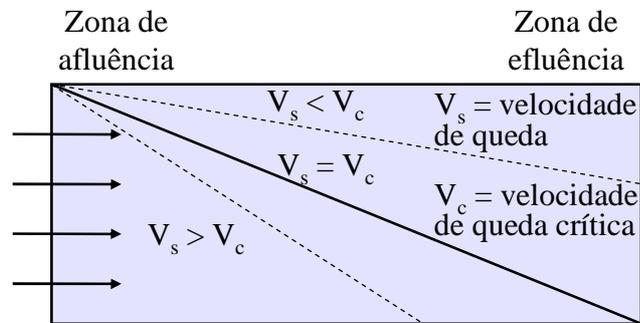


Figura A3. Trajetória da partícula de sedimento em um reservatório retangular idealizado (Fonte: Mamede et al., 2008)

A transferência de sedimentos entre os pequenos reservatórios é simulada utilizando-se o mesmo método de cascata empregado na propagação da água (ver Figura A2). Os processos de erosão e deposição nos tributários entre os pequenos reservatórios são desprezados. Assim, a vazão sólida afluente a cada classe de reservatórios e a vazão sólida disponível no exutório da sub-bacia, após passagem pela cascata de reservatórios, são calculadas pelas equações A57 e A58, respectivamente.

$$Q_{in,r}^s = f_{in,r} Q_g^s + \sum_{x=1}^{r-1} (k_{x,r} \cdot Q_{out,x}^s) \quad (A57)$$

$$Q_{sub}^s = f_{sub} Q_g^s + \sum_{r=1}^{n_c} (p_r \cdot Q_{out,r}^s) \quad (A58)$$

em que: $Q_{in,r}^s$ é a vazão afluente sólida à classe r ($t.d^{-1}$); Q_g^s é a vazão sólida gerada na sub-bacia ($t.d^{-1}$); $Q_{out,r}^s$ é a vazão sólida efluente da classe r ($t.d^{-1}$). As demais variáveis são tais como descritas anteriormente.

Para os reservatórios estratégicos é possível também realizar um balanço de sedimentos detalhado, o qual requer maiores informações quanto às características geométricas do açude e propriedades físicas do sedimento depositado. No módulo de assoreamento de reservatórios estratégicos, desenvolvido por Mamede (2008), é possível não apenas calcular a eficiência de retenção de sedimentos, mas também o padrão de deposição e erosão no reservatório.

No modelo WASA-SED, o transporte de sedimentos é calculado utilizando uma equação unidimensional de transporte, adaptada de Han e He (1990):

$$\frac{dS}{dx} = \frac{\alpha}{\omega q} (S^* - S) \quad (\text{A59})$$

em que: S é a concentração de sedimentos, S^* é a capacidade de carreamento de sedimentos, q é a vazão por unidade de largura, ω é a velocidade de queda das partículas, α é o coeficiente de recuperação de saturação. Mamede (2008) adaptou quatro equações de transporte de sedimentos (Wu et al., 2000; Ashida e Michiue, 1973; IRTCES, 1985; Ackers e White, 1973) para o cálculo da capacidade de carreamento de sedimentos, as quais são apresentadas detalhadamente por Müller et al. (2008).

As mudanças de elevação do leito do reservatório são calculadas para cada seção transversal considerando três camadas conceituais sobre o leito original: uma camada inferior de armazenamento, onde o sedimento é compactado e protegido contra erosão, uma camada intermediária, onde o sedimento pode ser depositado ou re-suspenso, e uma camada superior, onde ocorre fluxo carregado de sedimentos. A variação temporal do leito móvel é calculada utilizando a equação de balanço de sedimentos proposta por Han (1980):

$$\frac{\partial(QS)}{\partial(x)} + \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial \rho_d A_d}{\partial t} \quad (\text{A60})$$

em que: Q é a vazão líquida, S é a concentração de sedimentos, M é a massa de sedimentos na coluna de água com comprimento unitário na direção longitudinal, A_d é a área total de deposição, ρ_d é a densidade do material depositado.

Em cada intervalo da simulação, o balanço de sedimentos é calculado para cada faixa de diâmetro das partículas e para cada seção transversal, no sentido de jusante ao longo do perfil longitudinal. A quantidade total de sedimento depositado em cada seção corresponde à quantidade de sedimento afluyente que excede a capacidade de transporte. Por outro lado, o total de sedimento erodido corresponde ao total de sedimento que ainda pode ser transportado pelo fluxo de água. A erosão é limitada pela disponibilidade de sedimento no leito do trecho. A geometria da seção é atualizada sempre que houver deposição ou erosão na camada intermediária. Para cada seção transversal, o volume de sedimentos depositado é distribuído em um trecho com largura igual à metade da distância para as próximas seções a montante e a jusante. Assume-se que o sedimento em suspensão é distribuído uniformemente na seção e deposita verticalmente. Assim a elevação do leito (e_m) no ponto m ao longo da seção transversal muda proporcionalmente à altura de água no ponto:

$$e_m = e_{dep} \cdot f_{d,m} \quad (\text{A61})$$

em que: e_{dep} é a máxima mudança de elevação do leito no ponto mais profundo da seção, causada por deposição, e $f_{d,m}$ é um fator de ponderação calculado como a razão entre a profundidade da água no ponto m (h_m) e a profundidade máxima na seção (h_{max}), ou seja, $f_{d,m} = h_m / h_{max}$.

A erosão do leito é distribuída de maneira semelhante, assumindo-se uma distribuição simétrica da espessura do leito. A mudança de elevação do leito devido à erosão é limitada pela espessura máxima da camada intermediária. Nesse caso, a mudança de elevação do leito e_m é expressa por:

$$e_m = e_{ero} \cdot f_{e,m} \quad (\text{A62})$$

em que: e_{ero} é a máxima mudança de elevação do leito no ponto mais profundo da seção, causada por erosão, e $f_{e,m}$ é um fator de ponderação expresso por:

$$f_{e,m} = 1 - (1 - X_m)^{2,9} \quad (\text{A63})$$

$$X_m = X / X_{max} \quad (\text{A64})$$

em que: X é a distância atual ao longo da metade submersa do perímetro da seção transversal, X_{max} é a metade do perímetro molhado total entre o ponto na seção transversal na superfície da água e o ponto mais profundo da seção.