RBGF- Revista Brasileira de Geografia Física
Recife-PE Vol.2 n.01 jan/abril 2009,14-25.

QUANTIFICAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL E EROSÃO DO SOLO EM REGIÕES SEMI-ÁRIDAS

Laércio Leal dos Santos[1]

Artigo recebido em 20/05/2009 e aceito para publicação em 01/09/2009.

RESUMO

Este artigo tem o objetivo de quantificar o escoamento superficial e a produção de sedimentos na região semi-árida paraibana, através do modelo hidrossedimentológico KINEROS2 na sub-bacia 1 (0,59 km^2) do Riacho dos Namorados, localizada na Bacia Experimental de São João do Cariri (BESJC). Os resultados demonstram que o modelo consegue simular os processos de forma estável e satisfatória, e também, foi capaz de estimar, com fidelidade, a erosão do solo em eventos individuais, sendo, portanto, uma boa ferramenta para prever a produção de sedimentos em locais onde não existem observações.

Palavras-Chave: Modelagem hidrossedimentológica, produção de sedimentos, semi-árido

QUANTIFICATION OF RUNOFF AND SOIL EROSION IN SEMI-ARID REGIONS

ABSTRACT

This article aims to quantify the runoff and sediment production in the semi-arid, with hidrossedimentologic model KINEROS2 in the sub-basin 1 (0.59 km^2) of Valentine's Creek, located in the Basin Experimental of São João do Cariri (BESJC). The results show that the model can simulate the processes on a stable and satisfactory, and also was able to estimate with precision, soil erosion in individual events and therefore a good tool to predict the production of sediment in places where there are no comments.

Keywords: Hidrossedimentologic modeling, production of sediments, semi-arid

[1] Doutorando do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Área de Recursos Hídricos e Tecnologia ambiental. laercioeng@yahoo.com.br

INTRODUÇÃO

A erosão do solo constitui a principal causa do empobrecimento precoce das terras produtivas. As enxurradas, provenientes das águas que não foram retidas ou infiltradas no solo, transportam partículas de solo em suspensão e nutrientes necessários às plantas.

Segundo Bertoni (1999), o Brasil perde anualmente pelo menos quinhentos milhões de toneladas de terra através da erosão, correspondendo à retirada de uma camada de 15 cm de espessura numa área de 2.800.000.000 m^2. Essa perda de solo influencia diretamente a produtividade das culturas agrícolas, podendo, mesmo em alguns casos, resultar na perda total da capacidade produtiva. O desmatamento aliado à agricultura irrigada são atividades que produzem grandes quantidades de sedimento. O U.S. *Soil Conservation Service* estima o limite de perda de solo em 11,2 t/ha/ano para atividades agrícolas enquanto que as taxas de erosão natural ficam em torno de 0,224 e 2,42 t/ha/ano.

A retirada da vegetação pode provocar alterações também no regime de precipitação de uma região, pois ocorre uma redução do volume evaporado devido à diminuição da interceptação vegetal. Bruijnzeel (1996) apresenta alguns estudos que procuram associar evidências circunstanciais de redução de precipitação associados ao desmatamento.

Na literatura, encontram-se diversos artigos que mostram que o desmatamento produz o aumento do escoamento superficial em bacias rurais (LAL & RUSSEL, 1981). No entanto, para as bacias de médio e grande porte os efeitos ainda são pouco conhecidos. A açudagem no Nordeste é outro fator que pode favorecer os efeitos da erosão. Para a construção dos açudes, a vegetação nativa é retirada deixando o solo ao seu redor desprovido de proteção, e por isso, ficando sujeito aos efeitos erosivos da chuva (FIGUEIREDO, 1999).

Modelos hidrossedimentológicos, que possam considerar os efeitos das mudanças de uso do solo, vêm sendo utilizados por pesquisadores em seus estudos.

Os modelos de base física, principalmente aqueles que simulam os processos da erosão pela chuva, são ferramentas muito úteis para os tomadores de decisão e órgãos gestores, visto que, uma vez parametrizados, os modelos poderão ser utilizados para a previsão de escoamento superficial e a produção de sedimentos devido a um evento de precipitação, o que auxiliaria na gestão de corpos de água.

Tomando-se por base o acima exposto, o objetivo do presente trabalho é quantificar o escoamento superficial e conseqüentemente a erosão do solo na Sub-Bacia 1 (SB1) na Bacia Experimental de São João do Cariri (BESJC), instalada no

semi-árido paraibano, através do modelo hidrodinâmico chamado KINEROS2 (SMITH *et al*., 1993).

Apresenta-se a seguir a área de aplicação dessa pesquisa, o modelo Hidrodinâmico aplicado, a calibração e validação do modelo e a avaliação do comportamento do modelo.

MATERIAL E MÉTODOS

Área de aplicação

A BESJC está localizada no cariri paraibano (7º25' S, 36º30' O) e é parte do semi-árido nordestino. Possui diversas unidades experimentais como duas parcelas de erosão, três micro-bacias e quatro sub-bacias. Neste trabalho foram utilizados dados da sub-bacia 1 (SB1) Figura 1.

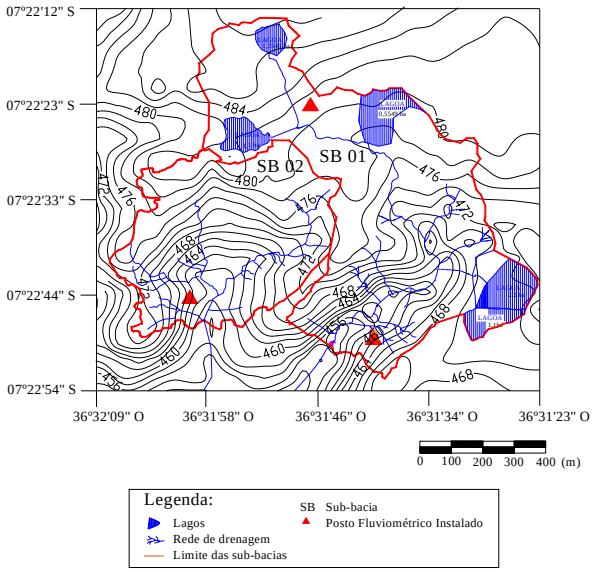

Figura 1 – Delimitação das sub-bacias 1 e 2

Essa sub-bacia possui diversos equipamentos instalados como linígrafos, régua de máxima e réguas linimétricas. Para o registro das cheias foi instalado um vertedor triangular de soleira espessa (Figura 2) em uma seção do riacho, cuja área de contribuição é 0,59 km^2 (área da SB1).

Figura 2 – Vertedor da Sub-bacia 1

Nesta bacia, o processo de erosão através de ravinas, e até mesmo de voçorocas, está em expansão, o que pôde ser observado através de várias visitas a área da SB1. O canal principal vem se alargando ao logo de todo o seu percurso chegando a 2,5 m ou mais, nas partes mais baixas da bacia e em alguns pontos críticos uma profundidade muitas vezes superior a 1 m (SANTOS, 2008).

Modelo KINEROS2

O modelo KINEROS2 é composto de várias rotinas ou modelos que simulam os processos do ciclo hidrossedimentológicos dentre elas as que mais influenciam o resultado da simulação (lâmina e produção de sedimentos) são: infiltração, escoamento sobre os planos e

nos canais e erosão hídrica (impacto das gotas de chuva e erosão devido ao fluxo superficial).

Modelo de Infiltração

O modelo de infiltração permite uma redistribuição de água no solo, incluindo a recuperação da capacidade de infiltração durante os intervalos entre as chuvas, determinando as taxas de infiltração durante e após esse intervalo sem chuva. A taxa de infiltração f_c é função da lâmina acumulada de infiltração I e de alguns parâmetros básicos que descrevem as propriedades de infiltração no solo: condutividade hidráulica saturada efetiva K_s (m/s), valor efetivo do potencial de capilaridade G (m), porosidade do solo ϕ, e índice de distribuição dos tamanhos dos poros λ. O cálculo da taxa de infiltração f_c (m/s) é feito pela seguinte equação (1) (SMITH e PARLANGE, 1978):

$$f_c = K_s\left[1+\frac{\alpha}{e^{\alpha I/B}-1}\right] \qquad (1)$$

em que $B = (G + h)(\theta_s - \theta_i)$, combinando os efeitos do potencial efetivo de capilaridade, G, profundidade do fluxo, h (m), e da capacidade de armazenamento de água do solo, $\Delta\theta = (\theta_s - \theta_i)$, onde θ_s é a umidade de saturação do solo (m^3/m^3), α representa o tipo de solo; α se aproxima de 0 para uma areia, e neste caso, a Equação (1) aproxima-se à equação de Green-Ampt; α se aproxima de 1 para um solo franco bem uniforme, neste caso a Equação (1) representa a equação de infiltração de Smith-Parlange (SMITH e PARLANGE, 1978). A maioria dos tipos de solo é mais bem representada por um valor de α igual a 0,85, sendo este o valor adotado no modelo (SMITH *et al*., 1993). O valor efetivo do potencial de capilaridade G é dado pela seguinte expressão:

$$G = \int_{-\infty}^{0} \frac{K(\psi)}{K_s} d\psi \qquad (2)$$

em que Ψ é o potencial mátrico do solo (m).

Neste modelo os parâmetros mais importante e influentes no processo de escoamento superficial e, conseqüentemente o processo erosivo, são Ks, G, e a saturação inicial relativa ($Si = \theta_i / \phi$).

Fluxo nos Planos

Visto em uma escala muito pequena, o fluxo nos planos é um processo tridimensional extremamente complexo. Numa escala maior, entretanto, pode ser visto como um processo unidimensional onde se pode aplicar a seguinte equação:

$$Q = ah^m \qquad (3)$$

Em que Q é a descarga por unidade de largura (m^2/s) e h é o volume de água armazenado por unidade da área (m). Os

parâmetros *a* e *m* são dados por: $a = S^{1/2}/n$ e $m = 5/3$, onde *S* é a declividade e *n* é o coeficiente de rugosidade de Manning.

Para o modelamento do fluxo nos planos, KINEROS2 utiliza a Equação (4), onde se obtém:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + amh^{m-1}\frac{\partial h}{\partial x} = q(x,t) \qquad (4)$$

As equações de onda cinemática, que são simplificações das equações de Saint-Venant, não preservam todas as suas propriedades, tais como as utilizadas em modelos difusos, os quais consideram os efeitos de jusante sobre o escoamento proveniente de montante, e como nos modelos hidrodinâmicos, onde se consideram as equações de Saint- Venant em sua forma geral, ou seja, incluindo os termos que representam a gravidade, o atrito, a pressão e a inércia do fluxo (WOOLHISER *et al*., 1990). As equações de onda cinemática são resolvidas no modelo usando um esquema implícito de diferenças finitas definido em quatro pontos, em relação à distância e ao tempo.

Fluxo nos Canais

A equação da continuidade para um canal com entrada lateral de fluxo é:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q(x,t) \qquad (5)$$

em que *A* é a área da seção transversal (m^2), *Q* é a vazão no canal (m^3/s) e *q(x,t)* é o fluxo lateral por unidade de comprimento do canal (m^2/s).

A relação entre a vazão no canal e a área de sua seção transversal é dada por:

$$Q = aR^{m-1}A \qquad (6)$$

em que *R* é o raio hidráulico (m), $a = S^{1/2}/n$ e $m = 5/3$, onde *S* é a declividade e *n* é o coeficiente de rugosidade de Manning.

As equações cinemáticas de fluxo para os canais são resolvidas por uma técnica implícita definida em quatro pontos similar àquela para o fluxo nos planos, com a diferença que a incógnita agora é a área *A* e não a profundidade do fluxo *h*, e que as mudanças geométricas devido à variação da profundidade devem ser consideradas.

Modelagem da Erosão nos Planos e Canais

A equação geral que descreve a dinâmica dos sedimentos dentro do fluxo é a equação de balanço de massa, similar àquela para o fluxo de água (BENNETT, 1974):

$$\frac{\partial(AC_s)}{\partial t} + \frac{\partial(QC_s)}{\partial x} - e(x,t) = q_s(x,t) \qquad (7)$$

em que C_s é a concentração de sedimento no fluxo (m^3/m^3), Q é a vazão hidráulica (m^3/s), A é área da seção transversal do plano ou canal (m^2), e é a taxa de erosão do solo (m^2/s), e q_s é taxa de entrada lateral de sedimento no fluxo nos canais ($m^3/s/m$).

Nos planos, a erosão é modelada como sendo composta por dois componentes principais: a erosão provocada pelo impacto das gotas de chuva no solo, e pela erosão (ou deposição) hidráulica, resultado da interação entre a força de cisalhamento do fluxo e a tendência das partículas de solo no fluxo se depositarem sob efeito da força da gravidade. A erosão resultante é o somatório da taxa da erosão provocada pelo impacto das gotas de chuva e_s e da erosão hidráulica e_h:

$$e = e_s + e_h \qquad (8)$$

A erosão por impacto das gotas de chuva é estimada pela seguinte expressão (MEYER e WISCHMEIER, 1969):

$$e_s = C_f e^{-c_h hi} i^2 \qquad (9)$$

em que i é a intensidade da precipitação (m/s), C_f é um coeficiente a ser determinado experimentalmente ou por calibração, que está relacionado às propriedades do solo e da superfície, $e^{-C_h hi}$ é um fator que representa a redução na erosão por impacto das gotas de chuva devido ao aumento da lâmina d'água. O parâmetro C_h representa a efetividade do amortecimento da superfície da água, fixado no modelo como sendo igual a 656.

A erosão hidráulica (e_h) é estimada como sendo linearmente dependente da diferença entre a capacidade de transporte do fluxo (concentração de equilíbrio) e a concentração real de sedimento, e é dada pela equação:

$$e_h = C_g \left(C_m - C_s\right) A \qquad (10)$$

em que C_m é a concentração de equilíbrio na capacidade de transporte, $C_s = C_s(x,t)$ é a concentração real de sedimentos no fluxo, e c_g é um coeficiente da taxa de transferência de sedimentos (s^{-1}), e é calculado por:

$$C_g = C_o \frac{v_s}{h} \text{ se } C_s \le C_m \text{ (erosão) ou}$$

$$C_g = \frac{v_s}{h} \text{ se } C_s > C_m \text{ (deposição)} \qquad (11)$$

Em que C_o é um coeficiente que reflete à coesão do solo e v_s é a velocidade de queda da partícula (m/s).

O modelo utiliza a fórmula de capacidade de transporte de Engelund e Hansen (ENGELUND e HANSEN, 1967), com a inclusão de um limite crítico do valor da potência unitária do fluxo $\Omega = uS$ (*Unit Stream Power*) igual a 0,004 m/s, onde u é a velocidade do fluxo (m/s) e S é a declividade, para estender a sua

aplicabilidade a fluxos rasos. A equação para o cálculo da concentração de sedimentos na capacidade de transporte é a seguinte (ENGELUND e HANSEN, 1967):

$$C_m = \frac{0{,}05}{d(S_s-1)^2}\sqrt{\frac{Sh}{g}}(\Omega - 0{,}004) \qquad (12)$$

em que g é a aceleração da gravidade (m/s^2), S_s é a densidade relativa do sedimento, igual a 2,65, d é o diâmetro do sedimento (m), h é a profundidade do fluxo (m), e as outras variáveis já foram definidas anteriormente.

A velocidade de queda da partícula é calculada pela seguinte equação:

$$v_s^2 = \frac{4}{3}\frac{g(S_s-1)d}{C_D} \qquad (13)$$

em que C_D é o coeficiente de arrasto da partícula, que é uma função do número de Reynolds, e é calculado pela seguinte expressão:

$$C_D = \frac{24}{R_n} + \frac{3}{\sqrt{R_n}} + 0{,}34 \qquad (14)$$

em que R_n é o número de Reynolds, calculado como $R_n = v_s d/\nu$, onde ν é a viscosidade cinemática da água.

A simulação do transporte de sedimentos para os canais é realizada de maneira semelhante à simulação do transporte de sedimentos nos planos. A principal diferença nas equações é que a erosão por impacto das gotas de chuva é desprezada, e o termo q_s torna-se importante na representação da entrada de fluxo lateral.

Parâmetros a serem calibrados

a) Parâmetros que são obtidos através de ensaios na área experimental ou de acordo com as características geométricas dos elementos:

Comprimento característico, Diâmetro, Elemento a jusante ou a montante, Comprimento, Largura, Declividade, Fração da superfície ocupada por vegetação, Coeficiente de variação da condutividade hidráulica saturada efetiva, Valor efetivo do potencial de capilaridade G dado pela Equação 4.2 (mm ou polegadas), Porosidade, Distribuição.

b) Parâmetros que foram obtidos através da literatura, com base em trabalhos efetuados na bacia em estudo ou em áreas semelhantes:

n de Manning (0,02 para planos e 0,03 para canais), C de Chezy (0,50) , Relevo (2,0 mm), Espaçamento (0,3 m).

c) Parâmetros que precisam de calibração:

c_f, c_o, K_s, S_i, G.

APLICAÇÃO DO MODELO

O modelo utilizado na pesquisa necessita de uma discretização da área em estudo. Essa discretização é uma

representação matemática da região em forma de planos e canais (Figura 3). Dessa forma a SB1 foi discretizada em 87 elementos (62 planos e 25 canais).

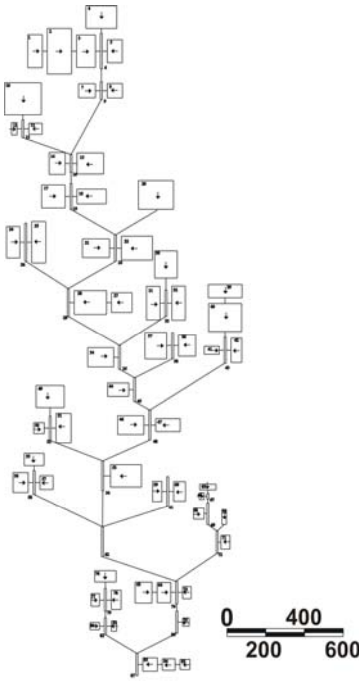

Figura 3 – Discretização da Sub-bacia 1 em 87 elementos

As larguras dos canais foram inseridas de acordo com a percepção obtida durante as visitas ao campo, e essas larguras variaram entre 0,10 a 2,00 m.

Inicialmente, o arquivo de parâmetros referente à discretização da SB1 foi montado e, para tanto, as características fisiográficas, pedológicas e de cobertura vegetal tiveram de ser levantadas, o que foi feito durante as visitas periódicas a BESJC. Foram utilizados 98 eventos (chuvas), dos quais, apenas 22 eventos possuíam dados de erosão observados.

Ver na integra o processo de discretização no trabalho de dissertação de Santos (2008).

Após a montagem do arquivo de parâmetros, os arquivos de chuva foram montados, com as características de todas as chuvas que produziram escoamento superficial e consequentemente erosão de solo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os parâmetros relacionados ao escoamento superficial e erosão do solo foram bastante sensíveis as variações no processo de calibração.

Os valores de saturação inicial relativa do solo são altos, conforme Figura 4. A maioria dos eventos foram calibrados com uma saturação inicial relativa do solo superior a 60% na sub-bacia 1. Como a saturação inicial relativa do solo é dado pela relação entre a umidade inicial e a porosidade ($S_i = \theta_i/\phi$) verificamos que o valor de umidade inicial máximo é de 0,38, ou seja, para S_i = 0,95 e ϕ = 0,398. Sendo assim, teoricamente, o valor do parâmetro S_i está entre os limites citados por (LOPES, 2003) onde para um solo tipo franco arenoso argiloso, como na BESJC, a umidade relativa do ponto de murcha fica em torno de 0,13 e a umidade relativa à capacidade de campo fica em torno de 0,34.

Uma explicação para valores altos de saturação inicial do solo seria a fixação do parâmetro *G*, o potencial de capilaridade, igual a 330 mm. Este parâmetro se refere a uma característica física do solo que também varia de acordo com a umidade. Woolhiser *et al*., (1990), baseado no trabalho de Rawls *et al*., (1983), indicam valores médios desse parâmetro de acordo com o tipo de solo, e recomenda que utilizem o valor médio quando não exista valores disponíveis de campo. Caso tivéssemos pares de valores da condutividade hidráulica e do potencial mátrico de solo, poderíamos calcular *G* pela equação 2.

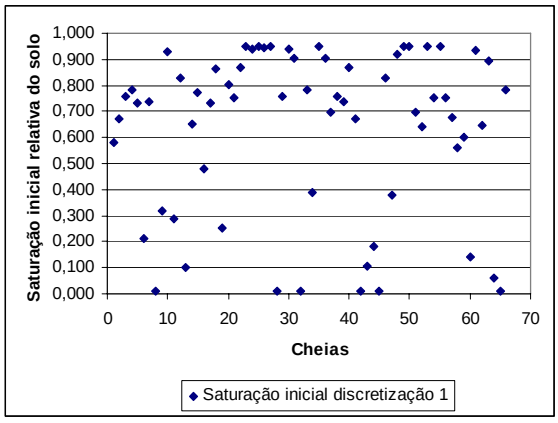

Figura 4 – Valor da saturação inicial relativa do solo versus número da cheia para a SB1

Todavia, o modelo apresenta coerência entre os valores encontrados para a saturação do solo comparando os valores encontrados por Santos (2008) demonstrando que o modelo representa bem à física do processo de infiltração.

Nesse contexto, deve-se enfatizar a importância dos parâmetros da erosão. Enquanto não é realizada uma observação física em campo para verificar o processo real, o parâmetro c_f deve ser analisado de forma indireta. Considerar que os planos discretizados na sub-bacia seriam perfeitamente planos, o que seria favorável à erosão pelo impacto das gotas de chuva (c_f) – não seria totalmente válido. A melhor representação de um plano seria a própria parcela de erosão, e nesse caso a erosão principal ocorre pelo impacto das gotas de chuva. Nas sub-bacias, quando discretizada, os planos são muito maiores do que as parcelas, e também, maiores do que as próprias micro-bacias, logo, nem toda a região do plano é totalmente plana, e em algumas partes começa a ocorrer a presença de sulcos formados pela concentração do escoamento superficial. A presença desses sulcos causa erosão concentrada, com a predominância da ação de cisalhamento na erosão das partículas e a coesão resistindo essa erosão.

Dessa forma, o parâmetro c_f deixa de ser o parâmetro mais importante no processo de erosão nas sub-bacias. Daí, no processo de erosão e transporte de sedimentos, o parâmetro básico que influencia a produção de sedimentos seria c_o que representa a coesão entre as partículas do solo e, determina o parâmetro de intercâmbio c_g. O valor do coeficiente de determinação obtido

na calibração foi de 0,999, um resultado muito satisfatório. A Figura 5 a seguir apresenta a correlação da erosão após a calibração.

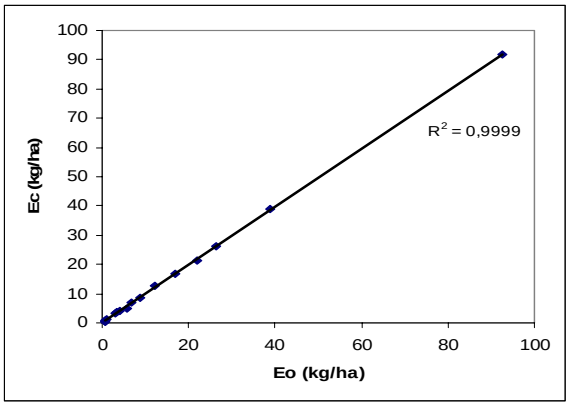

Figura 5 – Coeficiente de determinação entre os valores de lâmina observada e calculada para a SB1 após a calibração

Após a obtenção dos valores médios dos parâmetros c_o para planos e para canais, foi possível realizar a simulação. Foram utilizados apenas os eventos que haviam sido calibrados. Também foram simulados os valores da produção de sedimentos nos eventos que não possuíam dados de erosão observados. A Figura 6 apresenta o coeficiente de determinação de 0,844 que é alto, porém inferior aos da calibração.

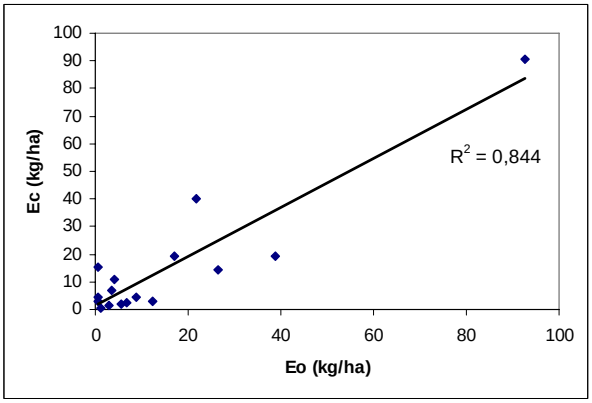

Figura 6 – Coeficiente de determinação entre os valores de lâmina observada e calculada para a SB1 após a simulação

Definidos todos os parâmetros do modelo KINEROS2, foi possível obter uma estimativa da produção anual de sedimentos e uma estimativa da produção média interanual. Para este fim, foram simulados todos os eventos de todos os anos que tinham registro de dados consistentes e verificados de chuva e lâmina de escoamento. Como foi explicada anteriormente, a saturação inicial do solo, sendo variável para cada evento, tinha que ser determinada pelo ajuste entre a lâmina simulada e observada para cada evento para poder gerar a seqüência do fluxo sobre os planos e canais da cada configuração. Feito isto, a erosão foi simulada evento a evento nos anos de 1987 a 2006 para obter a produção anual através da soma das produções individuais.

Uma das informações importantes para planejamento e gestão dos recursos naturais de uma bacia hidrográfica é a taxa média anual de sedimentos erodidos. A melhor forma de estimar este valor é através de modelos calibrados.

A Tabela 1 ao lado apresenta os dados de produção de sedimentos anuais.

CONCLUSÕES

Em termos de parametrização, o modelo KINEROS2 produz resultados bastante estáveis e satisfatórios, porém o parâmetro c_o exigiu maior esforço na calibração.

O modelo simula bem o escoamento superficial na discretização utilizada.

Em relação à produção de sedimentos, o modelo KINEROS2 apresenta ótimos resultados devido à alta precisão e também por ter sido direcionado para pequenas bacias.

A erosão por impacto de gotas de chuva deixa de ser o processo erosivo predominante para dar lugar à erosão por fluxo concentrado, o que pode ser explicado devido ao fato que a concentração do fluxo superficial em sulcos não ter ocorrido nas parcelas de erosão.

O modelo KINEROS2 foi capaz de estimar a produção de sedimentos em eventos individuais e em nível anual e, portanto, serve como uma boa ferramenta de previsão onde não existam dados medidos em pequenas bacias.

REFERENCIAS

BENNETT, J. P. (1974). Concepts of mathematical modeling of sediment yield. Water Resources Research, 10(3): 485-492.

BERTONI, J. LOMBARDI NETO, F. Conservação do solo. 4. ed., Ícone, 1999. 355p

BRUIJNZEEL, L.A. (1996). Predicting the hydrological impacts of tropical Forest conversion: The need for integrated research. Capitulo 2 de "Amazonian Deforestation and Climate" Eds: Gash J H C, Nobre C A, Roberts J M e Victoria R L John Wiley & Co: Chichester, Inglaterra.

ENGELUND, F. e HANSEN, E. (1967). A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknish Vorlag, Copenhagen.

FIGUEIREDO, E. E. E SRINIVASAN, V. S. (1999). Avaliação dos Impactos do uso do solo e da Influência dos Açudes sobre o Escoamento para o açude Sumé - PB. CD-ROM, Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Belo Horizonte - MG.

LAL, R. e RUSSEL, E.W. (1981). Tropical Agricultural Hydrology. Wiley and Sons, Chichester.

LOPES, W. T. A. (2003). Efeitos de Escala na Modelagem Hidrossedimentológica na Região Semi-Árida Paraibana. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Campina Grande – UFCG. Área de Recursos Hídricos.

MEYER L. D. e WISCHMEYER. (1969). Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. TRANSACTIONS of the ASAE 12(6):754-758, 762. Apud Foster (1982).

RAWLS, W.J. e SAXTON, K.E. (1983). Estimation of Soil Water Properties. Trans. ASAE, 25(5), 1316-1320, 1328.

SANTOS, L. L. (2008). Modelagem Hidrossedimentológica e Avaliação Comparativa de Três modelos em Pequenas Sub-bacias na Região Semi-Árida Paraibana. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Campina Grande – UFCG. Área de Recursos Hídricos.

SMITH, R. E., CORRADINI, C. e MELONE, F. (1993). Modeling Infiltration for Multistorm Runoff Events. Water Resources Research, 29(1): 133-144.

SMITH, R. E. e PARLANGE, J. Y. (1978). A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model. Water Res. Res., 14(3): 533-538.

TUCCI, C. E. M. e CLARKE, R. T. (1997). Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. In: Revista Brasileira de Recursos Hídricos , v. 2, N. 1, p135-152

WOOLHISER, D. A., SMITH, R. E. e GOODRICH, D. C. (1990). KINEROS: A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual. U. S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, 130 pp.