



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
– MESTRADO –

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM DIFERENTES
CENÁRIOS DE USO DO SOLO NA BACIA DO RIO COBRES,
PORTUGAL**

Por

Valeriano Carneiro de Lima Silva

*Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal da Paraíba
para a obtenção do grau de Mestre*

João Pessoa – PB

Março de 2015



Universidade Federal da Paraíba
Centro de Tecnologia
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
– MESTRADO –

MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM DIFERENTES CENÁRIOS DE USO DO SOLO NA BACIA DO RIO COBRES, PORTUGAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana e Ambiental na área de recursos hídricos, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS

VALERIANO CARNEIRO DE LIMA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Celso Augusto Guimarães

Co-Orientador: Prof. Dr. Richarde Marques da Silva

João Pessoa-PB

Março de 2015

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

S586m Silva, Valeriano Carneiro de Lima.

Modelagem hidrossedimentológica em diferentes cenários de uso do solo na bacia do Rio Cobres, Portugal / Valeriano Carneiro de Lima Silva. - João Pessoa, 2015.

91 f. : il.

Orientação: Celso Augusto Guimarães.

Coorientação: Richarde Marques da Silva.

Dissertação (Mestrado) - UFPB/CT.

1. Erosão. 2. SIG - Sistemas de Informações Geográficas. 3. Modelo Hidrossedimentológico. 4. SWAT. I. Guimarães, Celso Augusto. II. Silva, Richarde Marques da. III. Título.

UFPB/BC

CDU 504.121(043)

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM DIFERENTES
CENÁRIOS DE USO DO SOLO NA BACIA DO RIO COBRES,
PORTUGAL**

APROVADA EM: 31 de março de 2015



Prof. Dr. CELSO AUGUSTO GUIMARAES SANTOS

Orientador - UFPB



Prof. Dr. RICHARDE MÂRQUES DA SILVA

Co-Orientador - UFPB



Prof. Dr. TARCISO CABRAL DA SILVA

Examinador Interno - UFPB



Prof. Dr. RICARDO DE ARAGÃO

Examinador Externo - UFCG

João Pessoa – PB

Março de 2015

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais
Severino Valeriano (in memoriam) e Maria Rosângela,
a minha filha Maria Helena,
Com muito amor e carinho.

AGRADECIMENTOS

Início meus agradecimentos a Deus, por ter fornecido a ajuda necessária para conclusão deste trabalho.

Aos meus pais, Severino Valeriano e Maria Rosângela, meus eternos agradecimentos. Sempre me orientando de forma correta para seguir na vida, obrigado pelo amor incondicional.

Ao meu grande tesouro e razão da minha vida, minha filha, Maria Helena, que me ensinou uma nova forma de pensar na vida e me fazer uma pessoa melhor.

A minha sogra, Maria das Graças, que foi fundamental para que eu pudesse ter tempo para a finalização do meu trabalho. Obrigado.

Aos meus irmãos, Michelle e Rosângelo, por acreditarem no meu trabalho.

Aos meus padrinhos, Eduardo e Daniella, pelos momentos agradáveis que passamos juntos.

Ao meu orientador, professor Celso, pela oportunidade de ingressar no programa e ter sido uns dos meus orientados. Sempre disponível e compreensível nas situações que passei e ajudando nos meus trabalhos. Sempre serei grato.

Ao meu co-orientador, professor Richarde, por ter dado um voto de confiança a minha pessoa, sempre me envolvendo na vida acadêmica e passando seus ensinamentos e mais que tudo, tendo muita paciência. Sempre serei grato.

Aos professores João Corte-Real e Madalena Moreira da Universidade de Évora pelos dados fornecidos e discussão durante o desenvolvimento da pesquisa.

A aluna, Isabella que me ajudou bastante na utilização do modelo desta dissertação, e foi peça chave na obtenção dos dados. Muito obrigado pela ajuda.

Aos meus amigos, Jorge, Victor, Yure e Leonardo, que sempre participaram em todos os meus trabalhos na academia com dedicação e companheirismo. Obrigado.

Por fim, agradeço ao PPGEUA e a UFPB, por abrirem as portas para que eu pudesse adquirir conhecimento e construir essa Dissertação de Mestrado. Obrigado.

RESUMO

A erosão dos solos é um dos mais graves problemas ambientais em todo o mundo, em regiões semiáridas não é diferente pois as mesmas sofrem com a variabilidade espaço-temporal da precipitação. Para se estudar os problemas da erosão dos solos, a utilização de modelos hidrossedimentológicos acoplados ao Sistema de Informações Geográficas é uma importante ferramenta para quantificar os processos de vazão e produção de sedimentos em bacias hidrográficas. Assim, esta pesquisa analisou os processos hidrossedimentológicos em diferentes cenários de uso e ocupação do solo (atual, cenário pessimista e cenário otimista), para a Bacia do Rio Cobres, localizada na porção semiárida de Portugal, utilizando o modelo SWAT. Neste estudo, foram utilizados dados diários de precipitação, temperatura, umidade do ar, vazão e produção de sedimentos, para o período de 1960 a 2000, mapas digitais de elevação do terreno com resolução espacial de 90 m, uso e ocupação do solo e tipos de solo da bacia. Os resultados demonstraram a eficácia do modelo na simulação da vazão, com coeficiente de determinação (R^2) = 0,81 e coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE) = 0,63, e também na simulação da produção de sedimentos com R^2 = 0,82 e COE = 0,47. Comparando os resultados das simulações entre o cenário de uso atual e os outros dois cenários, o modelo aumentou a predição da produção de sedimentos na bacia no Cenário 1. Como esperado, no Cenário 2, os resultados da produção de sedimentos foram menores. No cenário de uso atual, a produção de sedimentos simulada foi de 4,87 ton/ha/ano.

Palavras-chave: SIG, modelo hidrossedimentológico, erosão.

ABSTRACT

Soil erosion is a major environmental problem worldwide, mainly in semiarid regions that suffer with spatial and temporal variability of rainfall. In order to study the soil erosion problem, the use of runoff-erosion models coupled to Geographic Information Systems is an important tool to quantify the runoff and sediment yield process in the watersheds. Thus, this research analyzed the runoff-erosion process at the Cobres River Basin, located in the semiarid portion of Portugal, using the SWAT model. In this study, rainfall, temperature and humidity data from 1960 to 2000, and digital maps of land cover, terrain digital elevation model with spatial resolution of 90 m, and soil types were used. The results showed the effectiveness of the model for the runoff simulation, with coefficient of determination (R^2) = 0.81 and Nash-Sutcliffe coefficient (COE) = 0.63, and also for the sediment yield simulation with R^2 = 0.82 and COE = 0.47. Comparing the simulation results between the current usage scenario and the other two scenarios, the model increased the prediction of sediment yield in the basin in Scenario 1. As expected, in Scenario 2, the results of sediment yield were lower. In current usage scenario, the production of simulated sediment was 4.87 ton/ha/year.

Keywords: GIS, runoff-erosion model, erosion

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
1.1.1 Objetivo Geral:.....	3
1.1.2 Objetivos Específicos:.....	3
1.2 Área de Estudo	3
1.2.1 Características Físico-Climáticas da Bacia do Rio Cobres	4
1.2.2 Descrições dos tipos de solos	5
1.2.3 Declividade da Bacia do Rio Cobres.....	7
Figura 2. Mapa de declividade da Bacia do Rio Cobres.	7
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1 Aplicação de Modelos Hidrossedimentológicos em Escalas de Bacias	9
2.2 Processos hidrológicos em bacias hidrográficas	10
2.3 Processos Hidrossedimentológicos	12
2.4 Os problemas relacionados com os sedimentos	13
2.5 Influência da cobertura vegetal	14
2.6 Aplicação de Modelos Hidrológicos	15
2.7 Aplicações do SWAT.....	17
3. MATERIAIS E METODOS	21
3.1 O Modelo SWAT	21
3.1 Equações do Modelo SWAT.....	24
3.1.2 Balanço Hídrico.....	24
3.1.3 Equação Universal de Perda de Solo Modificada	25
3.1.4 Escoamento Superficial (Q_{sup}).....	26
3.1.5 Vazão de Pico (q_{pico}).....	28
3.2 Dados de vazão e determinação da produção de sedimentos na bacia.....	29
3.3 Uso e Ocupação e Tipos de Solos da Bacia	30

3.4 Determinação dos parâmetros de entrada do modelo SWAT	33
3.5 Dados Climatológicos	34
3.6 Análises Estatísticas e de Tendências	35
3.7 Tendências Espaço-Temporais para Precipitação e Vazão	36
3.8 Cenários de Uso e Ocupação do Solo	40
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
4.1 Análises de tendências na Precipitação	42
4.2 Análise das Tendências de Vazão	50
4.3 Estimativa da Vazão	55
4.4 Estimativa da produção de sedimentos	57
4.5 Modelagem Hidrossedimentológica em Diferentes Cenários	62
4.6 Análise de Tendências X Produção de Sedimentos	67
5. CONCLUSÕES	69
REFERÊNCIAS	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Área, percentual, valores de erodibilidade dos solos e referências	30
Tabela 2. Tipos de uso e ocupação do solo e classes de uso do solo do banco de dados do SWAT	33
Tabela 3. Valores otimizados e descrições dos parâmetros utilizados para a calibração do modelo SWAT.....	34
Tabela 4. Descrição dos postos pluviométricos utilizados neste estudo.....	35
Tabela 5. Os resultados dos testes estatísticos para chuvas sazonais e anuais ao longo do período 1960–2000.....	47
Tabela 6. As estatísticas descritivas da série anual de vazão do rio com as estações de estudo.	51
Tabela 7. Uso e ocupação do solo para os três cenários (uso atual e os 2 cenários hipotéticos). 65	
Tabela 8. Comparação dos valores mensais de vazão e sedimentos nos três cenários.....	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Rio Cobres.....	4
Figura 6. Mapa de uso e ocupação do solo da Bacia do Rio Cobres no ano de 2000.....	33
Figura 7. Precipitação anual normalizada para a bacia do Rio Cobres entre 1960 e 2000.....	42
Figura 8. Anomalia de chuva e precipitação média anual para a bacia do Rio Cobres entre 1960 e 2000.....	43
Figura 9. Tendências no total de precipitação anual durante o período 1960–2000 detectados pelo teste de Mann-Kendall.....	45
Figura 10. Análise das tendências anuais da precipitação durante 1960–2000.....	46
Figura 11. A distribuição espacial da precipitação durante: (a) 1960–1980, e (b) 1981–2000..	48
Figura 12. Distribuição espacial do teste de Mann-Kendall entre 1960–2000 para a bacia do Rio Cobres.	49
Figura 13. Distribuição espacial dos resultados do teste de inclinação de Sen entre 1960–2000 para a bacia do Rio Cobres.....	50
Figura 14. Vazão média anual do posto Pulo do Lobo, entre 1960 e 1989.	53
Figura 15. Vazão média anual do posto Monte da Ponte entre 1960 e 1988.....	53
Figura 16. Vazão média anual do posto Entradas entre 1972 e 1990.	54
Figura 17. Comparação entre as vazões observada e simulada: (a) calibração e (b) validação. 55	
Figura 18. Distribuição espacial das vazões médias anuais simuladas entre 1960–2000.	58
Figura 19. Relação entre a produção de sedimentos observada e estimada.....	59
Figura 20. Produção de sedimentos anual média na bacia do Rio Cobres entre 1960 e 2000 ..	60
Figura 21. Cenário de uso e ocupação do solo pessimista para o aumento da área de pastagem	63
Figura 22. Cenário de uso e ocupação do solo otimista para o aumento da área de Floresta... 64	
Figura 23. Comparativo das análises de Mann-Kendall e produção de sedimentos.....	67

1. INTRODUÇÃO

Os impactos decorrentes de uso do solo em termos hidrológicos e de transporte de sedimentos afetam o escoamento superficial, a vazão máxima de cheia, os fluxos de base, a recarga subterrânea, a umidade do solo e o volume de erosão e sedimentação (Perazzoli et al., 2013). Diante disso, os impactos ambientais causados por atividades humanas fizeram com que pesquisadores desenvolvessem técnicas de modelagem ambiental, para simular processos físicos e mudanças no uso do solo e seus impactos nos recursos hídricos em escalas de parcelas e bacias hidrográficas. Dentre essas técnicas, podemos destacar a aplicação de modelos hidrossedimentológicos acoplados a Sistemas de Informações Geográficas (SIG).

O desenvolvimento de técnicas computacionais voltadas para estudos de modelagem ambiental apresenta-se como uma ferramenta eficiente na tarefa de estudar e entender os processos físicos e químicos que ocorrem em bacias (Baltokoski et al., 2010). Com esse propósito, inúmeros avanços em métodos computacionais têm conduzido ao acoplamento entre modelos hidrossedimentológicos e o Geoprocessamento, como é o caso do modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT). Para tanto, diversos estudos vêm sendo desenvolvidos em diversas partes do mundo, com o propósito de estudar os problemas ambientais existentes em bacias hidrográficas, sobretudo, aquelas localizadas em zonas semiáridas, como é o caso da Bacia do Rio Cobres, em Portugal.

Assim, o conhecimento da origem espacial da produção de sedimentos é uma importante medida para a gestão dos recursos hídricos. Segundo Singh et al. (2008), o conhecimento do aporte de sedimentos em bacias hidrográficas é extremamente importante no planejamento e gestão dos recursos hídricos.

Dentre os principais problemas ambientais, o da erosão hídrica é uma das principais ameaças ao recurso solo na Europa, pois afetam as funções básicas do solo, tanto na produtividade agrícola quanto na conservação dos ecossistemas, sendo reconhecida como um dos principais problemas ambientais para o uso sustentável das atividades agrícolas e florestais (Cerdá et al., 2009).

O problema da erosão é ainda mais sensível em ambientes semiáridos, que se caracterizam pela alta variabilidade no regime das precipitações (Silva et al., 2015) e, conseqüentemente, dos recursos hídricos, como é o caso da bacia do Rio Cobres, em Portugal (Silva et al., 2014).

Assim, este estudo busca analisar e estimar a vazão e a produção de sedimentos, para entender como é o comportamento da disponibilidade hídrica e da produção de sedimentos na bacia do Rio Cobres.

Para estudar os processos de vazão e a produção de sedimentos em escalas de bacias, diversos modelos matemáticos vêm sendo desenvolvidos e aplicados (Merritt et al., 2003). O primeiro modelo que procurou integrar todas as etapas do ciclo hidrológico foi, provavelmente, o modelo conceitual concentrado *Stanford Watershed Model*, desenvolvido por Crawford e Linsley (1966). Desde então, outros modelos de base física surgiram, e de acordo com a literatura, a maioria dos estudos hidrossedimentológicos se baseiam na Equação Universal de Perda de Solo (Wischmeier e Smith, 1965), Equação Universal de Perda de Solo Revisada (Renard et al., 1997) e na Equação Universal de Perda de Solo Modificada (Williams, 1975).

Vários estudos relatam desempenhos animadores destes modelos na previsão de risco de erosão do solo e na quantificação das taxas de erosão em diferentes ambientes (Arekhi et al., 2012; Sadeghi et al., 2013; Odongo et al., 2013). No entanto, apesar das variáveis consideradas por estas equações e da natureza empírica de suas formulações, a capacidade delas em prever a produção de sedimentos na escala de bacia ainda é problemática, sobretudo, quando aplicados em grandes bacias e, sobretudo, em zonas semiáridas (Renard et al., 1997).

Nos últimos anos, modelos hidrossedimentológicos de base física vêm sendo integrados aos SIGs, permitindo avanços na análise espacial dos processos hidrológicos e sedimentológicos em escalas de bacias (Silva et al., 2012). Dentre esses modelos está o modelo *Soil and Water Assessment Tool* – SWAT, um dos mais aplicados em todo o mundo (Tuppad et al., 2011; Silva et al., 2013), pois engloba diversos componentes hidrológicos e agrônômicos, tornando-o uma ferramenta versátil para ajudar os gestores na tomada de decisão diante de situações conflitantes do uso do solo (Tibebe e Bewket, 2011).

Neste sentido, as técnicas de geoprocessamento auxiliam a prever em longo prazo impactos das práticas de manejo da terra na água, na produção de sedimentos e, sobretudo, na análise espacial, como por exemplo, usando álgebra de mapas, discretização automatizada de bacias, utilizando Modelo Digital de Elevação, e construção de cenários de uso e ocupação do solo.

Por meio da Cooperação Internacional do Semiárido (CISA) e um convenio entre a Universidade Federal da Paraíba e a Universidade de Évora que visa a cooperação entre

instituições de ensino, pesquisa e de extensão/execução direcionadas a solucionar problemas gerados pela escassez de água nas regiões semiáridas, essa cooperação facilitou o estudo da bacia do Rio Cobres em Portugal.

Nesta perspectiva, este trabalho mostra a aplicação de técnicas de análise espaço-temporal de tendências de chuva-vazão e aplicação do modelo SWAT utilizando técnicas de análise espacial e geoprocessamento. Assim, esta pesquisa analisou os processos hidrossedimentológicos em diferentes cenários de uso e ocupação do solo para a Bacia do Rio Cobres.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral:

Analisar a produção de sedimentos da Bacia do Rio Cobres com base em diferentes cenários de usos do solo.

1.1.2 Objetivos Específicos:

- Analisar as tendências da precipitação e da vazão na bacia do Rio Cobres.
- Analisar o escoamento superficial e a produção de sedimentos da bacia do Rio Cobres.
- Analisar a evolução do uso do solo e estimar cenários futuros para a bacia do Rio Cobres.
- Analisar os impactos da produção de sedimentos a partir de cenários futuros do uso e ocupação do solo da bacia do Rio Cobres.

1.2 Área de Estudo

O Rio Cobres é uma sub-bacia do Rio Guadiana, localizada em Portugal. Segundo o Plano de Bacia Hidrográfica desta área, elaborado pelo Ministério do

Ambiente de Portugal, a Bacia do Rio Cobres abrange uma superfície total de 1.170,40 km², localizada entre as coordenadas 190.000 mE a 250.000 mE, e 600.00 mN a 110.000 mN na zona 29 norte e sua nascente fica próxima à cidade de Almodôvar, Portugal (Figura 1).

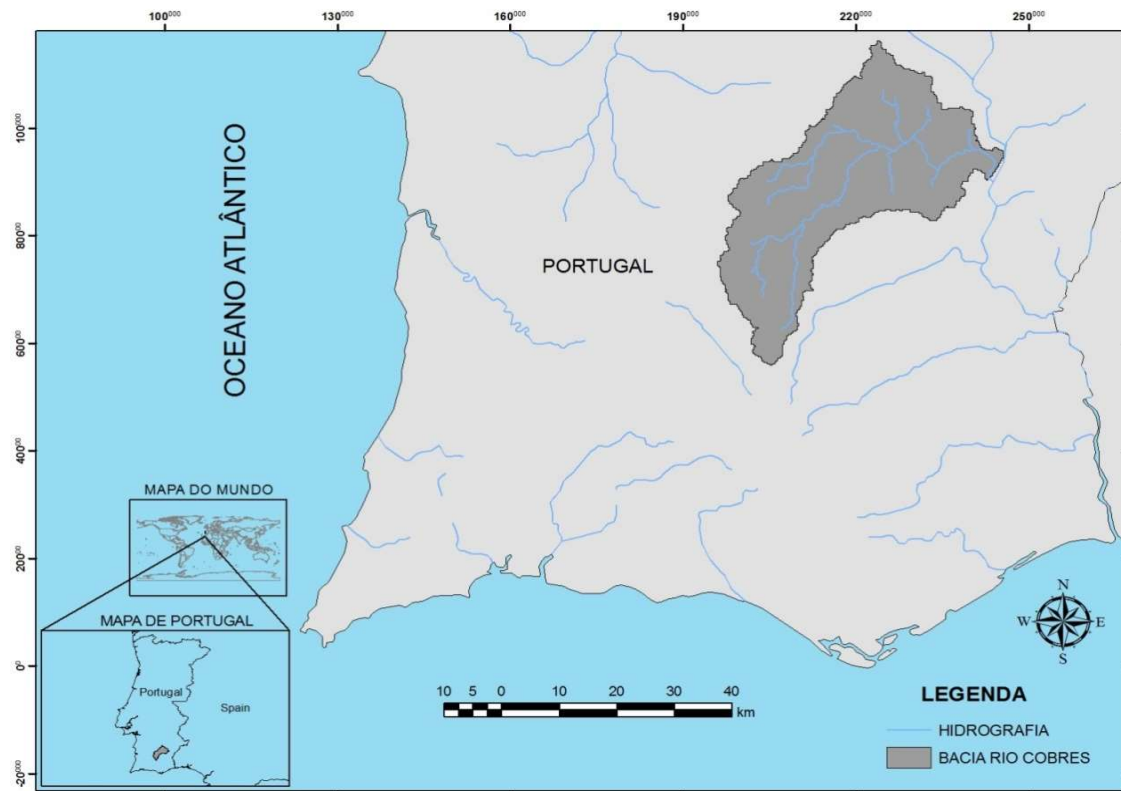


Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Rio Cobres.

1.2.1 Características Físico-Climáticas da Bacia do Rio Cobres

Sob o ponto de vista climático, a Bacia do Rio Cobres é homogênea, com características de clima seco, do tipo mediterrâneo, com verões quentes, alta insolação e evapotranspiração elevada, características semelhantes às bacias localizadas no semiárido brasileiro. A temperatura média anual na bacia é de aproximadamente 16°C. Nos meses mais quentes (julho/agosto), a temperatura média do ar varia entre 24°C junto ao mar, e 26°C. No mês mais frio (janeiro), a temperatura média do ar ronda 9°C na bacia, verificando-se junto do mar 11°C e 8,5°C na zona de Portalegre e Elvas, respectivamente.

A precipitação média anual na bacia é cerca de 550 mm, variando entre 350 mm na zona central da planície da Mancha e de 450 mm na zona de Mértola e Moura. As precipitações anuais máximas são ligeiramente superiores a 1.000 mm na cabeceira do

Ardila, do Odeleite e do Caia; em termos globais, no entanto, a distribuição da precipitação anual média é bastante uniforme, estando normalmente compreendida entre 500 e 600 mm.

1.2.2 Descrições dos tipos de solos

A bacia do Rio Cobres possui três tipos de solos dominantes, são eles: Argissolo, Neossolo Flúvico, e Neossolo Litólico (DGADR, 2010).

a) Argissolos

Dominante na bacia em aproximadamente 67% da área da bacia. Esses tipos de solo compreendem os antigos Podzólicos vermelho-Amarelos, Podzólicos Vermelho Escuros, ambos Tb, eutróficos ou distróficos ou álicos, Podzólicos Amarelos, Terras Roxas Estruturadas e Terras Brunas Estruturadas, ambas típicas ou similares com gradiente textural suficiente para horizonte B textural. São solos minerais, não hidromórficos com distinta individualização de horizontes.

Apresentam horizonte B textural, com argila de baixa atividade Tb e com a sequência de horizontes A, E (pode faltar), Bt e C. Os Argissolos Vermelho-Amarelos apresentam em geral maior relação textural entre os horizontes A ou E e B textural do que os Argissolos Vermelhos (textura mais argilosa no horizonte A), sendo por isso em igualdade de condições de relevo, da cobertura vegetal e manejo, mais suscetíveis à erosão do que estes. O caráter arênico ou espessoarênico também é mais comum nos Argissolos Vermelho-Amarelos, sendo o espessoarênico bem menos frequente que o caráter arênico. Nestes solos, quando há mudança textural abrupta, fica caracterizado entre a base do horizonte E e o topo do horizonte Bt uma zona de má aeração durante o período chuvoso devido à baixa condutividade hidráulica no topo do horizonte Bt, promovendo a presença de hidromorfia temporária, situada nos limites dos horizontes E e Bt, alto escoamento superficial e alta erodibilidade.

Os Argissolos apresentam em geral textura média ou arenosa em superfície e, na sua maioria, são solos profundos a muito profundos.

b) Neossolo Flúvico

Os Neossolos Flúvicos são derivados de sedimentos aluviais com horizonte A assente sobre horizonte C constituído de camadas estratificadas e compõem cerca de 4% na bacia. São pouco evoluídos, desenvolvidos de camadas de sedimentos aluviais recentes sem relações pedogenéticas entre os extratos. Em geral, as camadas apresentam espessura e granulometria bastante diversificadas, tanto no sentido vertical quanto horizontal dos perfis de solo, devido à heterogeneidade de deposição do material originário. Todavia, existe situação pouco nítida, sobretudo quando as camadas são muito espessas. Compreendem os solos anteriormente classificados como Solos Aluviais.

São considerados de grande potencialidade agrícola, mesmo os com baixa saturação por bases, em função da posição que ocupam na paisagem, ou seja, áreas de várzea, pouco ou não sujeitas à erosão, onde a moto mecanização agrícola pode ser praticada intensivamente. Os solos que apresentam muito silte na composição textural requerem atenção especial quanto a problemas de compactação.

c) Neossolo Litótico

São muito pouco desenvolvidos, rasos, não hidromórficos (sem a presença de água), apresentando horizonte A diretamente sobre a rocha ou horizonte C de pequena espessura. São normalmente pedregosos e/ou rochosos, moderadamente a excessivamente drenados com horizonte A pouco espesso, cascalhento, de textura predominantemente média, podendo também ocorrer solos de textura arenosa, siltosa ou argilosa. Podem ser distróficos ou eutróficos, ocorrendo geralmente em áreas de relevo suave ondulado a montanhoso.

Apresentam poucas alternativas de uso por se tratar de solos rasos ou muito rasos e usualmente rochosos e pedregosos. Situa-se em áreas acidentadas de serras e encostas íngremes, normalmente com problemas de erosão laminar e em sulcos severa ou muito severa.

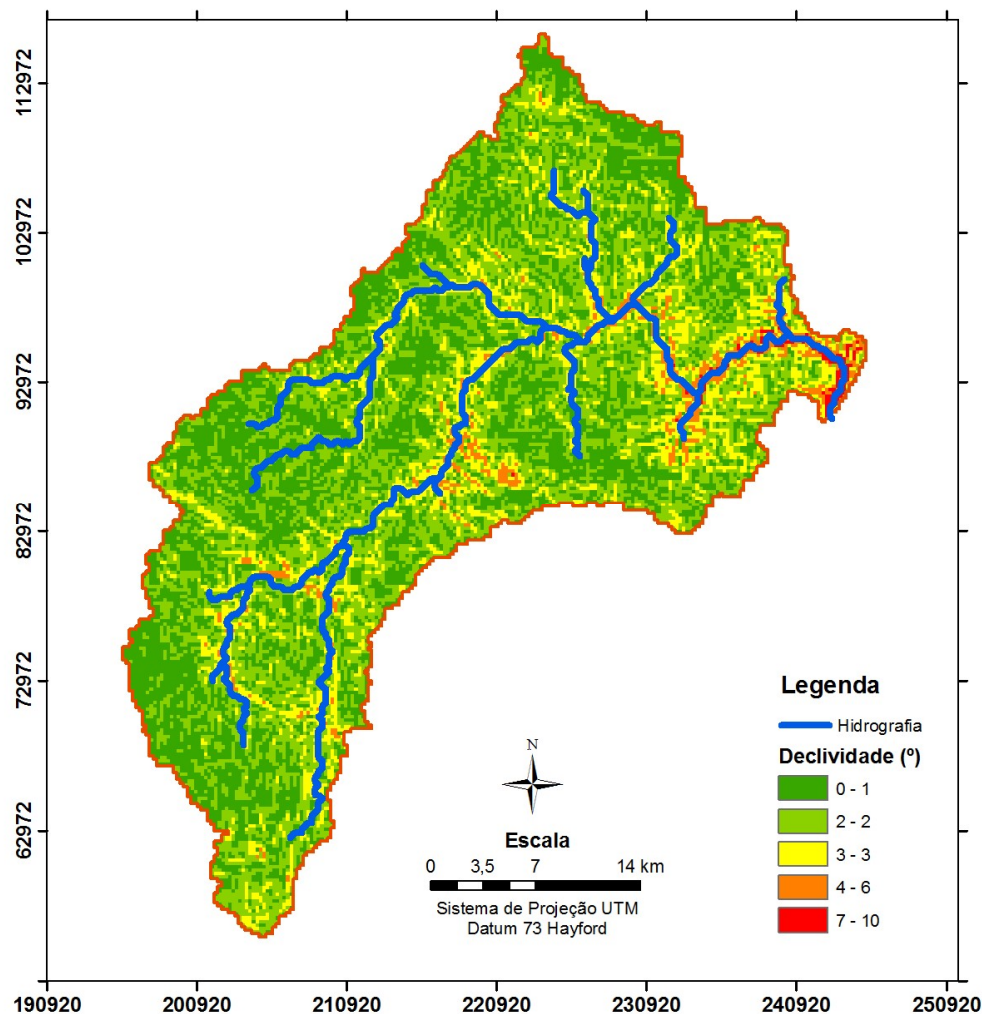
A pequena espessura do solo, com frequente ocorrência de cascalhos e fragmentos de rocha no seu perfil, grande susceptibilidade à erosão, normalmente nas áreas de relevo acidentado, onde estes solos ocorrem com maior frequência, são as limitações mais comuns para este tipo de solo. Nos solos distróficos e álicos, há o problema da baixa fertilidade natural. Distribui-se por toda a zona semiárida, usualmente em áreas mais acidentadas, em maiores extensões contendo afloramentos de rocha.

1.2.3 Declividade da Bacia do Rio Cobres

O Sensoriamento Remoto em aplicações de mapeamento da declividade pode adotar tarefas metodologias simplificadas de geração de mapas temáticos (Jansen, 2009; Silva Júnior, 2009; Lillesand, Kiefer e Chipman, 2004).

A partir do Modelo Digital de Elevação de 90 metros de resolução, foi gerado o mapa de declividade da bacia.

Figura 2. Mapa de declividade da Bacia do Rio Cobres.



Observamos que na maior parte da bacia a declividade é plana, áreas com essas características são propícias para a utilização de 100% da capacidade de uso do solo, nas regiões próximas as calhas dos rios o relevo fica mais acentuado. A Tabela 1 mostra os valores de referência do INCRA (2006) para classes de relevo e classes de

Nas regiões próximas ao exultório e da calha do leito principal o relevo se torna na classificação do INCRA em forte ondulado. Regiões com esse perfil se torna mais difícil o plantio de culturas.

Tabela 1. Parâmetros do INCRA Classes de Declividade X Relevo declividade.

CLASSE DE RELEVO	Classes de Declividades	
	%	GRAUS
Plano	0-2	0° a 1°8'45''
Suave Ondulado	2-5	1°8'45'' a 2°51'45''
Moderadamente Ondulado	5-10	2°51'45'' a 5°42'38''
Ondulado	10-15	5°42'38'' a 8°31'51''
Forte Ondulado	15-45	8°31'51'' a 24°13'40''
Montanhoso	45-70	24°13'40'' a 34°59'31''
Escarpado	>70	>39°59'31''

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Aplicação de Modelos Hidrossedimentológicos em Escalas de Bacias

Para uma melhor gestão da bacia hidrográfica é de suma importância o estudo e o entendimento dos processos físico e hidrossedimentológicos que atuam sob a bacia hidrográfica. Uma bacia hidrográfica representa uma área na qual toda a parcela da precipitação nela incidente, que venha a se transformar em escoamento superficial, tenderá para um único corpo hídrico principal e, por consequência, uma única saída ou exutório. O fenômeno do fluxo superficial se dá devido às conformações topográficas da área da bacia (Dingman, 2002).

Para a realização das análises nas bacias, existem inúmeras aplicações de modelagem hidrossedimentológica utilizando técnicas de geoprocessamento em bacias hidrográficas em todo mundo, como mostrado nos estudos de Buarque et al. (2009), Paz et al. (2006), Santos et al. (2007), Neves et al. (2006), Di Luzio et al. (2002) e Kirsch et al. (2002).

Dentre os inúmeros modelos hidrossedimentológicos existentes, nesta dissertação será utilizado o modelo SWAT. O modelo SWAT foi desenvolvido na década de 1990, e tem sido utilizado com o objetivo de simular os processos físicos que ocorrem em bacias hidrográficas, buscando entender as interações, identificar a origem das contaminações, prever o que poderá acontecer em diversos cenários, a fim de estabelecer os efeitos dos impactos provocados pelas mudanças no uso do solo nos recursos hídricos (Arnold e Fohrer, 2005).

Segundo Machado et al. (2003), esse modelo permite que diferentes processos físicos sejam simulados em uma bacia, com o objetivo de analisar impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, a produção de sedimentos e a qualidade da água. Para tanto, o modelo baseia-se em características físicas da bacia e pode ser aplicado em médias e grandes bacias, além de permitir realizar simulações para longos períodos (mais que 100 anos) (Baltokoski et al., 2010).

Uma das principais equações do SWAT é a *Modified Universal Soil Loss Equation* (MUSLE) (Williams, 1975) que é uma equação empírica modificada da *Universal Soil Loss Equation* (USLE), proposta por Wischmeier e Smith (1965), em que o fator energia cinética da chuva (R) é substituído pelo de escoamento, gerado com base no volume escoado e na vazão de pico. A MUSLE apresenta um grande potencial de

aplicação no Brasil em virtude da simplicidade de sua estrutura, ao número relativamente baixo de parâmetros empregados e à facilidade de calibração e aplicação (Chaves, 1991). Outro aspecto significativo está relacionado ao banco de dados do SWAT que é relativamente grande.

2.2 Processos hidrológicos em bacias hidrográficas

O ciclo hidrológico é um fenômeno natural do nosso planeta em que a água passa por vários processos de estado físico, tanto terrestre quanto na atmosfera. A energia que proporciona esses estados vem principalmente do sol (Figura 2). A ligação entre a circulação da superfície terrestre e da atmosfera ocorre em dois sentidos: (a) no sentido da superfície–atmosfera, onde o fluxo da água ocorre principalmente na forma de vapor, como resultado dos processos de evaporação e transpiração, sendo um fenômeno biológico, (b) no sentido atmosfera–superfície, onde a transferência de água ocorre em qualquer estado, a precipitação de chuva sendo a mais significativa. O ciclo hidrológico é alimentado pela força gravitacional e pela energia do sol.

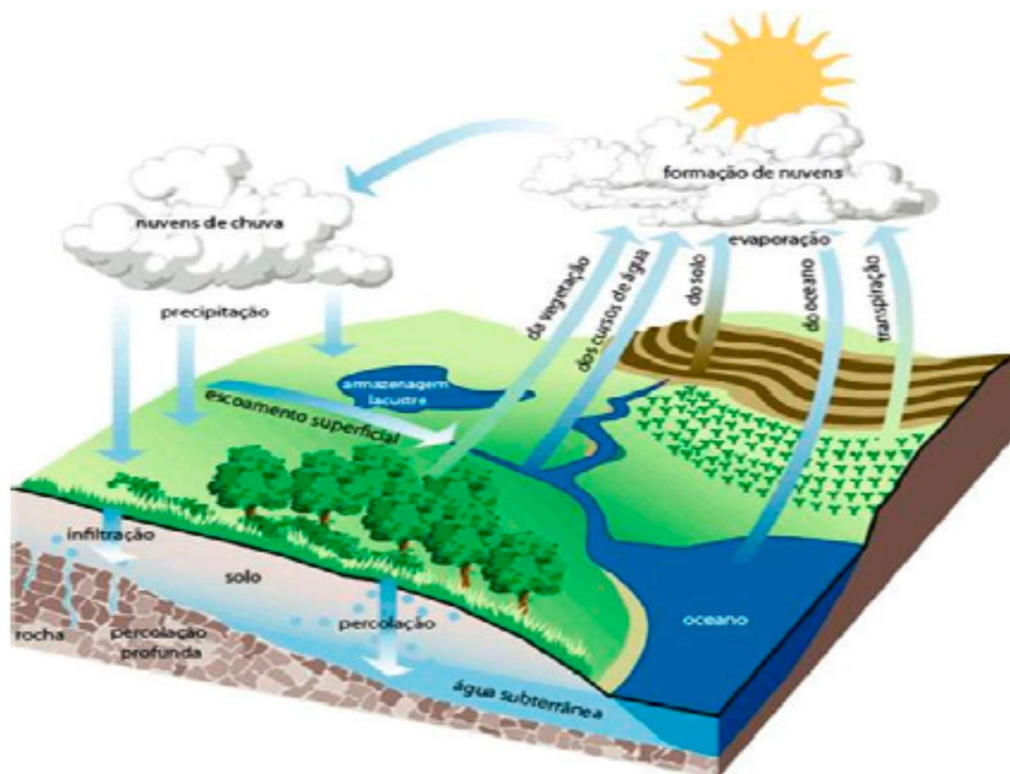


Figura 3. Esquema do ciclo hidrológico.

Fonte: *Federal Interagency Stream Restoration Working Group* (1998).

De acordo com Tucci (2005), o ciclo hidrológico é observado como um processo fechado, em nível global, no qual a água circula entre os reservatórios terrestres (continentes e oceanos) e atmosférico, impulsionada, principalmente, pela energia solar sob os três estados físicos (líquido gasoso e sólido). Papel importante também é atribuído à gravidade, fundamental no processo de precipitação e dos diversos fluxos de água na superfície (Hornberger, 1998). Observa-se que o fluxo de água se dá entre os reservatórios e quando o fluxo é da superfície para a atmosfera ocorre predominantemente no estado de vapor, devido principalmente ao processo de evapotranspiração.

Da atmosfera para a superfície, a transferência de água pode ocorrer nos três estados físicos, sendo a precipitação da chuva em estado líquido o mais representativo (Tucci, 2005). Processos hidrológicos é o nome dado a estas passagens da água pelo espaço e tempo, delineando o ciclo hidrológico (Chow, 1964).

Quando a precipitação ocorre sobre a superfície terrestre, parte do volume precipitado é interceptada pela cobertura vegetal e/ou depressões, retornando a atmosfera através da evaporação. A água que cai sobre o solo tem diferentes destinos, enquanto o solo não estiver saturado, há infiltração da água no mesmo, parte do volume infiltrado será aproveitado pelos vegetais e retornará a atmosfera por meio da transpiração (Silveira, 2009).

O escoamento superficial ocorre quando a taxa de água que atinge o solo supera a taxa de infiltração ou mesmo quando o solo está devidamente saturado (Hillel, 2004). Nesse sentido, importa ressaltar que as alterações na cobertura do solo afetam os processos hidrológicos, tal como o processo erosivo. Ou seja, o ciclo hidrológico ocorre paralelamente ao ciclo sedimentológico. Tucci (2009) ainda afirma que o ciclo hidrossedimentológico lida com a circulação aberta dos sedimentos no continente, onde há os processos de desagregação, transporte e deposição das partículas, sejam estas provindas da superfície da bacia hidrográfica ou mesmo do leito do canal.

2.3 Processos Hidrossedimentológicos

Em paralelo ao ciclo hidrológico, e totalmente dependente, ocorrem os processos erosivos e sedimentológico. Este ciclo é responsável pela circulação aberta de sedimentos nos continentes, através dos processos de desagregação, transporte e sedimentação das partículas, sejam estas provindas da superfície da bacia ou do leito do canal (Bordas e Semmelman 2004).

O processo de erosão ou desagregação das partículas do solo, dentro do processo hidrossedimentológico está diretamente ligado à chuva, à declividade, à erodibilidade, e principalmente às práticas inadequadas do uso do solo. A erosão é o processo de desprendimento e arraste acelerado das partículas do solo causado pela água e pelo vento e constitui, sem dúvida, a principal causa do depauperamento acelerado do solo (Bertoni e Lombardi Neto, 2005). Os processos erosivos podem ser desequilibrados por uso inadequado do solo. Segundo Hudson (1995), a erosão pode ser considerada como erosão geológica ou natural, quando esta resulta apenas das forças da natureza, ou erosão acelerada, neste caso o processo erosivo é influenciado pelo homem.

A produção de sedimentos é a resultante dos processos de erosão, transporte e deposição. O valor total de material que é movimentado em uma bacia hidrográfica é representado pela erosão bruta ou erosão total, que inclui materiais particulados e dissolvidos.

Segundo Uzeika (2009), nem todo o material que é destacado de um determinado local da bacia são transportados até seu exutório. Essa condição é decorrente do grau de seletividade de grãos que cada modalidade de erosão apresenta no processo de remoção e transporte e, principalmente, devido à dinâmica dos processos na rede de drenagem da bacia. Isto ocorre devido ao grau de seletividade dos grãos que cada forma de erosão apresenta no processo de remoção e transporte, e, devido também à dinâmica da rede de drenagem da bacia.

A diferença entre a quantidade de material que foi erodido e a quantidade que foi depositada numa área é chamada de perda de solo, as unidades que a representam são kg/ha ou t/km².

Segundo Aragão et al. (2002), se for considerada uma seção de medição para a saída dos sedimentos, o material que passar por essa seção por unidade de tempo é denominado de produção de sedimento, geralmente expresso em t/km²/ano.

Existem fatores que contribuem para o agravamento da erosão, que são aqueles que determinam as variações das taxas de erosão (erosividade da chuva, erodibilidade do solo, cobertura vegetal e topografia do terreno). É devido a esses fatores que áreas são mais suscetíveis a erosão mais que outras e a influência antrópica pode agravar este cenário.

2.4. Os problemas relacionados com os sedimentos

Nascimento e Coiado (2000) afirmam que a erosão superficial das bacias hidrográficas desprotegidas é provavelmente a responsável pelo arraste de milhares de toneladas de solo fértil para dentro das calhas dos rios e destas para os reservatórios de acumulação, provocando perda de produtividade da terra, perda da capacidade de escoamento pelos rios e perda da capacidade de armazenamento dos reservatórios.

Conforme Silva et al. (2013), a erosão consiste em um problema comum tanto em áreas urbanas quanto em áreas rurais e pode ser medida, de acordo com Guerra e Cunha (1996), por fatores como erosividade da chuva ou erodibilidade dos solos, ambas aferidas por suas propriedades; natureza da cobertura vegetal e características das vertentes. Almeida Filho e Coiado (2001) acrescentam que os processos erosivos lineares resultam do escoamento d'água superficial concentrado, que promove o desenvolvimento de erosões do tipo sulcos e voçorocas. Sulcos são pequenas incisões em forma de filetes muito rasos, representados por áreas onde ocorre erosão laminar muito intensa. Já as voçorocas são cortes mais profundos no solo, esses cortes se instalam em vertentes sobre o manto intempérico, sedimentos ou rochas sedimentares pouco consolidadas, e podem ter profundidades de 0,3 a 30 metros e paredes abruptas e de fundo plano, com seção em forma de U (Teixeira et al., 2003).

Os tipos de problemas causados pelos sedimentos dependem da quantidade e da natureza dos sedimentos, fatores estes que são dependentes dos processos de produção, transporte e deposição (Paiva et al., 1995), o que equivale dizer que os sedimentos causam três tipos de prejuízos: no local de origem, no trecho onde transitam e no local de sua deposição (Meyer e Wischemeier, 1971).

Sabe-se que nem todo o sedimento que passa por uma seção transversal de um curso d'água é governado com a mesma lei (Umezawa, 1979). Os sedimentos que alcançam os cursos d'água se apresentam com diversas granulometrias, e sofrerão

diversos processos de transporte, correspondente com as condições do local e escoamento (Carvalho, 1994).

2.5 Influência da cobertura vegetal

Segundo Singh et al. (2008), estudos de produção de sedimento são importantes para o planejamento de vários processos de conservação do solo e da água, análise de sedimentação em reservatório, estudo de mudanças na morfologia de rios, deposição em fundos de rios, e planejamento de projetos agrícolas. Ainda segundo os autores, a produção de sedimento de uma bacia hidrográfica é a forma de saída do processo de erosão da bacia, sendo difícil de ser calculado porque é resultado de uma complexa interação de vários processos hidrogeológicos (Pruski, 2009).

Nessa linha de análise, podemos afirmar que a influência da cobertura vegetal é um fator determinante do processo erosivo. Segundo Cook e Doornkamp (1990), a cobertura vegetal reduz as taxas de erosão do solo, através da proteção contra o impacto da chuva, diminuição da água disponível ao escoamento superficial, decréscimo da velocidade de escoamento superficial e aumento da capacidade de infiltração de água no solo.

Segundo Srinivasan et al. (2003), o retardo do fluxo e o aumento da infiltração no solo, pela vegetação, proporcionam um excelente mecanismo de proteção ao solo raso contra a erosão. Hudson (1995) afirma que a cobertura vegetal funciona como uma capa protetora para o solo e a sua presença é o fator chave na redução da erosão hídrica.

Nas áreas agrícolas, as principais alterações estão relacionadas à remoção da cobertura vegetal para que os solos sejam úteis para a agricultura, realizado por meio de equipamentos automotores e manuais. Essas alterações potencializam mudanças no equilíbrio natural representado pelo trinômio água–solo–planta, contribuindo para alterações na forma como a precipitação atinge a superfície do solo.

Podemos citar como exemplo estudos realizados por Miranda (1992), que estudou o papel da Floresta Secundária da Tijuca, no Rio de Janeiro, na interceptação da precipitação, quando verificou que para uma chuva de 2.300 mm foi interceptado 24%.

Já na Mata Atlântica da Serra do Mar, em São Paulo, Fujieda et al. (1997) observaram que uma precipitação média de 1.941 mm durante o período de 1982–1992,

a interceptação média foi de 15%. Em uma floresta *Pinus sylvestris* da região mediterrânea da Espanha, Llorens et al. (1997) verificaram uma interceptação de 24%.

De acordo com Lima (2003), em uma superfície sem cobertura vegetal, a precipitação ocorre diretamente sobre o solo, ocasionando a desagregação e o transporte das partículas de solo, bem como, o selamento dos poros na superfície pelas partículas finas, diminuindo sua capacidade de infiltração. Ou seja, quanto mais protegida pela cobertura vegetal estiver a superfície do solo contra a ação da chuva, menor será nele a possibilidade de ocorrência de erosão (Pruski, 2009).

Ainda sobre este processo, Merten e Poletto (2006) salientam que o processo de desagregação do solo e de transferência de sedimentos na bacia irá depender de fatores como distribuição anual das chuvas, uso e manejo do solo, condições geomorfológicas do terreno e umidade antecedente.

Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1990), o Brasil perde cerca de quinhentos milhões de toneladas de solo por meio da erosão, isso equivale a uma perda de 15 cm de solo em uma área de 280.000 ha de solo.

É comum que nas porções altas de uma bacia, há maior erosão e transporte de sedimentos. A erosão vai diminuindo a partir da porção alta para a porção média da bacia à medida que as declividades decrescem e as chuvas se tornam menos intensas, fora das regiões montanhosas.

De acordo com Machado (2002), a pesquisa sobre erosão vem sendo desenvolvida intensivamente sob vários pontos de vista em todas as partes do mundo. Isto é, o tema erosão vem sendo pesquisado no sentido de produzir conhecimento técnico-científico dentro de áreas como hidrologia, pedologia, agronomia, dentre outras.

2.6 Aplicação de Modelos Hidrológicos

A necessidade de representar os processos físicos da natureza em relações analíticas para simulação fez surgir os modelos. Segundo Crestana & Posadas (1996) em estudos de degradação ambiental há necessidade do conhecimento de diferentes mecanismos físicos, químicos e biológicos existentes, para a formulação de modelos hidrológicos que estabeleçam os processos básicos, nos sistemas cuja avaliação é de interesse. Um modelo, segundo a conceituação de Tucci (2005), “é a representação de algum objeto ou sistema, numa linguagem de fácil acesso e uso, com o objetivo de entendê-lo e buscar suas respostas para diferentes entradas”, ou seja, busca-se no modelo

a melhor representação possível do sistema real para que o estudo associado obtenha um maior grau de precisão.

Um modelo pode ser classificado como físico analógico ou matemático. O primeiro diz respeito, na maioria das vezes, na representação do sistema através de um protótipo em menor escala. Os modelos analógicos se valem de equivalências entre diferentes sistemas, utilizando equações de um deles no outro. Enquanto o último, os modelos matemáticos também chamados por modelos digitais, estruturam a realidade do sistema através de equações matemáticas.

Neste sentido, surgem os modelos matemáticos hidrológicos, no qual o sistema representado é a bacia hidrográfica, visando entendê-la e buscar respostas para diferentes entradas através de diversas equações matemáticas que configuram o fluxo de água. Sendo necessário para tal que o modelo hidrológico seja capaz de reproduzir os principais processos na bacia, lidando com fenômenos contínuos e dinâmicos. Com isto, o modelo hidrológico, devido à sua versatilidade favorece uma gama de oportunidades para simulações em bacias hidrográficas, sendo possível estudar o comportamento da mesma quando submetidas a diferentes usos e ocupações do solo (Carvalho Neto, 2011).

Tal fato denota o poder do estabelecimento de cenários, que favorece a previsão de situações futuras perante uma condição proposta para que assim seja possível prever o comportamento de algum processo e, de tal forma, antever seus impactos.

De acordo com Rennó (2003), modelos hidrológicos diferem-se entre si de acordo com algumas considerações, podendo ser classificado perante a sua análise espacial, quanto à representação dos dados, quanto às variáveis utilizadas, e, por fim, ao tipo de relação entre estas variáveis.

A análise espacial que um modelo hidrológico realiza, o classifica em global ou distribuído. O modelo global aceita que todos os dados de entrada, e conseqüentemente, os dados de saída são representativos da área estudada. Já os modelos distribuídos são capazes de detectar peculiaridades que individualizam áreas semelhantes contidas em uma área maior, então, tais observações, são expressas nos dados de entrada e saída.

Matematicamente, verifica-se que o modelo concentrado apresenta apenas o tempo enquanto variável independente, sendo representado diretamente por uma equação diferencial ordinária. Por outro lado, modelos distribuídos, possuindo variáveis de tempo e espaço independentes, e são representados por equações diferenciais parciais (Tucci, 2005).

Os modelos hidrológicos podem ser definidos como representações matemáticas do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície ou sub-superfície terrestre, o que permite a simulação de processos físicos nas suas dimensões temporais e espaciais (Pullar & Springer, 2000). Tais modelos têm sido desenvolvidos para descrever o impacto da agricultura na qualidade e disponibilidade de água.

A representação dos dados pode ser de maneira contínua ou discreta. Observa-se que no tempo os fenômenos naturais ocorrem de maneira contínua, porém os modelos os representam em um intervalo de tempo. Podem-se conceber modelos com diferentes representações do tempo, ao passo que quanto menores intervalos obtêm-se maior precisão e maior custo computacional (Rennó, 2003).

Existem duas formas básicas de se observar as relações entre as variáveis. Considerando de maneira simplista as relações das variáveis, baseando-se em observações para que ocorra a calibração dos dados simulados com os dados observados em campo, logo esses são os modelos empíricos. Outra forma baseia-se nas leis físicas que regem os mais diversos processos de um determinado fenômeno, esses chamados de modelos conceituais.

Segundo Silva et al. (2011), existem diversos modelos que tratam dos processos físicos em bacias, e atualmente muitos possuem interface com os SIGs. Dentre os modelos hidrossedimentológicos que possuem integração com os SIGs, destacam-se o HEC-GeoHMS (USACE, 2003), o AGNPS (Bingner e Theurer, 2001), o BASINS (Lahlou et al., 1998), o Kineros2 (Woolhiser et al., 1990), e o SWAT (Arnold et al., 1998). Todos esses modelos exigem grande volume de informações sobre parâmetros físicos da bacia e dos solos, cujos arquivos podem ser criados com o auxílio de técnicas de SIG.

2.7 Aplicações do SWAT

Os resultados obtidos por Bellinaso e Paiva (2007), mostraram que a MUSLE superestima a produção de sedimentos na bacia, mesmo utilizando-se dados de volumes de escoamento e vazão de pico obtido por medições de campo, o que demonstra limites na utilização deste modelo em bacias com características similares, ou seja, com altos índices de erosividade, resultados que diferem da análise de Carvalho Neto (2011).

Govender e Everson (2005) aplicaram o SWAT em duas pequenas bacias na África do Sul. Porém, apenas na primeira delas, com área de 0,677 km² e vegetação predominante rasteira, foi realizada uma avaliação do desempenho do modelo. O autor

enalteceu o coeficiente de determinação encontrado, igual a 0,65, por ajustes manuais, enfatizando que o modelo foi inicialmente desenvolvido para grandes bacias. Verificou que o desempenho do modelo foi melhor para anos secos que para anos úmidos, havendo nestes últimos uma subestimativa dos picos de escoamento superficial. Por fim, o autor ressalta a necessidade de aplicação do modelo para grandes bacias no país, a fim de ajudar nos processos decisórios quanto ao manejo e uso do solo.

Shen (2009) comparou o desempenho dos modelos WEPP e SWAT numa pequena bacia hidrográfica de aproximadamente 1,6 km², contribuinte para o reservatório de Três Gargantas, na China. Esta bacia possui precipitação média anual na ordem de 1.440 mm e possui predominantemente área de cultivo de arroz, amendoim e citrus. Ele concluiu que o modelo WEPP superestimou a produção de sedimentos e o modelo SWAT subestimou essa produção.

Carvalho Neto (2011) aplicou o modelo SWAT, explorando as possibilidades de integração eficiente com um SIG, em duas unidades experimentais e em toda área da Bacia do Riacho dos Namorados no Cariri Paraibano, visando adquirir resultados concretos com a viabilidade do uso deste modelo na região semiárida. Os resultados alcançados demonstraram que a utilização do modelo SWAT é bastante complexa, haja vista sua interface gráfica e o banco de dados do modelo permitem a parametrização de forma simples, tornando o modelo bastante versátil.

Outro resultado significativo foi o acoplamento da ferramenta SIG–ArcGIS/ArcSWAT que proporciona a geração de vários tipos de mapas, permitindo a visualização de diversas informações topográficas, morfométricas e dos resultados dos processos simulados. Estes mapas são a grande vantagem da ferramenta SIG e podem ser explorados, através do modelo SWAT. Para o autor, a simulação dos cenários permite a averiguação dos processos hidrossedimentológicos de maneira bastante objetiva, tornando possível a constatação da influência da cobertura vegetal, reflexo de parâmetros como CN ou Fator C, na geração do escoamento superficial e na produção de sedimentos.

Taveira (2012) utilizou o modelo SWAT para a Bacia Representativa de Sumé com o intuito de analisar os processos hidrossedimentológicos sob a perspectiva de diferentes cenários, sendo possível propor modificações na cobertura da bacia a fim de garantir o uso sustentável dos seus recursos. Assim como os estudos de Bellinaso e Paiva (2007), Uzeika (2009) e Carvalho Neto (2011), os resultados alcançados pela a autora demonstraram que a aplicação do modelo também superestimou a produção de

sedimentos na bacia, mas não impediu que a aplicação obtivesse resultados satisfatórios, devido à calibração do modelo com dados de campo.

Segundo Machado et al. (2003), esse modelo permite que diferentes processos físicos sejam simulados em uma bacia, com o objetivo de analisar impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, a produção de sedimentos e a qualidade da água. Para atingir esses objetivos, o modelo baseia-se em características físicas da bacia e pode ser aplicado em médias e grandes bacias, além de permitir realizar simulações para longos períodos (mais que 100 anos) (Baltokoski et al., 2010).

Com o objetivo de estimar a produção de sedimentos na Bacia do Rio Mamuaba, localizada no litoral sul do município de João Pessoa, no estado da Paraíba, o estudo realizado por Silva et al. (2011) mostrou uma metodologia para a modelagem espacial automatizada de bacias hidrográficas usando técnicas de geoprocessamento e a aplicação do modelo SWAT utilizando o método de auto-calibração.

Na calibração do modelo, são realizados testes com parâmetros de entrada conhecidos e as saídas são usadas para ajustar ou estimar parâmetros e variáveis. Nessa versão, o processo de calibração pode ser automatizado, sendo chamado de auto calibração (Green e Van Griensven, 2008). O processo geralmente é precedido pela análise de sensibilidade, a qual gera um conjunto de arquivos com as informações que serão utilizadas na auto-calibração, como demonstrado em Baltokoski et al. (2010) e Di Luzio et al. (2004).

A calibração também pode ser realizada manualmente, alterando-se cada parâmetro que possa ter influência para a variável em ajuste. Nesse caso, altera-se um parâmetro por vez e executa-se o modelo para verificar as mudanças nos valores de saída, repetindo o processo até que um ajuste aceitável seja obtido (Neitsch et al., 2005).

Silva et al. (2011) aplicando técnicas de modelagem espacial automatizada e o modelo SWAT para a Bacia do Rio Mamuaba, considerando a combinação de uso do solo e tipos de solo dominantes na bacia obtiveram resultados aceitáveis de produção de sedimentos pelo modelo SWAT.

Neste sentido, a escolha de uma resolução espacial dos dados de entrada é muito importante para a aplicação de modelos de simulação em bacias hidrográficas. Uma alta resolução dos dados pode significar a inclusão de maior variação espacial na análise do modelo.

Deve-se ressaltar que a rede de drenagem estimada apresenta formato retilíneo e, em muitas vezes, não percorre o curso d'água real, entretanto, a comparação com a

hidrografia real pode ser considerada como excelente, tendo em vista o número de sub-bacias gerado pelo modelo. Fatores, como histórico dos eventos erosivos, a variação espacial dos solos na paisagem e a morfologia do sistema de drenagem, influenciam na produção de sedimentos simulada, além de que, para diferentes condições de uso do solo, clima, solos e relevo, e em diferentes escalas, os processos dominantes que influenciam o transporte de sedimentos não são os mesmos.

Nesse trabalho de Silva et al. (2011), a discretização automatizada da bacia hidrográfica foi baseada no Modelo de Elevação Digital (MDE), produzida com auxílio de um SIG. Além da discretização, foram gerados produtos como a direção do fluxo de água, do fluxo do acúmulo água, e linhas de drenagem, além da delimitação da bacia e suas subdivisões com facilidade e rapidez. Os maiores valores da produção de sedimentos ocorreram nas sub-bacias a montante da bacia, que se caracterizam pela presença de relevo ondulado, plantações de cana-de-açúcar e a presença de 14 solos do tipo Espodossolo. A carga maior de produção de sedimentos foi determinada nas sub-bacias 22 e 21, com produção de sedimentos entre 3 e 5 ton/ha. Conclui-se do exposto que o modelo SWAT apresentou resultados considerados como satisfatórios, podendo ser considerado uma ferramenta valiosa para o gerenciamento de água e do solo na Bacia do Rio Mamuaba.

Através desses modelos hidrossedimentológicos, associados aos SIGs e dos dados obtidos em campo, podemos estimar a produção de sedimentos totais, escoamento superficial por unidade de resposta hidrológica (HRUs) da bacia do Rio Cobres e fazer projeções futuras do uso e ocupação do solo nesta bacia, em Portugal.

3. MATERIAIS E METODOS

3.1 O Modelo SWAT

Neste item serão abordadas as principais características da interface ArcSWAT utilizada neste trabalho e do modelo SWAT. No que diz respeito ao modelo SWAT, serão apresentadas importantes equações que estão agregadas ao modelo e os processos de modelagem e os dados de entrada necessários para seu funcionamento.

Com de cerca de 30 anos de trabalho conduzidos pelo USDA-ARS (*United States Department of Agriculture – Agricultural Research Service*), o modelo hidrossedimentológico SWAT absorveu diversos fundamentos de outros modelos.

Os modelos *Simulator for Water Resources in Rural Basins* (SWRRB), QUAL2E e ROTO (*Routing Outputs To Outlets*) foram diretamente adaptados para dar origem ao modelo SWAT. O primeiro citado, SWRRB, foi originado através da junção das funcionalidades dos modelos *Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems* (GLEAMS), *Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems* (CREAMS) e *Erosion-Productivity Impact Calculator* (EPIC), além de diversas modificações que proporcionaram maior avanço para realizar as simulações.

Com isto, é possível perceber que o modelo foi concebido já com uma vasta gama de experiência intrínseca, haja vista que tais modificações, agregada pelos diversos modelos, foram feitas visando a superação de obstáculos (Gassman et al., 2007). Um esquema do desenvolvimento histórico do SWAT e suas adaptações podem ser observados na Figura 3.

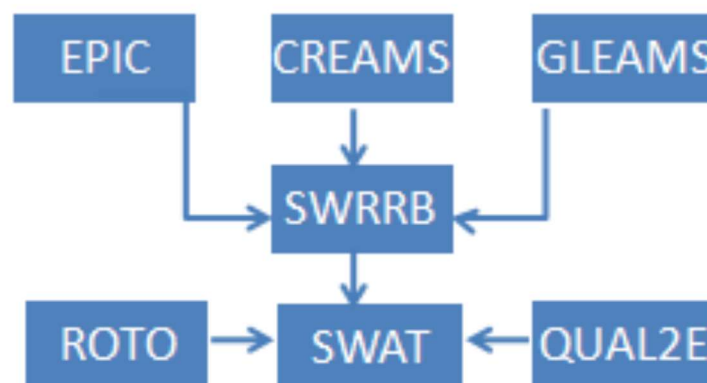


Figura 4. Origem do modelo SWAT. Adaptado de Gassman et al. (2007).

Com diversas atualizações e revisões, a versão 2005 do modelo SWAT possui as seguintes principais características (Neitsch et al., 2005):

- Trata-se de um modelo de base física que requer informações quanto ao clima, propriedades do solo, topografia, vegetação e práticas de manejo e gerenciamento da terra para a sua devida execução. Esta primeira característica denota sua capacidade de simulação em bacias sem monitoramento, ou seja, sem calibração, favorecendo resultados realistas;
- Utiliza dados normalmente disponíveis;
- Computacionalmente eficiente, é capaz de simular bacias de diferentes tamanhos com estabelecimento de diferentes cenários e estratégias de manejo da terra, por longos períodos, com baixo investimento de capital e tempo, e
- É um modelo contínuo no tempo favorecendo as simulações de longos períodos superiores a 100 anos (Winchell et al., 2010).

Em sua estrutura, o modelo SWAT incorpora oito componentes principais para prover suas simulações, segundo Dhar e Mazundar (2009), são eles:

(a) Hidrologia: escoamento superficial, percolação, fluxo lateral, fluxo subterrâneo, evapotranspiração, neve e o fluxo da rede de drenagem. Incluindo ainda a análise em reservatórios;

(b) Aporte de sedimentos: abrange o ciclo hidrossedimentológico utilizando a Equação Universal de Perda do Solo Modificada (MUSLE);

(c) Clima: precipitação, umidade relativa do ar, velocidade do vento, radiação solar e temperatura do ar;

(d) Temperatura do solo: o modelo simula diariamente uma temperatura média no centro de cada camada do solo com objetivo do uso nos processos hidrológicos e no declínio de resíduos orgânicos;

(e) Crescimento vegetal;

(f) Nutrientes: investiga os compostos minerais e orgânicos do nitrogênio e do fósforo;

(g) Pesticidas e bactérias: investiga o movimento de tais elementos, analisando a biodegradação e transformação dos pesticidas, além do declínio de bactérias. O modelo pode ainda acompanhar a existência de metais pesados, contudo sem analisar possíveis transformações; e

(h) Práticas agrícolas: analisa o cultivo de cultura considerando irrigação e o manejo de resíduos na terra.

Dito isto, o modelo possui as diversas rotinas de tais componentes, sendo a simulação dos processos do ciclo hidrológico realizada sob duas divisões principais, a da terra e a da água (Figura 4). A fase da terra trata do volume de água (tratando efetivamente do ciclo hidrológico), sedimentos, nutrientes e pesticidas que chegam ao canal de cada sub-bacia, enquanto que a fase da água trata da propagação destes pelo canal (Neitsch et al., 2005).

Quanto sua integração com SIGs, isso ocorre sob a forma de acoplamento ou segundo a proposta de Melo (2009): existe uma integração avançada, na qual o modelo opera internamente no SIG de maneira conectada, e com total compartilhamento de dados.

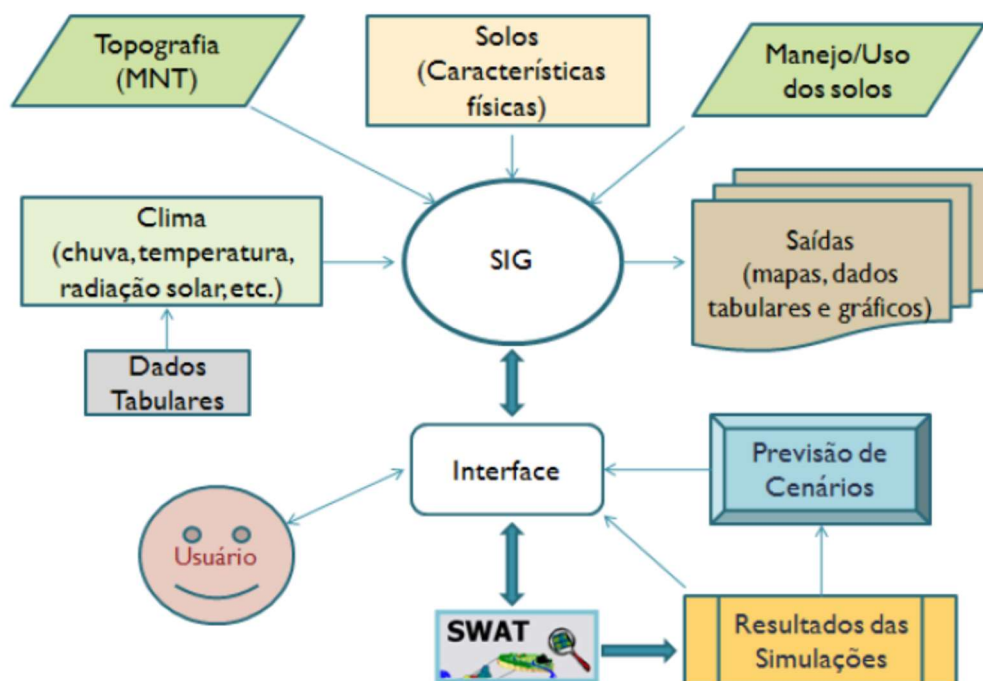


Figura 5. Fluxograma dos processos de execução do modelo SWAT (Uzeika, 2009).

Para iniciar um projeto no SWAT, o modelo requer três diferentes arquivos geoespaciais: MDE, mapa do tipo de solo e mapa da cobertura do solo. Dados tabulares referentes às condições climáticas também são requisitos básicos para a simulação de uma determinada bacia através do modelo. É através da interface ArcSWAT que os dados geoespaciais são convertidos em informações para a execução do modelo.

3.1 Equações do Modelo SWAT

3.1.2 Balanço Hídrico

O presente modelo considera quatro volumes de controle para basear sua estrutura no balanço hídrico. São os reservatórios: superficial, sub-superficial, subterrâneo raso ou livre e subterrâneo profundo. O balanço hídrico fica assim representado:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (P_{dia} - Q_{sup} - E_a - P_i - Q_{sub}) \quad (1)$$

no qual:

- SW_t : quantidade de água no solo no fim do dia (mm);
- SW_0 : quantidade de água no início do dia (mm);
- t : intervalo de tempo em dia;
- P_{dia} : a precipitação no dia (mm);
- Q_{sup} : escoamento superficial (mm);
- E_a : quantidade de água que evapotranspira no dia (mm);
- P_i : quantidade de água que entrou na zona vadosa no dia (mm), e
- Q_{sub} : quantidade de água que alcança o aquífero subterrâneo (mm).

O balanço hídrico é efetuado para cada Unidade de Resposta Hidrológica identificada, favorecendo melhor precisão e resultando em uma melhor descrição física dos processos.

3.1.3 Equação Universal de Perda de Solo Modificada

O modelo hidrossedimentológico SWAT simula os processos erosivos através do modelo MEUPS. Mas, para se entender melhor, faz-se necessário discorrer sobre o modelo ao qual o originou, a EUPS. A EUPS trata-se de uma equação empírica no qual, acredita-se, que é de possível aplicação em qualquer local onde seja possível a obtenção dos valores numéricos de suas seis variáveis (Wischmeier e Smith, 1965), sendo considerada a mais simples dentre aquelas para estimação de processos erosivos (Beskow et al., 2009).

Produto da pesquisa de vários anos da *National Runoff and Soil Loss Data Center* em cooperação com a Universidade de Purdue, nos Estados Unidos, através de estudos em 49 diferentes localidades, relacionando mais de 10 mil relações entre escoamento superficial e perda do solo, a EUPS surgiu como uma ferramenta para prover melhores práticas na agricultura. Este modelo permite que o planejador estime a taxa média anual de perda do solo para várias combinações de cultura, técnicas de manejo e práticas de controle em um determinado local (Wischmeier e Smith, 1965).

A EUPS apresenta-se como o produto de seis fatores, tal qual a Eq. (2), sendo seus parâmetros padronizados para uma parcela de determinado solo totalmente exposto, com um comprimento de 22,13 m e declividade de 9%. Sendo assim, os valores para diferentes áreas são relações com os respectivos valores padrão da parcela.

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (2)$$

no qual:

- *A*: perda do solo anual por unidade da área (ton/ha/ano);
- *R*: fator de energia chuva e escoamento superficial (Mj·mm/ha·hr·ano);
- *K*: erodibilidade do solo (t·ha·h/ha/MJ/mm)
- *LS*: comprimento da rampa e o declive (adimensional);
- *C*: fator de cobertura do solo (adimensional), e
- *P*: fator das práticas conservacionistas (adimensional).

Neste ponto, é importante expor a diferença entre a EUPS e a MEUPS. A primeira possui bons resultados em termos anuais, uma vez que o fator R requer um

estudo abrangente das médias anuais de precipitação. Por outro lado, a MEUPS substitui o termo R por um fator de escoamento superficial, que proporciona a aplicação do modelo para eventos isolados, simulando a erosão e a carga de sedimentos (Williams, 1975). A EUPS considera a taxa de entrega (a relação entre a carga de sedimentos em qualquer ponto ao longo de um canal pela carga a montante no ponto de origem) para representar o fator R , que está intimamente ligado com a energia de impacto da gota de chuva na desagregação das partículas do meio sólido. Enquanto na MEUPS a taxa de entrega não é considerada, uma vez que seu fator de escoamento superficial representa a energia para desprendimento das partículas do meio sólido e seu posterior transporte.

A equação da MEUPS nas unidades métricas é escrita na seguinte forma:

$$P_{sed} = 11,8 \cdot (Q \cdot q_{pico} \cdot Area_{hru})^{0,56} \cdot K_{USLE} \cdot C_{USLE} \cdot P_{USLE} \cdot LS_{USLE} \cdot CFRG \quad (3)$$

sendo:

- P_{sed} : produção de sedimento, após evento de precipitação, no dia (ton);
- Q_{sup} : escoamento superficial (mm H₂O/ha);
- q_{pico} : taxa de escoamento de pico (m³/s);
- $Area_{HRU}$: área da unidade de resposta hidrológica na qual é estimado o aporte de sedimentos (ha);
- LS : produto do comprimento do declive e grau do declive proporciona, i.e., fator topográfico;
- $CFRG$: fator de fragmentação esparsa.

3.1.4 Escoamento Superficial (Q_{sup})

O escoamento superficial calculado no MEUPS, na rotina de simulação do SWAT, se dá através do Método de Curva Número, elaborado em 1954 pelo Serviço de Conservação do Solo (Zhang et al., 2007). Tal método foi desenvolvido para fornecer, de maneira consistente, uma estimativa do escoamento superficial para diferentes usos e ocupação do solo e tipo de solo, considerando ainda a umidade prévia do solo (Neitsch et al., 2005). Com diversas revisões, este método possui relevante popularidade entre os hidrólogos, devido à simplicidade, estabilidade e a eficiência das predições (Zhang et al., 2007).

O escoamento superficial por este método se dá conforme Eq. 4:

$$Q_{sup} = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S} \quad (4)$$

no qual:

- Q_{sup} : escoamento superficial (mm);
- P : precipitação (mm);
- S : capacidade máxima de armazenamento (mm).

O parâmetro S varia espacialmente, considerando mudanças no tipo, uso e cobertura, manejo e declividade do solo, além das condições prévias de umidade (Neitsch et al., 2005). Sua determinação considera o fator CN (Curva Número), e é dado pela seguinte equação – em unidades métricas:

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (5)$$

O fator CN é determinado diariamente, no modelo SWAT, variando numericamente de 1 a 100, sendo o limite inferior representativo de um solo totalmente permeável e o limite superior de um solo que converterá toda a precipitação em escoamento (totalmente impermeável) (Neitsch et al., 2005).

O *Natural Resources Conservation Service* propôs uma classificação hidrológica dos solos, na qual solos que oferecem um determinado potencial de escoamento superficial para a mesma intensidade de precipitação são postos no mesmo grupo. Com isto, foram propostos quatro grupos hidrológicos do solo (Neitsch et al., 2005). São eles:

Grupo A: possuem elevada taxa de infiltração, por consequência produzem baixo escoamento superficial, mesmo quando úmidos. São solos arenosos profundos com pouco silte e argila, que possuem elevada transmissão de água, superior a 7,6 mm/h (Rawls et al., 1993).

Grupo B: possuem infiltração moderada. São solos menos arenosos e menos profundos que o do grupo A e com moderada transmissão de água, entre 3,8 a 7,6 mm/h (Rawls et al., 1993).

Grupo C: gera escoamento superficial acima da média, devido a sua baixa capacidade de infiltração. São solos que possuem uma fração considerável de argila e são pouco profundos. Sua taxa de transmissão está situada no intervalo entre 1,3 a 3,8 mm/h (Rawls et al., 1993).

Grupo D: gera a maior proporção de escoamento superficial, motivo de sua baixa capacidade de infiltração. Solos que contém argilas expansivas e são poucos profundos. Possuem taxa de transmissão de água inferior a 1,3 mm/h (Rawls et al., 1993).

Por fim, a consideração da umidade antecedente do solo pode corrigir o valor de CN , quando há uma situação seca, ponto de murcha, ou uma situação em que está saturado, capacidade de campo (Neitsch et al., 2005).

3.1.5 Vazão de Pico (q_{pico})

Vazão de pico é considerada como o máximo do escoamento superficial, para um determinado evento de precipitação, sendo um indicador do potencial erosivo usado no cálculo da produção de sedimento para aquele fenômeno (Neitsch et al., 2005). O Método Racional, utilizado para encontrar a vazão de pico, é comumente usado para bacias pequenas, mas no modelo SWAT o cálculo é feito para as diversas Unidades de Resposta Hidrológica (Neitsch et al., 2005).

Este método baseia-se na consideração de que um evento de precipitação com intensidade i , começando no tempo $t = 0$ e continuando indefinidamente, proverá um aumento na taxa do escoamento superficial até que atinja o tempo de concentração, $t = t_{conc}$, e desta maneira toda a área estará contribuindo com o fluxo no exutório. A equação do método racional é dada por:

$$q_{pico} = \frac{C_e \times I \times A_b}{3,6} \quad (6)$$

sendo:

- q_{pico} : vazão de pico (m^3/s);
- C_e : coeficiente de escoamento superficial;

- I : intensidade da precipitação (mm/h);
- A_b : área da sub-bacia (km²).

O coeficiente de escoamento superficial é dado pela razão entre o escoamento superficial, Q_{sup} (mm), calculado pelo método SCS-CN, e o total diário precipitado P_{dia} (mm), isto é:

$$C_e = \frac{Q_{sup}}{P_{dia}} \quad (7)$$

A intensidade da precipitação é a relação entre a quantidade de chuva durante o tempo de concentração, P_{tc} (mm), e o tempo de concentração, t_{con} (h). Logo:

$$I = \frac{P_{tc}}{t_{con}} \quad (8)$$

O valor de P_{tc} é dado por:

$$P_{tc} = \alpha_{tc} \times P_{dia} \quad (9)$$

O termo P_{tc} é a fração da precipitação que ocorre durante o tempo de concentração.

Com isto, substituindo as Eqs. 6–9 na Eq. 10, resulta no Método Racional Modificado, com o qual o modelo SWAT realiza suas simulações.

$$q_{pico} = \frac{\alpha_{tc} \times Q_{sup} \times A}{3,6 \times t_{con}} \quad (10)$$

3.2 Dados de vazão e determinação da produção de sedimentos na bacia

O modelo SWAT foi calibrado comparando as séries de dados observados e simulados de vazão e produção de sedimentos. O período de calibração da vazão foi de 1960 a 1980 e a validação de 1981 a 2000. Os dados observados de vazão e sedimentos em suspensão foram obtidos junto ao Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos, disponível em <http://www.snirh.pt>.

Os dados de vazão foram coletados no posto fluviométrico Monte da Ponte, localizado nas coordenadas 37,8° de Latitude Norte e -7,51° de Longitude Oeste.

Os dados de sedimentos em suspensão são do posto Pulo do Lobo, localizado nas coordenadas 37,48° de Latitude Norte e -7,38° de Longitude Oeste. Para a determinação da produção de sedimentos na bacia, foram coletados dados de concentração média de sedimentos em suspensão de 33 eventos registrados no período entre 1981 e 1985.

A concentração média de sedimentos em suspensão foi calculada pela relação entre a descarga sólida e a descarga líquida, conforme a equação:

$$Q_{ss} = \Sigma (Q \cdot C_{ss}) \cdot 0,0864 \quad (11)$$

sendo C_{ss} a concentração de sedimentos (mg/L), Q a descarga líquida (m³), e Q_{ss} a produção de sedimentos em suspensão (ton/dia).

3.3 Uso e Ocupação e Tipos de Solos da Bacia

A Tabela 1 apresenta os valores de erodibilidade dos solos, a área e o percentual dos solos na bacia. A Figura 5 mostra a distribuição espacial dos tipos de solos na bacia do Rio Cobres. Os tipos de solos foram obtidos junto ao Serviço de Reconhecimento e Ordenamento Agrário – SROA de Portugal, na escala de 1:25.000 (DGADR, 2010). Os tipos de solos da bacia foram relacionados com os solos existentes no banco de dados do SWAT.

Tabela 2. Área, percentual, valores de erodibilidade dos solos e referências

Tipos de Solo	Área (km ²)	%	Erodibilidade (t·ha·h/ha/MJ/mm)
Argissolo	786.742	67,22	0,030
Neossolo Flúvico	47.107	4,02	0,024
Neossolo Litólico	336.571	28,76	0,014
Total	1170.42	100,0	–

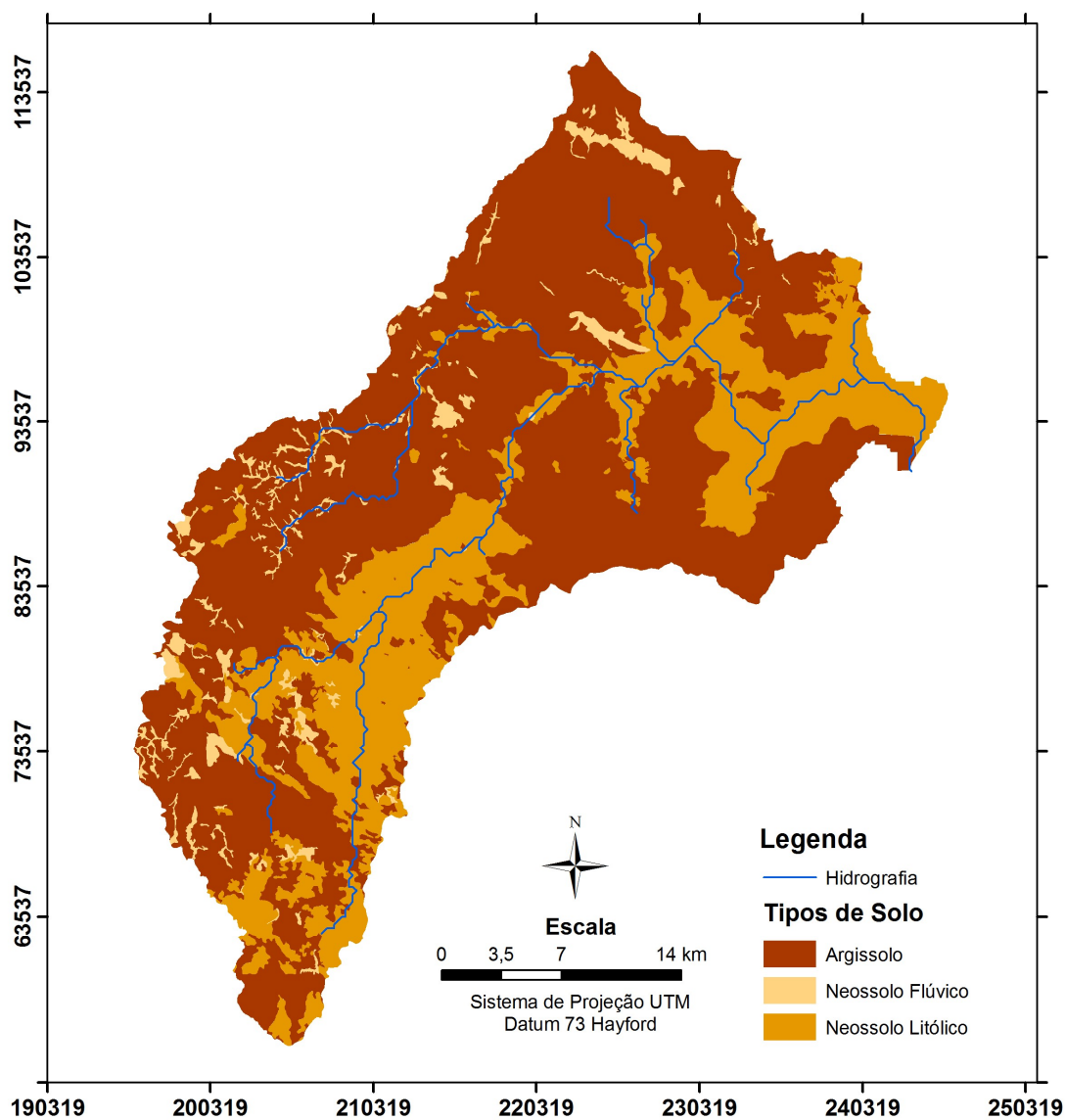


Figura 6. Tipos de solos, rede de drenagem e localização dos postos utilizados neste estudo.

Para a aplicação do modelo SWAT, foram utilizados dados de precipitação diária de sete postos pluviométricos para o período de janeiro de 1960 a dezembro de 2000. Para delimitar as sub-bacias do Rio Cobres, foi utilizado o modelo digital de elevação da bacia com resolução espacial de 90 m, disponível em <http://srtm.csi.cgiar.org>.

O mapa de uso e ocupação do solo da bacia foi obtido a partir das informações do projeto *Corine Land Cover 2000* (AEA, 2014), na escala 1:100.000, que mapeou a cobertura do uso e ocupação do solo de Portugal que foi uma atualização dos mapas entre 2002 e 2005. Para a bacia do Rio Cobre, foram definidas 11 classes de uso e ocupação do solo (Figura 6). A Escolha desse material cartográfico foi devido a baixa cobertura de nuvens nessa época, possibilitando assim a visualização mais precisa dos objetos na imagem de satélite. Já em outros períodos a incidência de nuvens na imagem de satélite e bastante acentuada.

A Tabela 2 mostra os tipos de uso e ocupação do solo e as classes de uso do solo do banco de dados do SWAT. As classes Agricultura (com 58%) e Sistemas Agro-florestais (com 27%) são as mais predominantes na bacia, e as demais classes são responsáveis por 15% do restante da área. Essa configuração da paisagem na bacia é fruto da forte influência do plantio de sementes na região (Caetano et al., 2009).

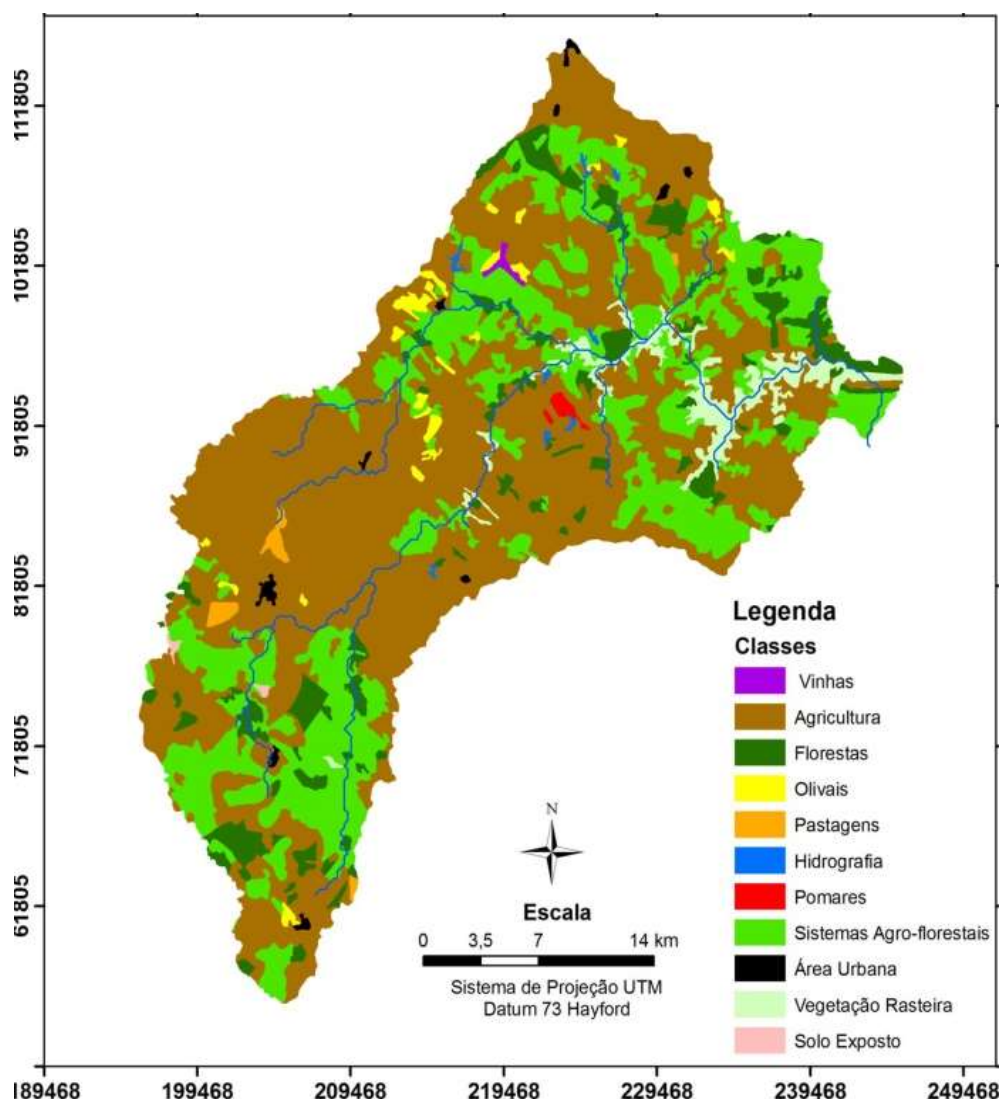


Figura 2. Mapa de uso e ocupação do solo da Bacia do Rio Cobres no ano de 2000

Tabela 3. Tipos de uso e ocupação do solo e classes de uso do solo do banco de dados do SWAT

Classes	Classificação no SWAT	Área (km²)	%
Vinhas	<i>Vineyard</i>	1,76	0,15
Agricultura	<i>Agricultural generic</i>	682,58	58,32
Florestas	<i>Forest deciduous</i>	88,60	7,57
Olivais	<i>Olives</i>	13,89	1,19
Pastagens	<i>Pasture</i>	5,87	0,50
Água	<i>Water</i>	2,86	0,24
Pomares	<i>Orchard</i>	2,28	0,20
Sistemas Agro-florestais	<i>Forest mixed</i>	326,98	27,94
Área Urbana	<i>Urban</i>	5,54	0,47
Vegetação Rasteira	<i>Wetland-non-forested</i>	38,77	3,31
Solo Exposto	<i>Bare soil</i>	1,27	0,11

3.4 Determinação dos parâmetros de entrada do modelo SWAT

O modelo SWAT possui um banco de dados contendo diversos parâmetros para cada tipo de uso e ocupação do solo. Neste estudo, foram realizadas associações/adaptações entre os tipos de uso do solo do banco de dados do SWAT e os usos existentes na bacia. Para a determinação dos melhores valores dos parâmetros do modelo SWAT foram realizadas 500 iterações no processo de calibração. Essa etapa foi orientada, majoritariamente para a diminuição das incongruências entre as vazões e as produções de sedimentos observadas e calculadas. A Tabela 3 apresenta os parâmetros na fase de calibração do SWAT. Esse procedimento foi realizado usando o programa SWAT-CUP.

Arnold et al. (2000) identificaram que o modelo SWAT é sensível a mais de 100 variáveis relacionadas à vegetação, manejo do solo, tipos de solos, clima, e recarga de aquífero. Assim, para testar a aplicabilidade desse modelo, foi utilizado o método da calibração por otimização, no qual se compara o valor calculado com o observado para cada evento de maneira automatizada. Os parâmetros mais sensíveis utilizados nesse estudo foram Esco; Surlag; Sol_awc; Alpha_bf; Cn2; Rchrg_dp; Ch_k2; Gw_qmn e Gw_revap.

Quanto ao parâmetro Grupo Hidrológicos todos os solos da bacia foram classificados como Grupo hidrológico C, que, de acordo com as recomendações da U.S.

Natural Resources Conservation Service, são solos com baixa taxa de infiltração, condutividade hidráulica saturada entre 1 e 5 mm/h, com textura moderadamente fina a fina, que impedem o movimento da água nos horizontes. Esses solos possuem baixa taxa de transmissão de água (alto escoamento superficial potencial).

Tabela 4. Valores otimizados e descrições dos parâmetros utilizados para a calibração do modelo SWAT

Parâmetros	Descrição	Valor
Alpha_bf	Fator de recessão de escoamento de base	0,513
Biomix	Eficiência da mistura biológica do solo	0,571
Canmx	Quantidade máxima de água interceptada pela vegetação	4,523
Cn2	Valor da curva número para a condição de solo úmido	-0,0482
Ch_K2	Condutividade hidráulica efetiva do canal	3,005
Ch_N2	Coefficiente de <i>Manning</i> (n) do canal	0,2781
Epc0	Coefficiente de compensação da absorção de água pelas plantas	0,621
Esco	Coefficiente de compensação da evaporação de água no solo	0,6125
Gw_delay	Tempo de recarga do aquífero	-15,87
Gw_revap	Coefficiente de controle do fluxo da água da zona saturada à não saturada	0,1163
Gw_qmn	Profundidade da água subterrânea necessária para ocorrer fluxo de retorno	665
Rchrg_dp	Fração de água percolada para o aquífero profundo	- 0,02533
Revapmn	Limite de água no solo para ocorrência da ascensão capilar à zona saturada	1,65
Ssubbsn	Comprimento da declividade média	0,1705
Sol_Alb	Albedo do solo	-0,0975
Sol_Awc	Capacidade de armazenamento de água no solo	0,2295
Sol_K	Condutividade hidráulica saturada do solo	-0,1665
Sol_Z	Profundidade da camada de solo	0,1015
Surlag	Tempo de retardo de escoamento superficial	7,992

3.5 Dados Climatológicos

O modelo SWAT exige dados de precipitação diária, temperatura máxima e mínima do ar, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa. Na falta dos dados referentes a temperatura, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa o modelo gerou estes dados, utilizando o gerador climático WXGEN (Sharpley e Williams, 1990). Os dados diários de chuva foram obtidos através de sete postos pluviométricos, descrito na Tabela 4. O período de calibração foi de 1960 a 1980 e para a validação foi o período de 1981 a 2000.

Tabela 5. Descrição dos postos pluviométricos utilizados neste estudo

Nome	Período de Dados	Latitude	Longitude	Altitude
Almodovar	1960–2000	60592	205953	286
Castro Verde	1960–2000	81240	203510	217
Salvada	1960–2000	106797	230322	185
Serpa	1960–2000	108565	246521	209
São Marcos da Atoboeira	1960–2000	81966	217104	182
Trindade	1960–2000	102222	221085	172
Aldeia dos Palheiros	1960–2000	71143	189316	210
Aljustrel	1960–2000	100108	197000	193

3.6 Análises Estatísticas e de Tendências

Neste estudo, foram utilizados quatro métodos estatísticos para avaliar o desempenho da calibração e validação da vazão e na calibração da produção de sedimentos no modelo SWAT: (a) Coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE), (b) Coeficiente de Determinação (R^2), (c) Erro Médio Quadrado (EMQ), e (d) Erro Médio Absoluto (EMA).

O COE varia entre $-\infty$ a 1, sendo que valores menores que zero indicam que a média dos dados observados preveem melhor que a simulação fornecida pelo modelo, enquanto valores próximos a 1 indicam um ajuste ótimo. O COE é calculado pela equação:

$$\text{COE} = 1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n (E_m - E_s)^2}{\sum_{i=1}^n (E_m - \bar{E}_s)^2} \right) \quad (12)$$

O R^2 mede a associação linear entre duas variáveis, sendo calculado por:

$$R^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (E_s - \overline{E_s})(E_m - \overline{E_m}) \right)^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (E_s - \overline{E_s})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (E_m - \overline{E_m})^2}} \quad (13)$$

O R^2 mostra o grau de colinearidade entre os valores observados e simulados, descrevendo a proporção da variância entre esses valores, variando entre 0 e 1, onde valores mais próximos a 1 indicam menor variância do erro.

O Erro Médio Quadrado (EMQ) é dado por:

$$EMQ = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (E_m - E_s)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n \left(E_m - \left(\overline{E_s} \right) \right)^2}} \quad (14)$$

O Erro Médio Absoluto (EMA) é dado por:

$$EMA = \frac{\sum_{i=1}^n (E_s - E_m)}{n} \quad (15)$$

sendo E_o o evento observado, E_s o evento simulado pelo modelo, $\overline{E_o}$ a média do evento observado, $\overline{E_s}$ a média do evento simulado, e n o número de eventos.

3.7 Tendências Espaço-Temporais para Precipitação e Vazão

Para se analisar a tendência da vazão foi utilizado o método não-paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975). Esse teste tem sido amplamente aplicado para a detecção de tendências em séries pluviométricas e fluviométricas em várias partes do mundo (Yue et al., 2002; Tabari e Marofi 2011; Duhan e Pandey 2013). A série de dados utilizada compreendeu todos os dados de vazão do posto Monte da Ponte, no período de 1960 a 2000.

O método não-paramétrico de Mann-Kendall, inicialmente foi desenvolvido por Mann (1945) e reformulada por Kendall (1975), foi escolhido para testar a aleatoriedade contra tendência, porque esse procedimento tem a vantagem de não assumir qualquer

forma especial para a função de distribuição de dados, enquanto tendo um poder quase tão alto quanto seus concorrentes paramétricos; por estas razões, é altamente recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (Mourato et al., 2010; Nalley et al., 2013).

A detecção de tendência é um assunto complexo por causa das características dos dados, e a ideia principal de análise de tendências é detectar se os valores de dados estão aumentando, diminuindo ou não ao longo do tempo (Kisi e Ay, 2014). Neste estudo, os testes não paramétricos foram aplicados para detecção de tendências (Gocic e Trajkovic 2013). Testes paramétrico de tendência são mais poderosos do que os não-paramétricos, mas eles exigem que os dados sejam independentes e normalmente distribuídos.

Por outro lado, os testes não paramétricos requerem apenas que os dados sejam independentes e podem tolerar valores extremos nos dados. Neste estudo, os dados diários de precipitação de oito pluviômetros e três postos de vazão para o período 1960–2000, obtidos a partir do Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos, disponível em <http://www.snirh.pt>, foram utilizados para estudar a sazonalidade e tendências na base anual. As tendências espaço-temporais da precipitação e vazão na bacia foram analisadas usando os testes de Mann-Kendall e de inclinação do Sen. A sua eficiência e poder já foram demonstradas para aplicações semelhantes (Hamlaoui-Moulai et al., 2013; Silva et al., 2013).

3.7.1 Teste de Mann-Kendall

O teste estatístico de Mann-Kendall tem sido frequentemente utilizado para quantificar tendências em séries temporais hidrometeorológicas (Subash et al., 2011; Silva et al., 2013; Yue et al., 2002; Tabari e Marofi, 2011; Duhan e Pandey, 2013; Silva et al., 2015). O teste de Mann-Kendall é calculado por:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (16)$$

sendo n é o tamanho da série temporal, x_i e x_j os valores dos dados da série temporal i e j

($j > i$), respectivamente, e $\text{sgn}(x_j - x_i)$ é a função do sinal:

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1, & \text{if } x_j - x_i > 0 \\ 0, & \text{if } x_j - x_i = 0 \\ -1, & \text{if } x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (17)$$

A variação nesse método é calculada como:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^P t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (18)$$

no qual P é o número de grupos amarradas, t_i é o número de valores analisados do grupo de P_{th} . Se os grupos não são vinculados, este processo pode ser ignorado (Kisi e Ay, 2014). Um grupo vinculado é um conjunto de dados de amostra com o mesmo valor. Nos casos em que o tamanho da amostra $n > 30$, a estatística de teste normal padrão Z_S é calculado usando a Eq. (19):

$$Z_S = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{se } S > 0 \\ 0, & \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (19)$$

A presença de tendência estatisticamente significativa na série temporal é avaliada através do valor de Z_S . Esta estatística é usada para testar a hipótese nula de que nenhuma tendência existe. Os valores positivos de Z_S indicam tendências crescentes, enquanto valores negativos Z_S mostram tendências decrescentes. A significância estatística foi realizada pelo teste p -valor. Quando $|Z_S| > Z_{1-\alpha/2}$, a hipótese nula é rejeitada e, portanto, uma tendência significativa é determinada na série histórica. $Z_{1-\alpha/2}$ é obtido a partir do quadro de distribuição normal padrão.

Neste estudo, os níveis de significância $\alpha = 0,01$ e $\alpha = 0,05$ foram usados. Ao nível de significância de 5%, a hipótese nula de nenhuma tendência é rejeitada se $|Z_S| > 1,96$ e rejeitado se $|Z_S| > 2,576$ ao nível de significância de 1%.

Obregón e Marengo (2007) mostram que a estimativa da magnitude das

tendências, a verdadeira inclinação (taxa da variável por unidade de tempo) pode ser estimada através do cálculo aos mínimos quadrados da inclinação (β), utilizando o método de Regressão Linear. No entanto, este valor calculado pode desviar-se muito do verdadeiro valor da inclinação se existem *outliers* nos dados, dessa forma se utiliza o procedimento simples.

3.7.2 Precipitação Normalizada

A saída normalizada de qualquer variável meteorológica pode ser definida por Junker et al., (2007), como:

$$N_p = (X - \mu) / \sigma \quad (20)$$

sendo N_p avariável normalizada, X é o valor da variável, μ são os dados médios mensais de estação, e σ é o desvio padrão para cada estação.

3.7.3 Estimador de declividade de Sen

Sen (1968) desenvolveu um procedimento não-paramétrico para estimar a inclinação da tendência de uma amostra de n pares de dados. Esse método tem sido amplamente utilizado em séries temporais hidrometeorológicas (El Nesr et al., 2010; Gocic e Trajkovic 2013). Estes métodos oferecem muitas vantagens que os fizeram útil na análise química da atmosfera e de dados climatológicos.

O estimador de declividade do Sen utiliza um modelo linear para estimar a inclinação da tendência e a variância dos resíduos que deve ser constante no tempo, sendo calculado por:

$$Q_i = \frac{X_j - X_k}{j - k} \text{ for } i = 1, \dots, n \quad (21)$$

no qual X_j e X_k são os valores dos dados usados ($j > k$). Se houver apenas um ponto de referência em cada período de tempo, então $N = n(n - 1)/2$, sendo n o número de anos.

Se houver várias observações em um ou mais períodos de tempo, $N < n(n-1)/2$. Os n valores de Q_i são classificados do menor para o maior e a mediana de inclinação ou declive do estimador de Sen é calculado como:

$$Q_{med} = \begin{cases} Q_{[(n+1)/2]}, & \text{se } n \text{ é ímpar} \\ \frac{Q_{[n/2]} + Q_{[(n+2)/2]}}{2}, & \text{se } n \text{ é o mesmo} \end{cases} \quad (22)$$

sendo Q_{med} o sinal que reflete a tendência de dados, enquanto que o seu valor indica a inclinação da tendência. Para determinar se o declive médio é estatisticamente diferente de zero, pode-se obter o intervalo de confiança de Q_{med} como a probabilidade específica. O intervalo de confiança sobre o tempo de inclinação pode ser calculado segundo Gilbert (1987), como:

$$C_\alpha = Z_{1-\alpha/2} \sqrt{Var(S)} \quad (23)$$

no qual $Var(S)$ é definido na Eq. (18) e $Z_{1-\alpha/2}$ é obtido a partir do quadro de distribuição normal padrão. Neste estudo, o intervalo de confiança é calculado também em dois níveis de significância ($\alpha = 0,01$ e $\alpha = 0,05$). Em seguida, $M_1 = (n - C_\alpha)/2$ e $M_2 = (n + C_\alpha)/2$ são calculados. Os limites inferior e superior do intervalo de confiança, Q_{min} e Q_{max} , são o maior M_{1th} e a (M_2+1) i -ésima maior das estimativas n ordenada de inclinação (Gilbert, 1987). A inclinação Q_{med} é estatisticamente diferente de zero se os dois limites (Q_{min} e Q_{max}) possuem sinais semelhantes.

3.8 Cenários de Uso e Ocupação do Solo

Após as etapas de calibração e de verificação do escoamento e da produção de sedimento usando o modelo SWAT, foram gerados e simulados os dois cenários de uso do solo do ano de 2000.

Para avaliar o comportamento da bacia, em condições diversas de uso e ocupação do solo, foram avaliados dois cenários. Os cenários simulados foram estabelecidos através da transformação do plano de informação gráficas do uso e ocupação do solo. Somente 0,24% da área total da bacia, que correspondem à água, foi mantida em todos os cenários. Assim, foram considerados os seguintes cenários:

a) Cenário 1: denominado cenário Pastagem, considera que o uso na bacia é de agricultura anual, onde todas as culturas e manejos agrícolas são uniformes. No modelo SWAT esse uso de solo foi definido como *Agricultural Land-Generic*, o qual apresenta parâmetros médios específicos. Esse cenário foi baseado nas tendências de alterações no uso do solo na bacia identificadas nas últimas décadas e com a intensificação do uso do solo na agricultura. Assim, foi determinado um aumento da área com pastagem, outras agriculturas e área urbana, para as áreas de agricultura em toda a bacia.

b) Cenário 2: denominado cenário Floresta, considera que a bacia é ocupada pela floresta sempre-verde com vegetação do tipo Ombrófila Densa. No modelo SWAT, esse uso de solo foi definido como *Forest mixed*. Esse cenário foi definido como sendo a permanência do uso da terra atual e também um aumento das áreas ocupadas por florestas em áreas de solo exposto e gramíneas.

Todos os parâmetros utilizados para cada tipo de uso de solo (culturas) adotado foram os indicados nos manuais do modelo SWAT, apresentados por Winchell et al. (2010) e Neitsch et al. (2005). Esses cenários de uso do solo foram avaliados e comparados com o cenário de uso e ocupação do solo atual da bacia do Rio Cobres, para o período compreendido entre 1960 e 2000. Após a construção dos cenários, foram simulados os processos de vazão e produção de sedimentos na bacia.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados e comentados os resultados adquiridos na análise da variação da precipitação e das vazões, e a aplicação do modelo SWAT. Para simular os processos hidrossedimentológicos na bacia do Rio Cobres, de acordo com os procedimentos descritos no capítulo anterior. Serão analisados os resultados referentes à delimitação, discretização e HRUs; verifica-se também a consistência dos resultados anuais da simulação.

4.1 Análises de tendências na Precipitação

Nesta seção, os resultados da análise de tendências por meio de testes de Sen Mann-Kendall são apresentados. Os dados de precipitação de oito estações pluviométricas são usados, por ter um conjunto de dados de boa qualidade com dados confiáveis e comprimento de registro adequado. A Figura 7 mostra a precipitação anual normalizada para a bacia do Rio Cobres, entre 1960 e 2000. Pode-se observar que apenas a precipitação normalizada anual de quatro anos (1963, 1969, 1989 e 1997) foram superiores a 1; sendo assim, esses anos são considerados de chuvosos para a região.

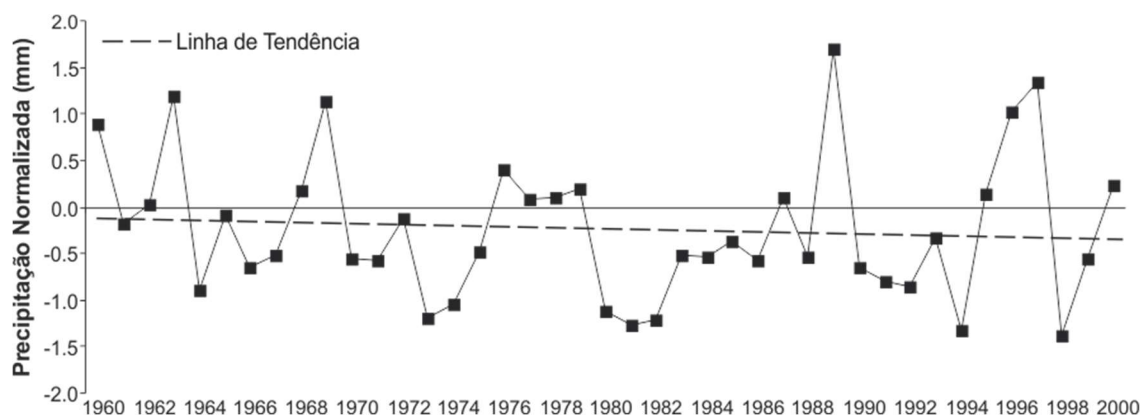


Figura 3. Precipitação anual normalizada para a bacia do Rio Cobres entre 1960 e 2000.

Os anos de 1973, 1980, 1981, 1982, 1994 e 1998 mostraram precipitações normalizadas abaixo de -1 , e assim podem ser classificados como anos muito secos. A variabilidade espaço-temporal da precipitação foi relativamente alta (desvios padrão

relativos $[(\text{desvio padrão}/\text{média}) \times 100\%]$ foram $> 33\%$) obtidos para os postos Serpa, São Marcos da Ataboeira, Trindade e Aljustrel.

Com relação à variabilidade interanual da precipitação padronizada, para o período entre 1960 e 2000, observa-se na Figura 8 a alta variabilidade dessa variável na bacia, apresentando uma média anual de 562 mm e um desvio padrão de 153 mm. Ainda pode ser visualizado a partir da Figura 8 que os dados de precipitação apresentam uma tendência negativa (decrecente).

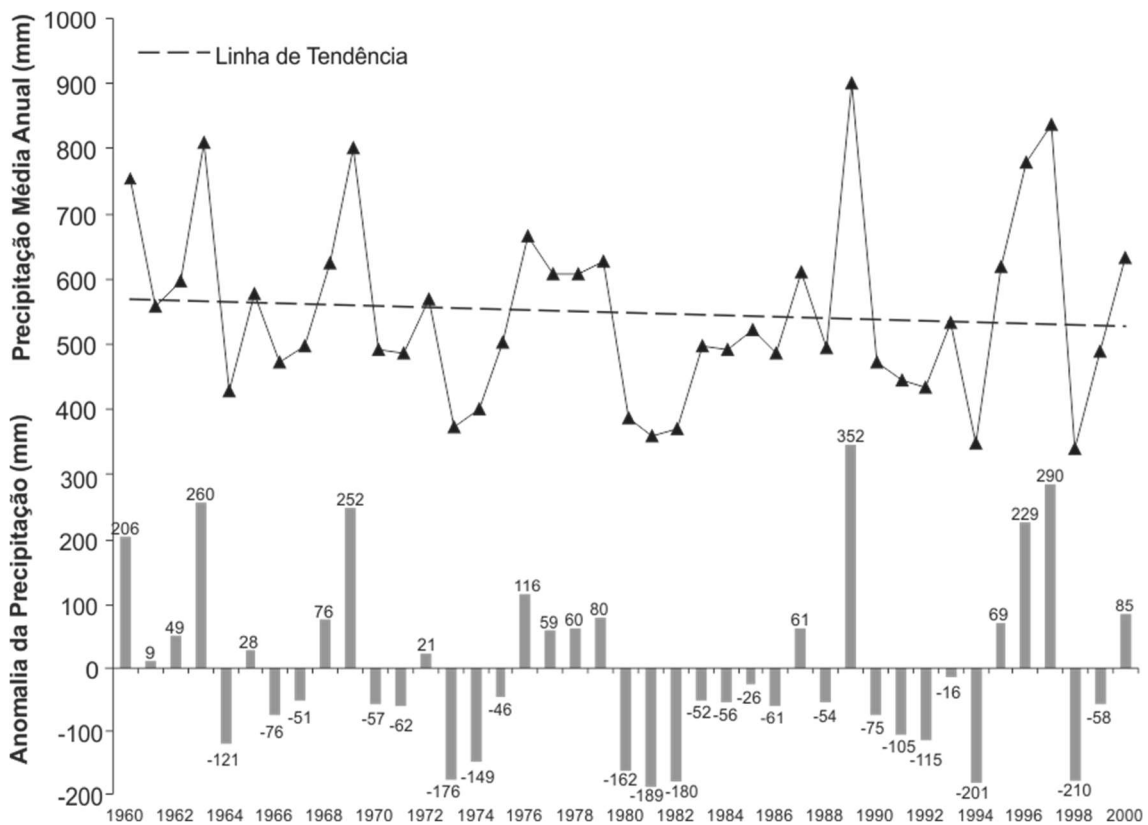


Figura 4. Anomalia de chuva e precipitação média anual para a bacia do Rio Cobre entre 1960 e 2000.

Os resultados mostram pequenas variações das tendências temporais da precipitação, mas, apresentaram também alta variabilidade espacial do fenômeno na bacia do Rio Cobre. Em suma, os achados estão de acordo com o trabalho em outras regiões semiáridas (Lazaro et al., 2001; Batisani e Yarnal 2010; Ramos e Durán 2014), que destacam a variabilidade intra e interanual da precipitação. Embora as variações anuais de cerca de 100 milímetros de chuva seriam consideradas baixo em algumas regiões, tais variações podem significar a diferença entre uma boa colheita e quebra de safra completa em ambientes semiáridos.

A Figura 8 ainda apresenta anomalia de chuva e precipitação média anual para a bacia do Rio Cobres, entre 1960 e 2000. A precipitação média anual na área de estudo é 549 milímetros, em que o maior valor foi de 900 mm em 1989 e o mais baixo foi de 338 mm em 1998. Observando as décadas, separadamente, verifica-se que as menores alturas pluviométricas ocorreram em 1960, 1963, 1989, 1996 e 1997, com valores variando entre 750 e 900 mm.

A grande variação anual da precipitação observada neste estudo foi mostrada para ser afetada por alguns padrões de grande escala de variabilidade da circulação atmosférica, particularmente entre 1960 e 2000 (e.g., Espírito Santo et al., 2013; Kutiel e Trigo, 2014). Estes estudos têm apontado a forte influência da Oscilação do Atlântico Norte sobre a variabilidade da precipitação em Portugal, especialmente no que se refere às chuvas de inverno, que domina o regime de precipitação de Portugal (e.g., Hurrell e van Loon, 1997; Trigo e DaCamara, 2000; Trigo et al., 2002; Trigo et al., 2004; Frago e Gomes, 2008).

Os resultados desse estudo mostram que a precipitação não estava diminuindo na bacia do Rio Cobres, mesmo apresentando alta variabilidade em bases anuais. Estes resultados sugerem que a mudança climática não está afetando a diminuição das chuvas, mas apenas na variabilidade espaço-temporal da precipitação na bacia.

A distribuição espacial das estações meteorológicas com tendência positiva, negativa e sem tendência para a série de dados anual (período entre 1960 e 2000) está apresentada na Figura 9. Os testes de Sen e Mann-Kendall também foram aplicados à série de dados de precipitações anuais das oito estações selecionadas. Uma estação não mostrou qualquer tendência significativa (São Marcos da Ataboeira). Apenas duas estações pluviométricas, Salvada na zona nordeste e Almodovar na zona sudeste do domínio estudado, apresentam uma tendência de aumento significativo ao nível de 5% de significância (Figura 9).

Essas estações estão localizadas em pontos isolados dentro da bacia. Assim, este resultado não indica qualquer comportamento regional específico. O teste revelou que as outras séries apresentam variações positivas ou negativas, indicando a presença alternada de períodos muito chuvosos e muito secos.

A Figura 10 mostra as estatísticas anuais das séries temporais e de tendência de precipitação total anual durante o período 1960–2000. Os resultados mostram uma mudança abrupta (diminuição da precipitação) dentro da série temporal, principalmente a partir do final da década de 1980. Essa tendência foi detectada em cinco estações (entre

1980 e 1995). A análise mostra que o posto Castro Verde e Aljustrel foram aqueles com os maiores valores de Q_{med} , variando entre $-3,686$ e $-6,452$, respectivamente.

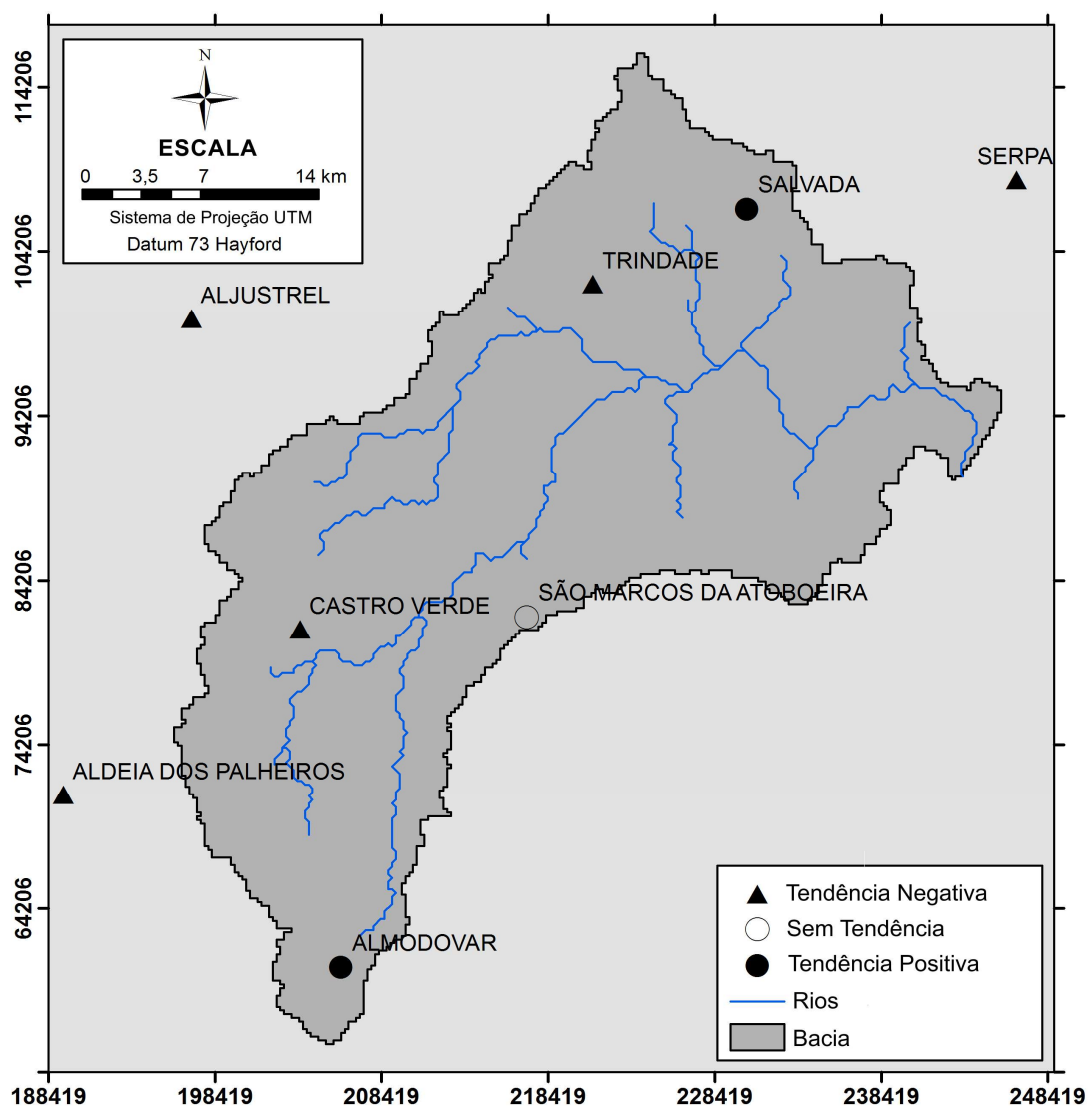


Figura 5. Tendências no total de precipitação anual durante o período 1960–2000 detectados pelo teste de Mann-Kendall.

Com o intuito de averiguar a significância estatística da tendência observada, foram aplicados os testes de Mann-Kendall e Sen. A Tabela 5 mostra os resultados das inclinações estimadas pelo método de Sen (Q_{med}) e Mann-Kendall (Z_s) das oito estações, estatisticamente significativas aos níveis 1, 5 e 10%, com tendências positivas ou negativas de acordo com o teste de Mann-Kendall para as séries de pluviométricas de totais anuais.

De acordo com esses resultados do estimador de inclinação Sen, a tendência de queda significativa na série de precipitação anual foi detectada na região dos postos de Castro Verde, Serpa, Trindade, Aldeia dos Palheiros e Aljustrel, enquanto outras estações tiveram tendências positivas ou negativas. Para o teste de Mann-Kendall, a tendência de aumento significativo da série de precipitação anual foi detectada em Almodovar e Salvada, e nenhuma tendência no posto de São Marcos da Ataboeira, enquanto outras estações tiveram tendências negativas.

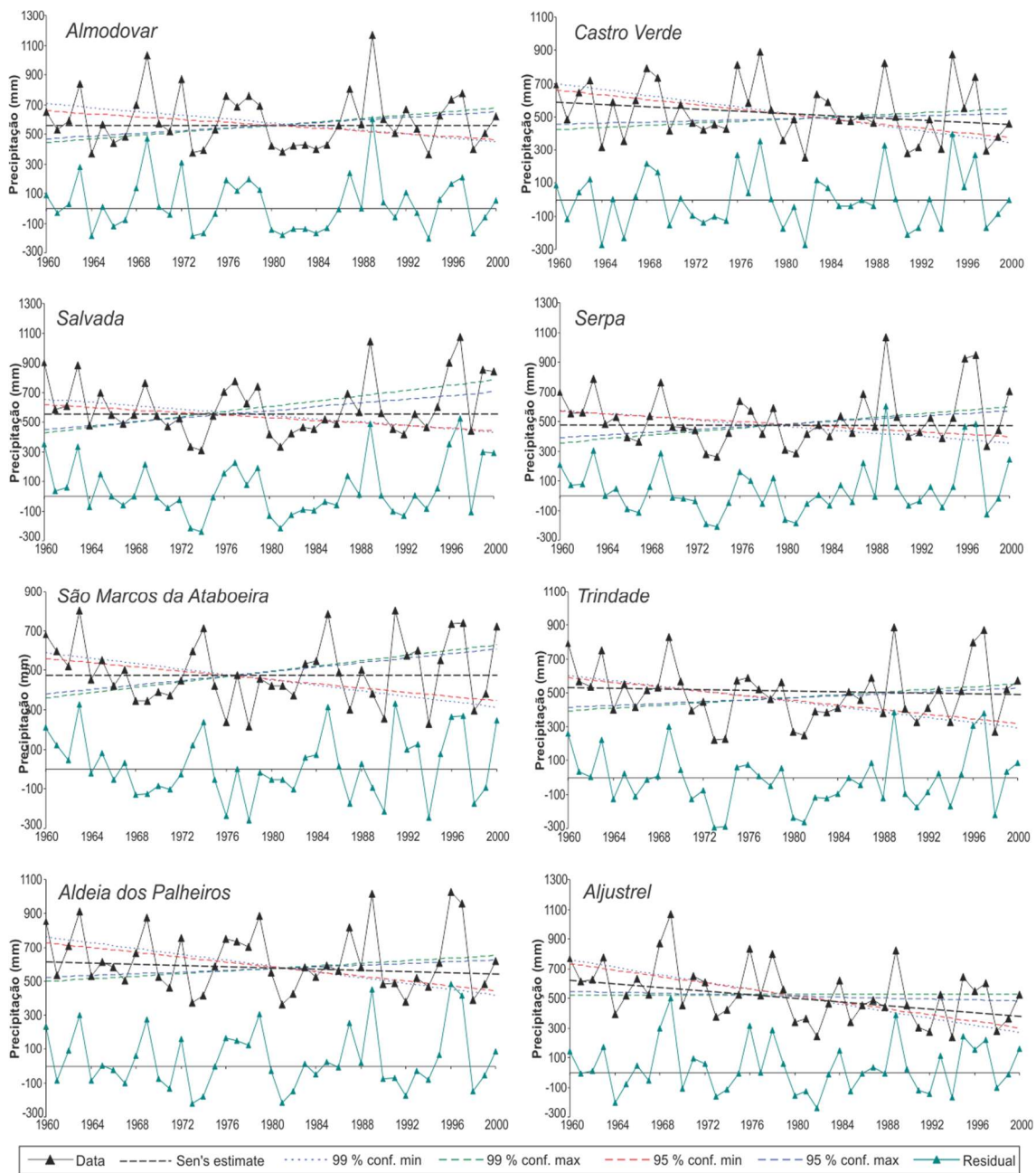


Figura 6. Análise das tendências anuais da precipitação durante 1960–2000.

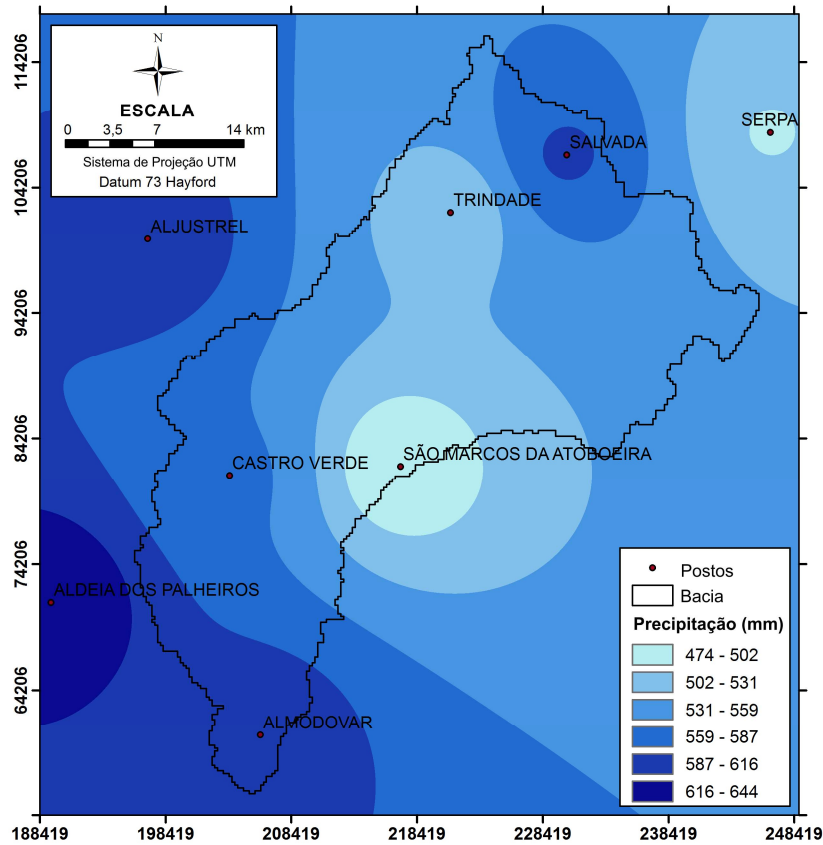
Tabela 6. Os resultados dos testes estatísticos para chuvas sazonais e anuais ao longo do período 1960–2000

Postos	Z_s	Q_{med}	Q_{min99}	Q_{max99}	Q_{min95}	Q_{max95}
Almodovar	0,03	0,19	-6,36	5,86	-4,79	4,52
Castro Verde	-1,27	-3,69	-8,87	3,15	-7,16	1,59
Salvada	0,03	0,09	-5,52	8,87	-4,37	6,34
Serpa	-0,26	-0,58	-5,49	6,07	-4,27	4,495
São Marcos da Ataboeira	0,00	0,01	-6,88	6,73	-5,33	5,665
Trindade	-0,81	-1,16	-7,73	3,91	-6,73	2,85
Aldeia dos Palheiros	-0,95	-2,16	-8,56	3,80	-7,04	2,55
Aljustrel	-2,53	-6,45	-12,27	0,11	-10,76	-1,59

Figuras 11a–b mostram a análise espacial da série de precipitação na escala anual para o período entre 1960–1980 (Figura 11a) e 1981–2000 (Figura 11b). De fato, os resultados podem deduzir a existência de um déficit de precipitações nas zonas central e noroeste, desde o início da década de 1960 e é acentuada durante os anos 1960 e 1980, por sua extensão em toda a região (Figura 11a). É claro que em toda a região considerada, tem havido uma ligeira diminuição das chuvas, particularmente depois de 1980.

Depois de 1980, os resultados mostram a existência de um déficit de precipitação nas zonas central e noroeste (Figura 11b). As tendências podem ser detectadas por meio de testes de Mann–Kendall e Sen. No entanto, estes testes não podem detectar mais de uma data de interrupção. Isto representa a desvantagem destes testes ao investigar a oscilação e/ou quebras das séries temporais, especialmente para longos períodos. Além disso, uma limitação é devido à dificuldade em interpretar os resultados a uma escala regional, principalmente quando o número de estações usadas não é muito grande.

(a)



(b)

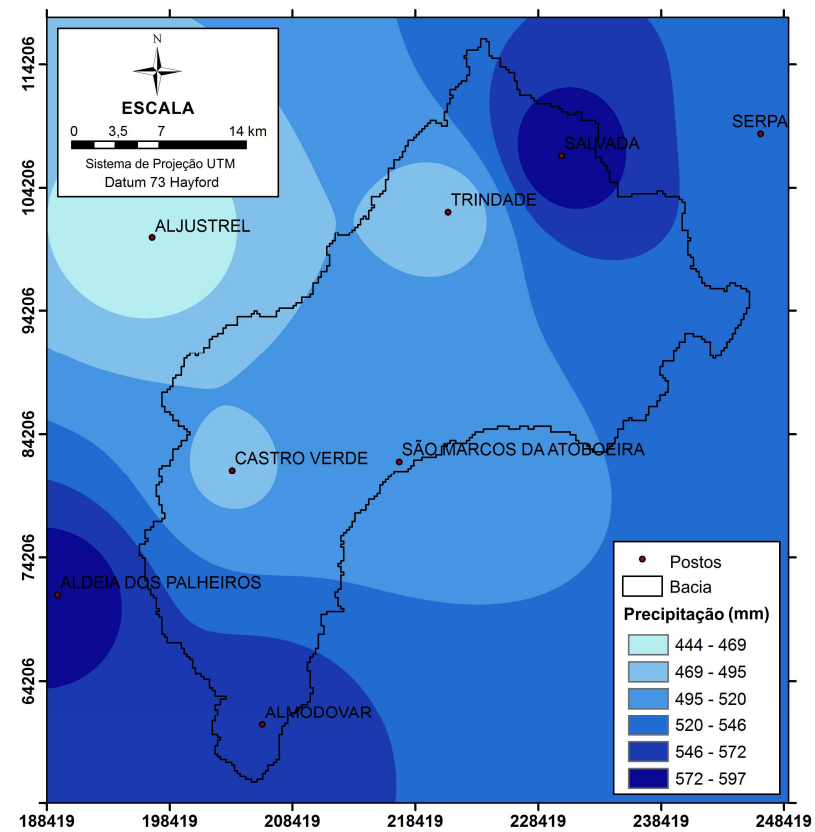


Figura 7. A distribuição espacial da precipitação durante: (a) 1960–1980, e (b) 1981–2000.

As Figuras 12 e 13 apresentam a distribuição espacial dos testes de Mann–Kendall para período entre 1960 e 2000, e o de inclinação de Sen, respectivamente. Espacialmente, as tendências para os 40 anos do período estudado são ainda mais claras do que a variação temporal. Os valores interpolados de precipitação anual entre 1981 e 2000 indicaram uma diminuição dos valores de precipitação na bacia, quando comparado com o período anterior (1960–1980).

Os resultados mostram uma inclinação negativa em quase toda a área de estudo. Apenas pequenas regiões na porção Norte, Central e Sul não mostraram tendência ou tendência positiva. Como esperado, há uma grande similaridade entre os dois produtos, pois percebe-se que os valores negativos da tendência calculada pelos dois métodos apresentam praticamente os mesmos resultados.

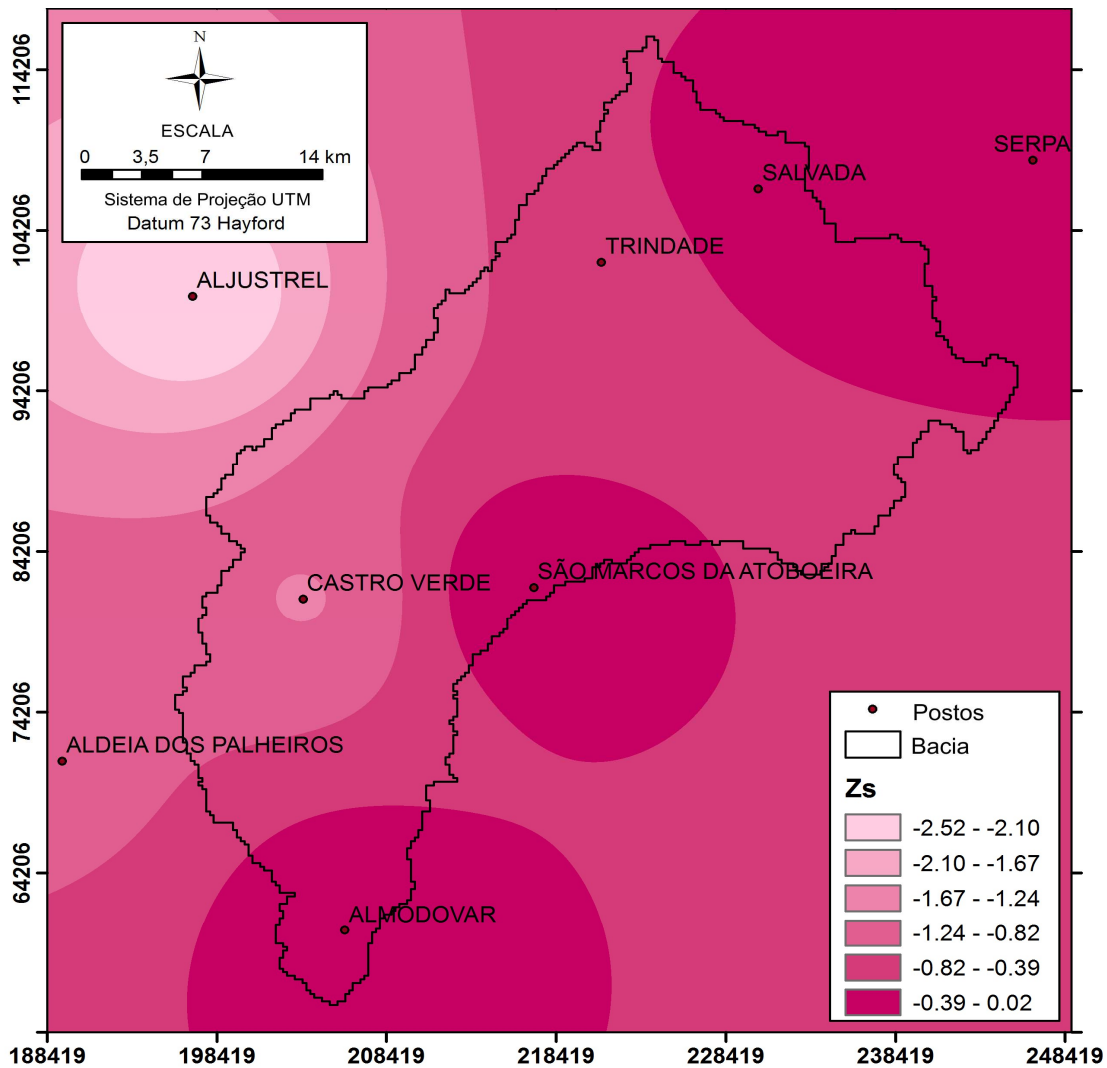


Figura 8. Distribuição espacial do teste de Mann-Kendall entre 1960–2000 para a bacia do Rio Cobres.

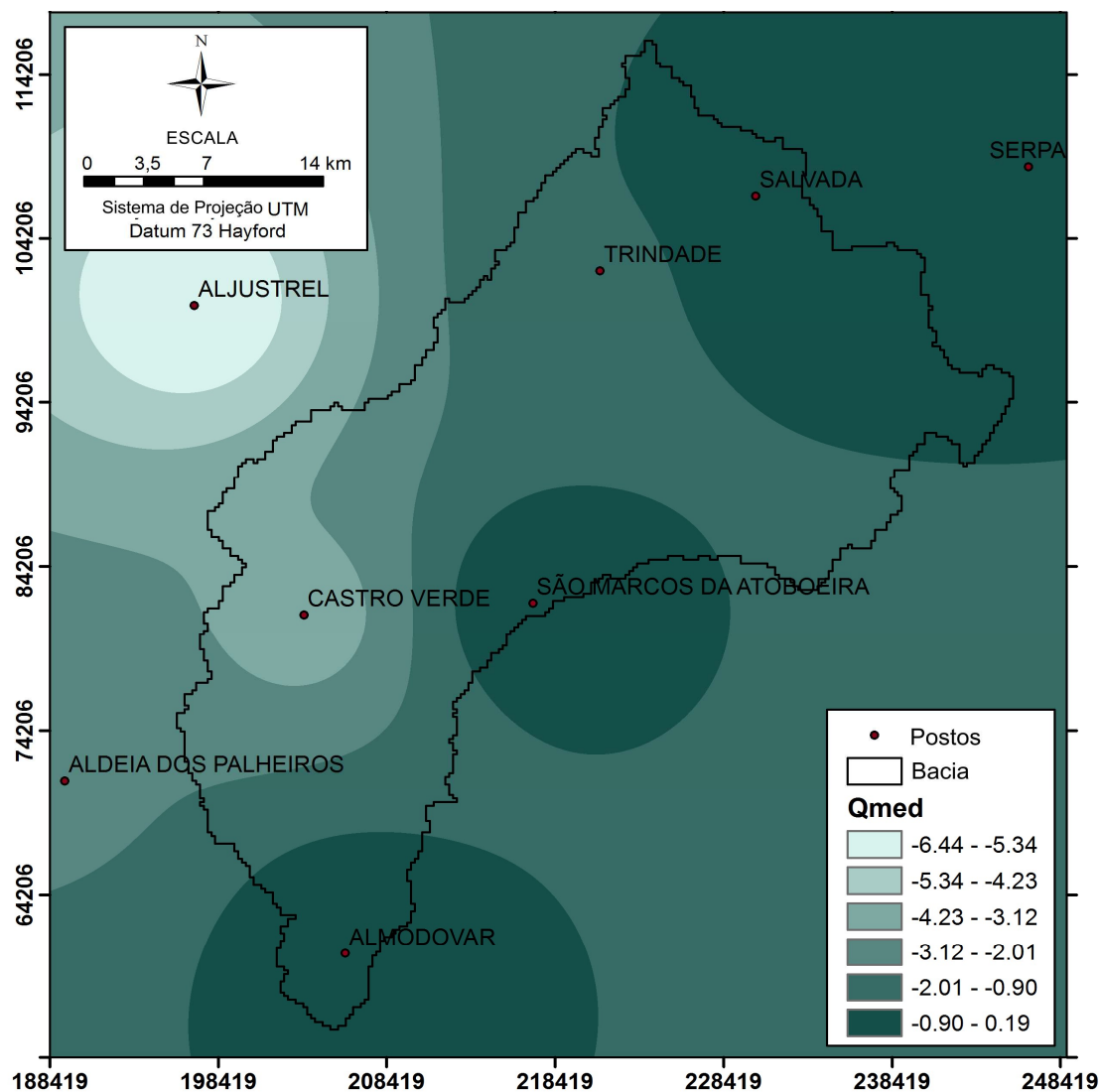


Figura 9. Distribuição espacial dos resultados do teste de inclinação de Sen entre 1960–2000 para a bacia do Rio Cobres.

Os valores obtidos da análise de tendência diminuíram no sentido de Oeste para Leste, assim, pode-se inferir que as tendências anuais de precipitação se caracterizam por mostrarem maior homogeneidade nos postos localizados na porção oeste da bacia. Nota-se que a precipitação mostrou tendências decrescentes significativas na parte norte da bacia.

4.2 Análise das Tendências de Vazão

Para melhor compreensão do regime das vazões do Rio Cobres, estatísticas descritivas da série anual de descarga do rio nas estações estudadas foram computadas

(Tabela 6). As análises indicaram que os postos Pulo do Lobo e Monte da Ponte apresentaram as maiores vazões médias anuais, 2.709,36 e 294,42 m³, respectivamente. Em contraste, o posto Entradas teve os valores de vazão média anual.

Os postos Pulo do Lobo e Entradas apresentaram as maiores variabilidades temporais, com coeficientes de variação de 76,81 e 73,23%, respectivamente. O menor coeficiente de variação foi de 59,37% e foi registrado no posto Monte da Ponte. Os resultados do coeficiente de variação apresentaram alta variabilidade anual da vazão no rio durante o período de estudo, principalmente no posto Pulo do Lobo que apresentou desvio padrão e desvio médio de 2.053,94 e 1.777,19 m³, respectivamente.

Tabela 7. As estatísticas descritivas da série anual de vazão do rio com as estações de estudo.

Postos	Média	Desv. Padrão	Desv. Médio (m ³)	Max.	Mín.	CV (%)	Z _s	Q _{med}
Entradas	31,86	23,33	17,84	88,11	0,05	73,23	1,37	1,27
Monte da Ponte	294,42	174,78	148,10	600,42	0,66	59,37	-0,09	-0,47
Pulo do Lobo	2.709,36	2.053,94	1.777,19	8.127,29	26,42	75,81	-1,07	-22,13

Esses valores obtidos no posto Pulo do Lobo podem ser explicados devido ao fato da grande área de drenagem desse posto, possuindo um grande volume de descarga d'água. De acordo com Abghari et al. (2013), a tendência de aumento observada de temperatura do ar na região pode ser outra razão para a tendência de diminuição dos caudais dos rios durante os períodos de baixa vazão, embora as variações temporais de descarga foram encontradas para ser muito mais fortemente relacionada às mudanças de precipitação do que a mudanças de temperatura (Espírito Santo et al., 2013).

Em muitos casos, quando os registros longos estão disponíveis, eles podem sofrer de falta de homogeneidade devido a várias razões, tais como: (a) mudança de localização da estação, (b) alteração de dispositivos de medição, e mudança (c) nas condições ambientais em torno da estação devido à urbanização (Pingale et al., 2014). Em outros casos, as séries podem conter falhas para um determinado período, o que pode alterar algumas das análises (WMO, 2007).

Kahya e Kalayci (2004) constataram que a presença de tendências no rio turco flui padrões podem ser atribuídos às quedas observadas na precipitação e, em certa medida, ao aumento da temperatura. Além dos parâmetros climáticos, a percepção da

mudança do fluxo do rio é impulsionada por seres humanos que impactam a tempestividade dos fluxos através da regulação de fluxo e pelos vários desvios e consumo líquido (ou seja, mais de irrigação consumos de água pelos agricultores) que pode alterar o fluxo registrado padrões ao longo do tempo (Hu et al., 2011).

No entanto, o comportamento temporal das chuvas (inter e intra-anual) é geralmente mais variável do que os de outros parâmetros meteorológicos (como temperatura ou pressão) e, portanto, os registros são mais obrigados a apresentar com precisão o regime de chuvas em um determinado local. Além disso, é muito mais difícil de detectar quaisquer alterações em longo prazo do regime de chuvas, em comparação, por exemplo, a mudanças no regime de temperatura do ar (Kutiel e Trigo de 2014).

O teste de Mann-Kendall e o estimador de inclinação de Sen foram aplicados para as séries temporais para os postos fluviométricos. Entre as estações, nenhuma delas teve correlação significativa. As séries temporais com correlação significativa ao nível de significância de 0,05 são submetidas a procedimento de pré-branqueamento antes de aplicar os testes de tendência. Os resultados dos testes de tendência nas séries de vazões anuais são (a) Entradas = 1,37, (b) Monte da Ponte = -0,09, e (c) Pulo do Lobo = -1,07. As tendências são consideradas estatisticamente significativas ao nível de 0,05, quando identificado pelos dois métodos estatísticos, Mann-Kendall e Sen. Como os resultados indicam, todas as séries de descarga anual foram caracterizadas com uma tendência negativa, com exceção para a estação de Entradas, sugerindo uma futura possível escassez de recursos hídricos.

Variação da vazão anual em Entradas, Monte da Ponte e Pulo do Lobo durante os últimos 40 anos está plotado nas Figuras 4.14–4.16, que mostram a tendência de diminuição da vazão anual, em Monte da Ponte ($Z_s = -0,09$) e Pulo do Lobo ($Z_s = -1,07$), e tendência positiva em Entradas ($Z_s = 1,37$). Como mostrado, a vazão média anual na estação de Monte da Ponte diminuiu 18,9%, de 420 m³ em 1958 para 341 m³ em 1990. No posto Pulo do Lobo, a vazão anual diminuiu em 46,6% de 8.127 m³ em 1946 para 4.344 m³ em 2000.

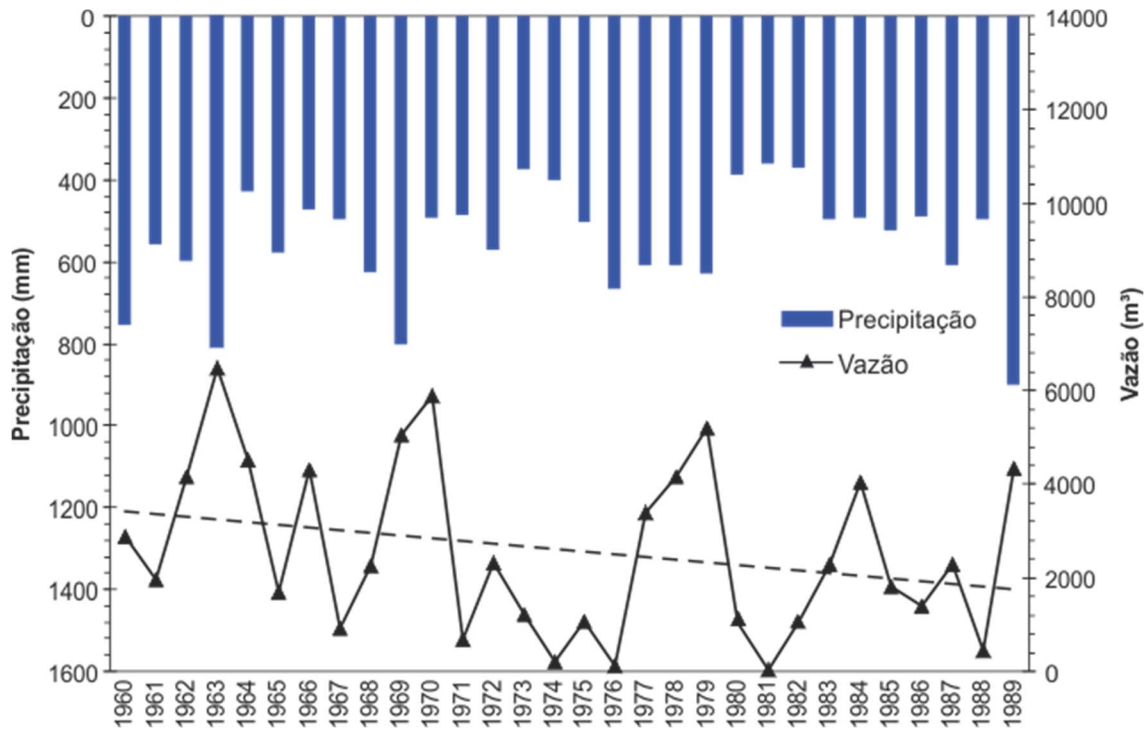


Figura 10. Vazão média anual do posto Pulo do Lobo, entre 1960 e 1989.

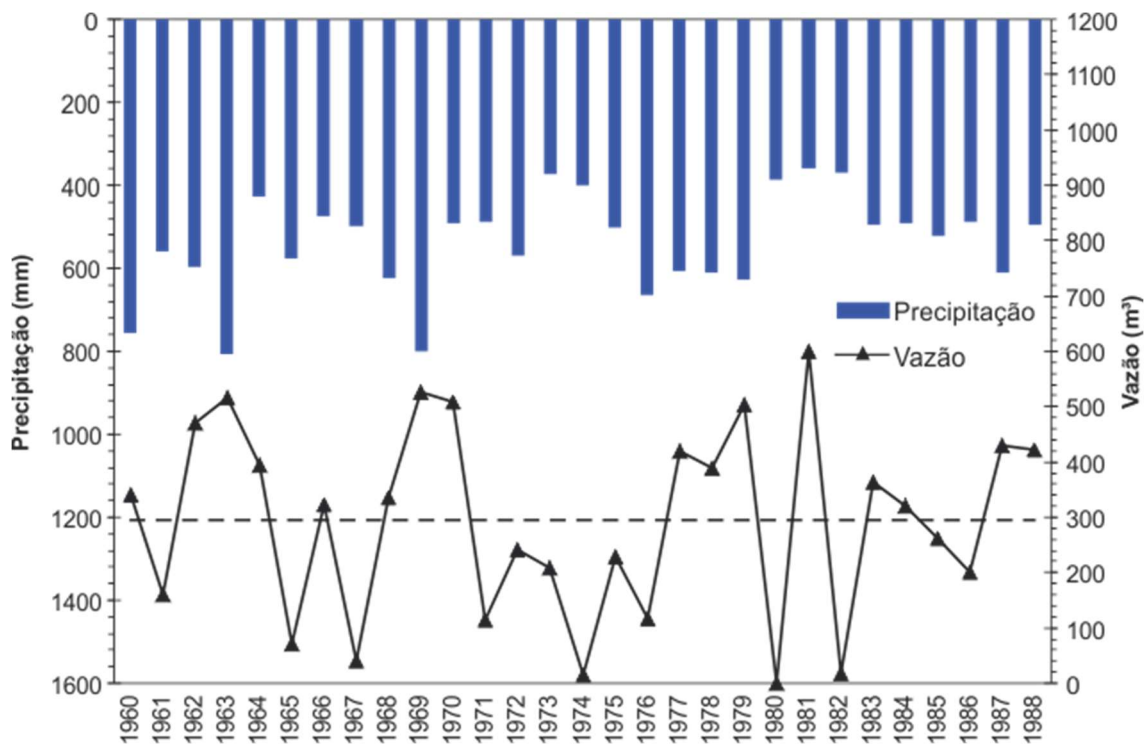


Figura 11. Vazão média anual do posto Monte da Ponte entre 1960 e 1988.

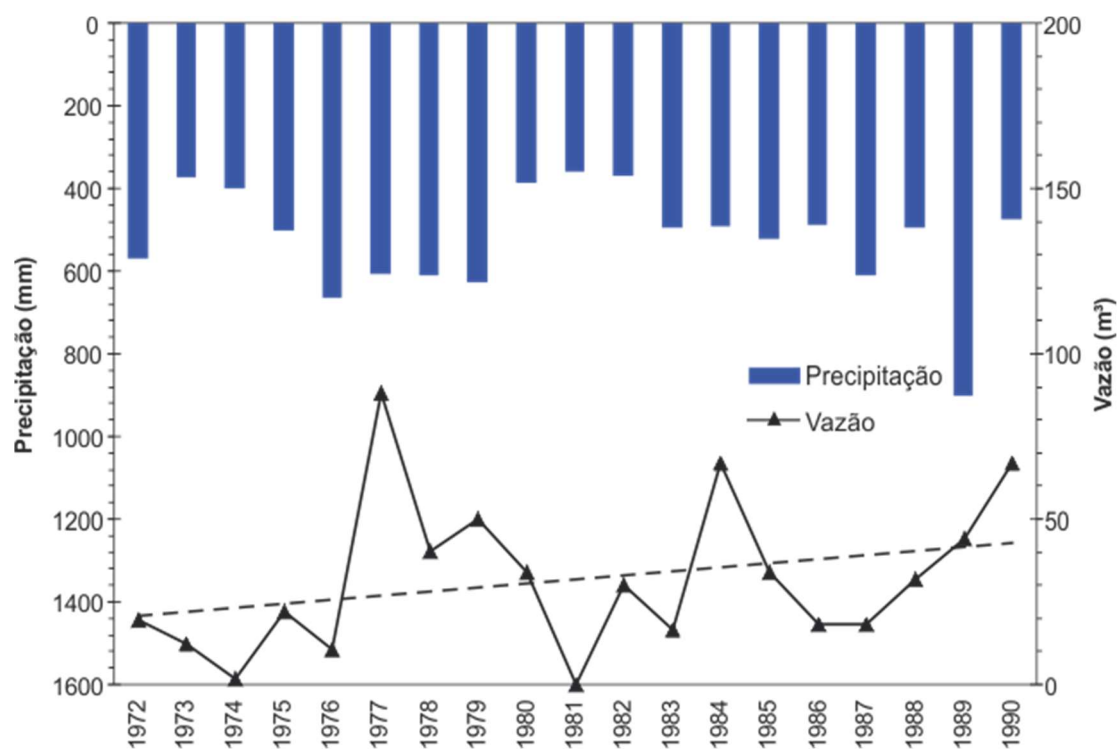


Figura 12. Vazão média anual do posto Entradas entre 1972 e 1990.

Os valores do desvio padrão para a vazão média anual variaram entre 60 e 80% na área de estudo e foram maiores do que o dobro do valor do desvio padrão de chuvas. Como apontam os resultados, as tendências das vazões se caracterizam por possuírem tendência negativa, exceto para a estação Entradas, o que mostra uma possível escassez d'água a jusante da bacia.

Os resultados destas análises de tendência indicam claramente que embora tenha havido oscilações persistentes de precipitação e vazão, porém de caráter cíclico. Os resultados dos testes de Mann-Kendall também indicam que há uma tendência estatisticamente significativa no que tange a variância da precipitação no tempo na área de estudo durante os 40 anos analisados. Nota-se que houve grande variação nos valores de vazão médios. Em suma, estes resultados indicam que a precipitação e a vazão do rio variam muito de um ano para outro.

4.3 Estimativa da Vazão

A ideia de modelagem vem de um processo empírico, no qual os princípios de uma ou mais teorias são aplicados para se reproduzir o comportamento de um fenômeno numa escala de tempo estimada, através de um modelo sob uma ótica de uma determinada realidade.

Como resultado obtido no hidrograma da calibração entre as vazões observadas e simuladas (Figura 17a), nota-se que o modelo simulou adequadamente tanto os valores mínimos, quanto os valores máximos, mesmo após ter havido uma grande variação desses valores. Observa-se também que o modelo superestimou os valores de vazão.

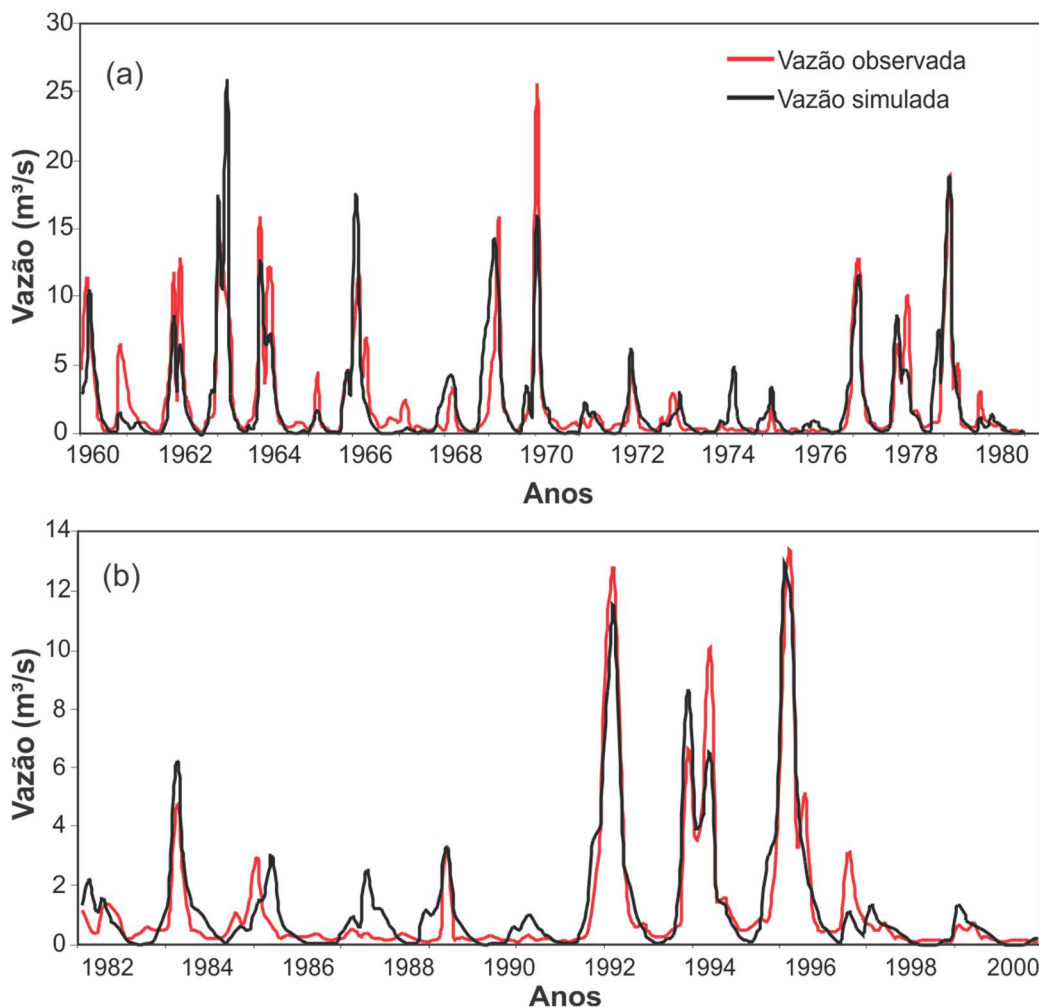


Figura 13. Comparação entre as vazões observada e simulada: (a) calibração e (b) validação

Os valores de vazão média observada e calculada para o período de calibração foram 1,76 e 1,80 m³/s, respectivamente. Analisando os indicadores estatísticos das vazões mensais, os resultados foram satisfatórios, com coeficiente de COE = 0,63, R² = 0,81, EMQ = 0,19, e EMA = 0,04.

O período de validação das vazões pode ser observado na Figura 17b. Os resultados mostraram um ajuste que pode ser considerado razoáveis para essa bacia (R² = 0,82 e COE = 0,47). Apesar dessas variações, observa-se um padrão no comportamento nos picos de precipitação em relação às vazões observadas e simuladas com periodicidade, na maioria das ocorrências. Os valores de vazões médias observadas e simuladas para esse período foram de 1,19 e 1,23 m³/s, respectivamente.

Nota-se que entre 1960 e 1970 houve uma maior ocorrência de picos de vazão maiores do que 10 m³/s, quando comparado ao período entre 1970 e 1980. Essa diferença pode ser explicada devido ao fato do aumento do número de invernos secos nesse último período na região Sudeste de Portugal (Mourato et al., 2009).

Santos et al. (2005) ressaltam que as áreas próximas ao mar possuem características mais homogêneas quando comparadas a regiões mais afastadas, como é o caso da bacia do Rio Cobres. Ressaltam ainda que no período entre 1931 e 2000, na porção Sudeste de Portugal os anos secos excederam os úmidos.

Deve-se destacar que uma das principais características dos rios da região sul de Portugal é a grande variação de sua vazão, o que dificulta um melhor ajuste da vazão, devido às características climáticas e geomorfológicas da região, e as irregularidades das precipitações, devido ao clima semiárido da região.

Ramos e Martínez-Casasnovas (2013) e Ramos et al. (2012) relataram que as mudanças no padrão de distribuição das chuvas na porção Sul da Península Ibérica se caracterizam por concentrarem chuvas intensas e erosivas em uma pequena parte do ano, que alteram o padrão da resposta hidrológica da bacia.

Para Zhang et al. (2013), as vazões nas bacias da região sul de Portugal sofrem influências do substrato geológico, devido ao fato da permeabilidade reduzida, influenciada pela presença de granitos, xistos e formações argilosas, pois, dificultam a infiltração da água no solo. Apenas as áreas com a presença de calcários carsificados contribuem para diminuir a irregularidade e os picos de cheia na região.

A Figura 18 apresenta a vazão média anual para cada sub-bacia do Rio Cobres, entre o período de 1960 a 2000. Analisando esses resultados, pode-se inferir que houve grande variação nas vazões das sub-bacias. Percebe-se que o escoamento nas sub-bacias

29, 28, 21, 20, 15, 14, 10 e 6 foram as que apresentaram as maiores vazões médias, uma vez apresentam declividades médias entre 17 e 22%, e predominância do uso do solo agricultura e tipos de solos Argissolos.

4.4 Estimativa da produção de sedimentos

No contexto semiárido de Portugal, os processos superficiais são comandados pela magnitude pluvial, sua recorrência espaço-temporal e interação direta com as formações superficiais peculiares a este domínio e as práticas de uso da terra. De fato, na escala de bacias, a erosão hídrica representa a forma mais importante de ocorrência e constitui um problema ambiental dos mais severos para a região.

A Figura 19 apresenta a comparação entre a produção de sedimentos diária observada e a estimada para a bacia do Rio Cobres, utilizando os dados observados no posto Pulo do Lobo. A comparação entre a produção diária de sedimento simulada e a observada (Figura 19), mostra que o modelo reproduziu a distribuição e tendência das concentrações observadas, porém alguns valores elevados não foram adequadamente simulados. Apesar disso, como visto anteriormente, a produção de sedimentos também apresentou uma calibração satisfatória.

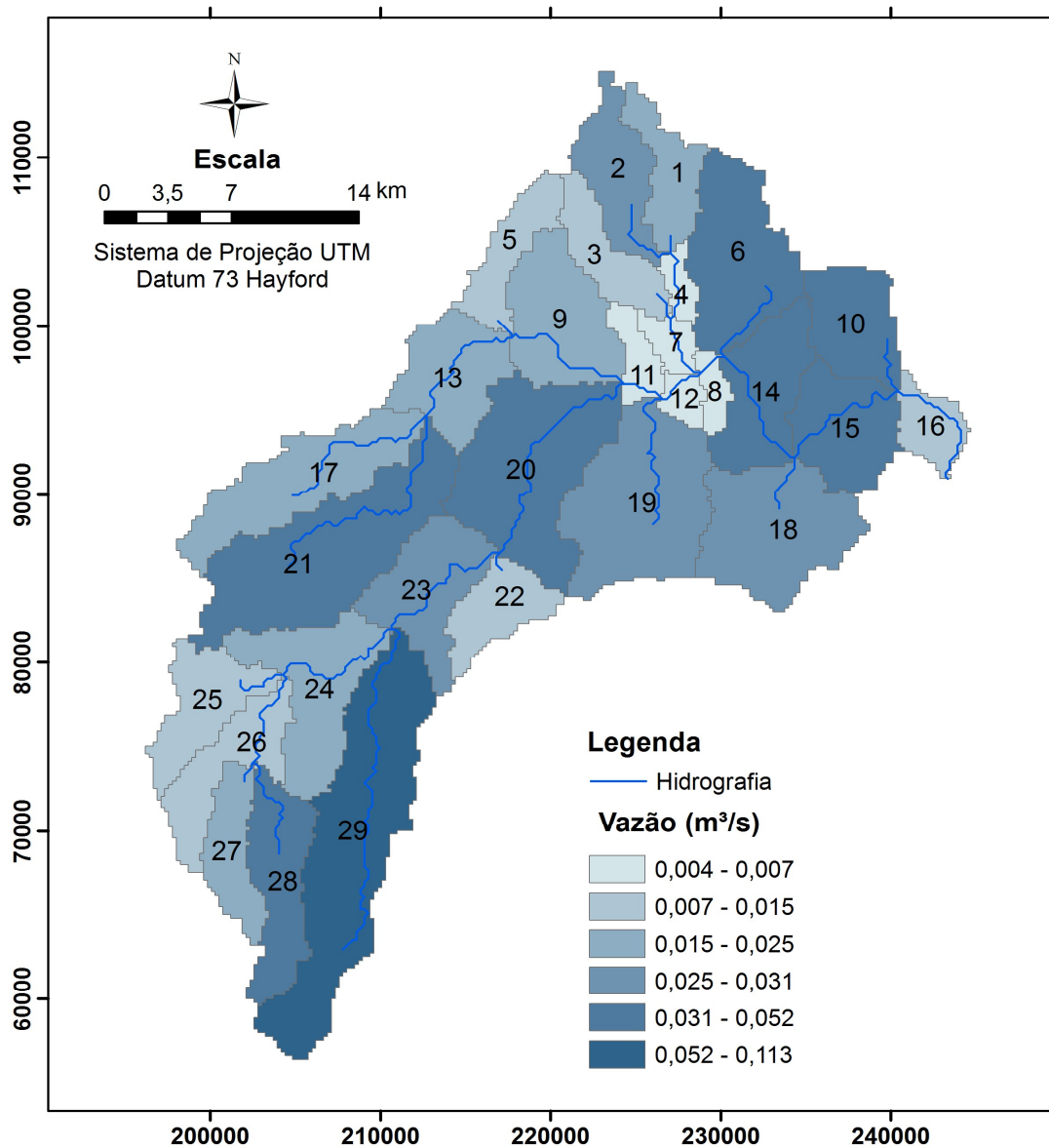


Figura 14. Distribuição espacial das vazões médias anuais simuladas entre 1960–2000.

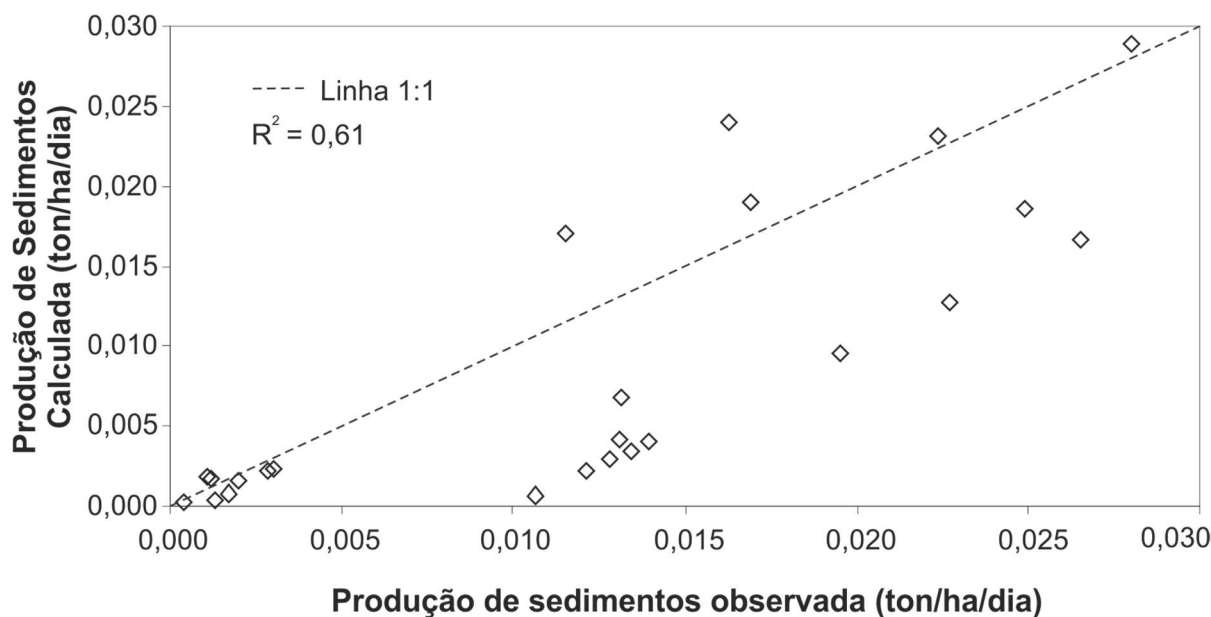


Figura 15. Relação entre a produção de sedimentos observada e estimada.

Os valores médios observados e calculados de produção de sedimentos foram de 0,015 e 0,013 ton/ha/dia, respectivamente. Os resultados mostraram que os valores simulados pelo modelo SWAT foram superiores aos observados, superestimando a produção de sedimentos na bacia. Os valores de COE e R² obtidos para a simulação foram de 0,28 e 0,61, respectivamente.

O ajuste razoável do resultado de R² deve-se ao fato desse coeficiente ser bastante sensível aos valores altos e pouco sensíveis a diferenças aditivas e proporcionais entre as previsões do modelo e os dados observados.

Já o COE é uma estatística normalizada, que determina a magnitude relativa da variância residual entre os dados observados e calculados (Nash e Sutcliffe, 1970). Assim, o COE é um índice muito sensível aos valores extremos devido à segunda potência que o define, mas pouco sensível aos valores próximos à média (Legates e McCabe, 1999).

A distribuição da produção de sedimentos estimada para a bacia utilizando o modelo SWAT apresentou valor médio mensal 0,40 ton/ha/mês. As sub-bacias 14, 15 e 16, localizadas na região leste da bacia, foram as que produziram mais sedimentos em relação às outras sub-bacias. Essa porção da bacia apresentou os principais problemas de erosão, assim como em outras bacias da porção sul da Península Ibérica, como relatado por Martínez-Casasnovas e Ramos (2009) e Ben Othman e Gueddari (2014).

A Figura 20 representa a espacialização da estimativa da produção de sedimentos para cada sub-bacia do Rio Cobre. No geral, os valores de produção de sedimentos

podem ser considerados baixos, e dentro do limite de tolerância para os tipos de solo da bacia, definido por Pires et al. (2007).

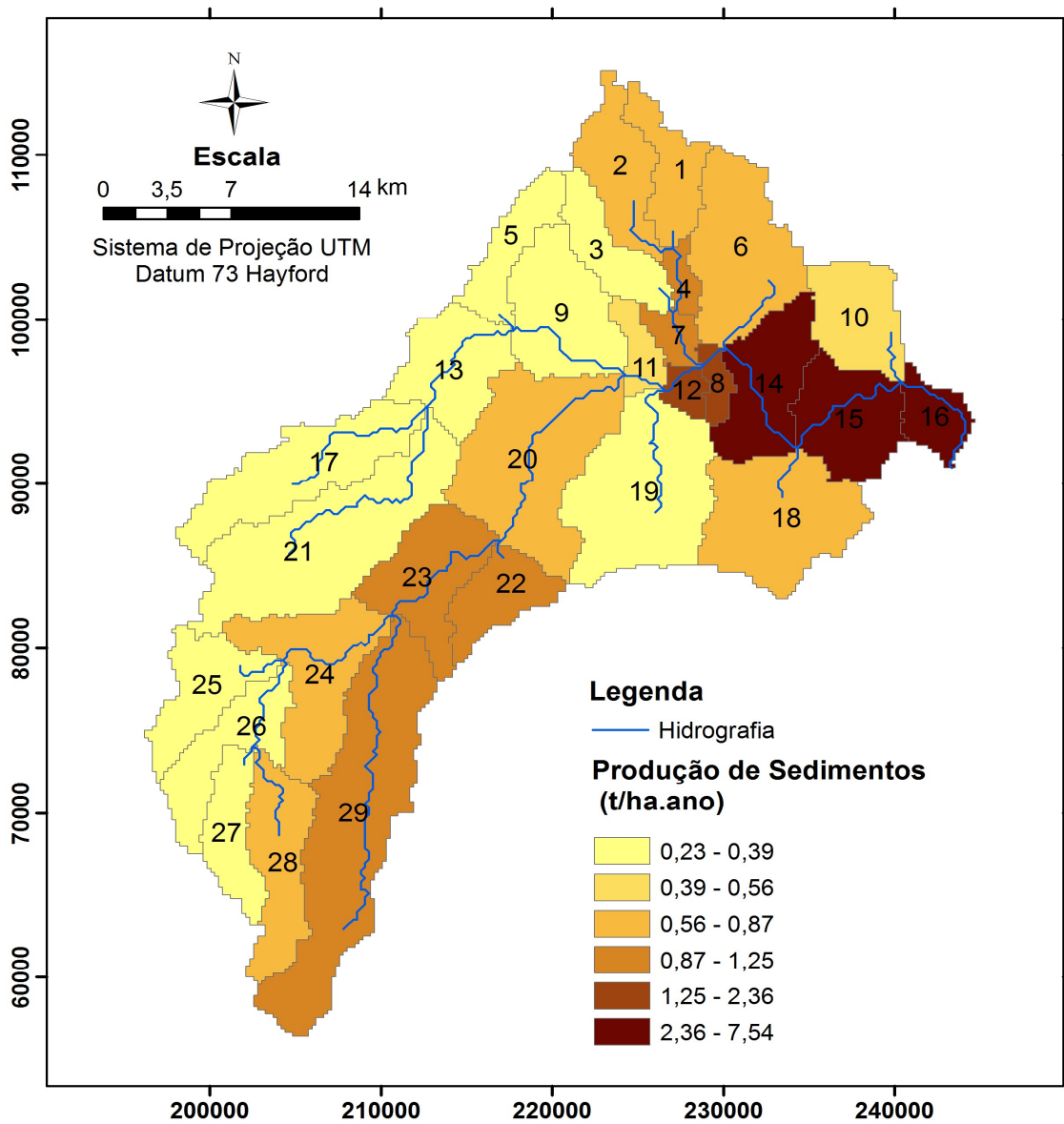


Figura 16. Produção de sedimentos anual média na bacia do Rio Cobres entre 1960 e 2000

Silva et al. (2015) destacam que a produção de sedimentos na porção leste dessa bacia apresentou as maiores produções de sedimentos, e foi afetada pela ocorrência de chuvas de alta intensidade ocorrida na bacia durante as últimas décadas. Isso contribuiu mais para a carga de sedimentos no rio do que a parte do Noroeste, onde as chuvas foram menos intensas.

Diferenças sensíveis entre valores observados e estimados de produção de sedimentos, para bacias similares ao do Rio Cobres também foram relatados por Martínez-Casasnovas et al. (2014) e Chandra et al. (2014). As razões que influenciam nas diferenças entre dados observados e simulados em escalas de bacias podem ser: (a) localização dos postos pluviométricos, (b) o número de postos pluviométricos utilizados, (c) a área da bacia, (d) a complexidade da medição de eventos extremos, (e) a dinâmica do uso e ocupação do solo e sua complexidade na representação sazonal, e (f) a alta intensidade de chuvas na bacia.

Deve-se destacar que o rio não é alimentado pelo lençol freático, assim, só existe produção de sedimentos após eventos chuvosos. A carga de sedimentos que é transportada pelo canal é oriunda tanto das vertentes quanto do canal fluvial.

Zhang et al. (2013) ressaltam que, a contribuição dos sedimentos produzidos exclusivamente pelo canal fluvial ocorre logo após os maiores eventos de cheia, devido ao fato da rápida resposta da bacia, devido à declividade da bacia que é influenciada pela cobertura do solo e pela Geomorfologia.

Outro fator nessa porção da bacia que difere das demais na produção de sedimentos é a presença de uso do solo do tipo Agricultura e de solos do tipo Argissolos. Esses solos se caracterizam por serem desenvolvidos e mal consolidados de origem terciária, caracterizados pela presença de gradiente textural entre os horizontes superficiais e subsuperficiais, ou seja, maior teor de argila no horizonte B em relação ao horizonte A (DGADR, 2010). Dentre os efeitos causados por essa diferença de textura se destaca a pouca infiltração da água, que favorece as vazões, como consequência, maior probabilidade de arraste das partículas de sedimentos.

Devido ao transporte de sedimentos nessa bacia ser episódico, o mesmo somente ocorre durante eventos que provocam escoamento superficial, que são mais influenciados pela declividade. De Moor e Verstraeten (2008) e Verstraeten et al. (2009) ressaltam que, o aumento da declividade colabora com o aumento na velocidade da vazão e sua capacidade de desprendimento e transporte de sedimentos. Assim, a forma de terreno constitui-se como uma variável essencialmente qualitativa e a partir da sua geometria são atribuídos efeitos que podem influenciar na intensidade dos processos de vazão e produção de sedimentos.

Todavia, Marchioro et al. (2011) e Bigarella (2003), entre outros, salientam que é necessária maior atenção com essa tendência, uma vez que, em grandes declividades, é possível haver diminuição da erosão em função do decréscimo do material disponível,

influenciado pelo bálano morfogenético, que é a relação entre produção e remoção de sedimentos que ajudam a determinar a evolução do modelado do relevo, e podem evidenciar as áreas produtoras de sedimentos.

Assim, as formas do terreno embora sejam atributos qualitativos, esses são passíveis de ponderação, isto é, considera-se que as dinâmicas e intensidades dos processos erosivos estão diretamente ligadas às formas do terreno e aos formatos das vertentes, tanto na análise do formato do seu perfil (côncavo, retilíneo ou convexo), quanto na análise da direção dos fluxos de escoamento da água (convergente, planar ou divergente). No caso da bacia do Rio Cobres, percebe-se que a direção dos fluxos de drenagem é convergente, e que grande parte da bacia apresenta declividades variando entre 12 e 25%.

4.5 Modelagem Hidrossedimentológica em Diferentes Cenários

Após as etapas de calibração e de verificação do escoamento e da produção de sedimento no modelo SWAT, foram gerados e simulados os dois cenários de uso do solo. Os cenários simulados foram estabelecidos através da transformação do plano de informação gráficas do uso e ocupação do solo.

Duas simulações foram realizadas com o objetivo de exemplificar a aplicação e a integração do modelo SWAT com o SIG, para avaliar opções de uso da terra nessa bacia hidrográfica. Essa integração permitiu simular a variação do uso e ocupação do solo em dois cenários contrastantes. Tanto a vazão quanto a produção de sedimentos foram comparadas a partir da variação no uso e ocupação do solo baseado nos dois cenários: (a) Cenário 1 – Pastagem e (b) Cenário 2 – Floresta. A representação espacial dos dois cenários pode ser conferida nas Figuras 21 e 22.

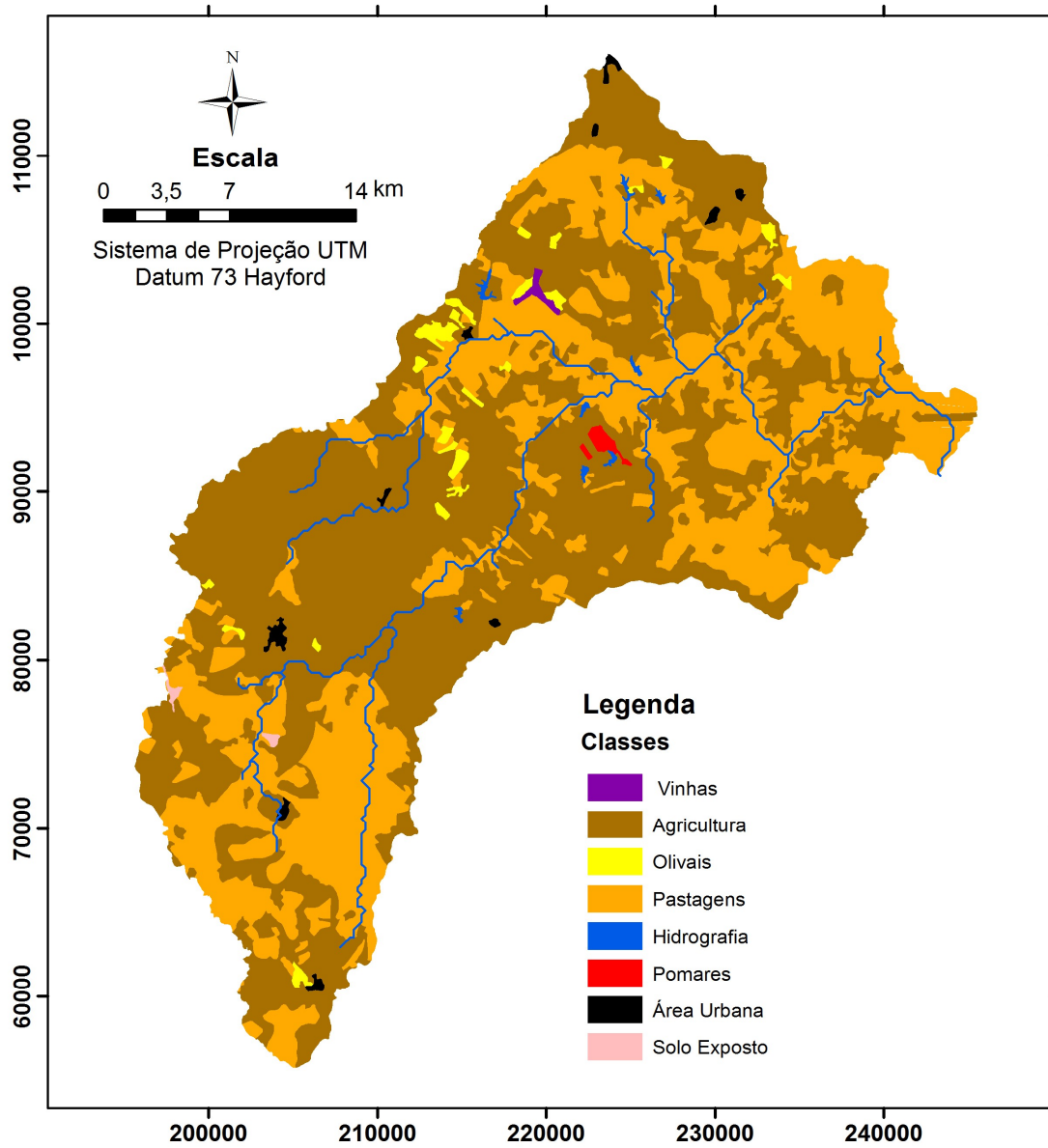


Figura 17. Cenário de uso e ocupação do solo pessimista para o aumento da área de pastagem

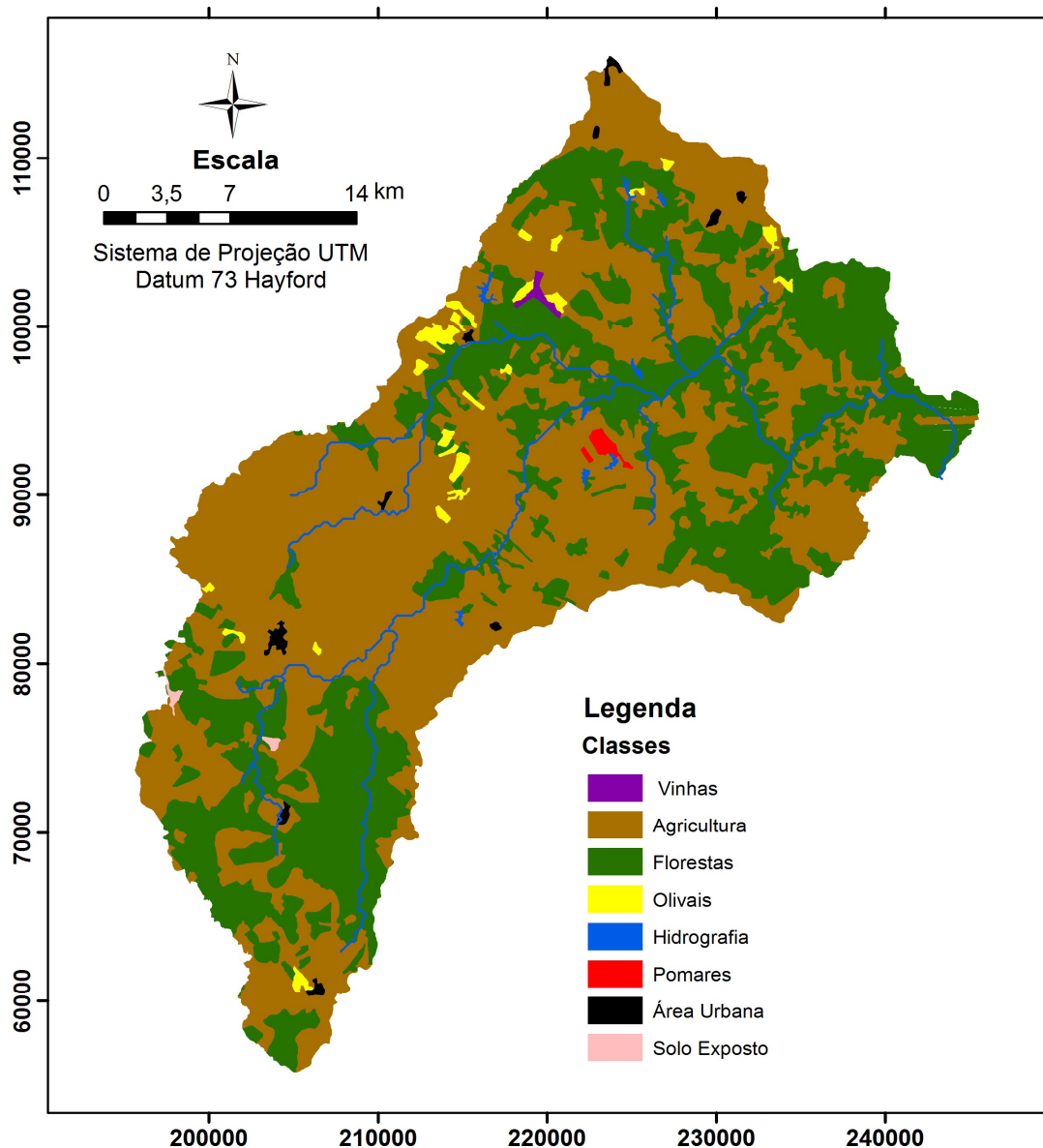


Figura 18. Cenário de uso e ocupação do solo otimista para o aumento da área de Floresta.

Na Tabela 7 são apresentadas as áreas totais e relativas de ocupação de cada cobertura do uso do solo na bacia do Rio Cobres, para o cenário de uso atual e para os outros dois cenários. Com a passagem do cenário atual para o Cenário 1, há uma diminuição nas áreas ocupadas por Florestas (-7,57%), Vegetação Rasteira (-3,31%) e Sistemas Agro-florestais (-27,94%), e um aumento na área ocupada por Pastagem (+39,32%). No Cenário 2, a área ocupada por Floresta aumentou 39,32% em detrimento da diminuição das áreas de Pastagem (-39,32%).

Tabela 8. Uso e ocupação do solo para os três cenários (uso atual e os 2 cenários hipotéticos)

Cenários	Uso Atual		Cenário 1 (Pastagem)		Cenário 2 (Floresta)	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%
Vinhas	1,77	0,15	1,77	0,15	1,77	0,15
Agricultura	682,59	58,32	682,59	58,32	682,59	58,32
Florestas	88,61	7,57	0,00	0,00	460,23	39,32
Olivais	13,89	1,19	13,89	1,19	13,89	1,19
Pastagens	5,87	0,50	460,23	39,32	0,00	0,00
Planos de Água	2,86	0,24	2,86	0,24	2,86	0,24
Pomares	2,28	0,20	2,28	0,20	2,28	0,20
Sistemas Agro-florestais	326,98	27,94	0,00	0,00	0,00	0,00
Área Urbana	5,54	0,47	5,54	0,47	5,54	0,47
Vegetação Rasteira	38,77	3,31	0,00	0,00	1,27	0,11
Solo Exposto	1,27	0,11	1,27	0,11	0,00	0,00
Total	1.170,4	100,0	1.170,4	100,0	1.170,4	100,0

Tanto os valores das vazões diárias, como da produção diária de sedimentos, apresentaram variações entre os cenários de uso simulados e o cenário atual de uso do solo. Os resultados das simulações para vazão e produção de sedimentos, dos quatro cenários e a comparação entre os mesmos e o uso atual são apresentados na Tabela 8.

Tabela 9. Comparação dos valores mensais de vazão e sedimentos nos três cenários

Cenários	Vazão (m ³ /s)			Produção de Sedimentos (ton/ha/ano)		
	Média	Desvio Médio	Desvio Padrão	Média	Desvio Médio	Desvio Padrão
Uso atual	2,09	2,30	3,58	4,87	4,41	6,03
Pastagem	2,11	2,29	3,57	5,09	4,48	6,14
Floresta	2,08	2,32	3,60	4,86	4,37	6,00

Comparando os resultados das simulações entre o cenário de uso atual e os outros dois cenários, o modelo aumentou a predição da produção de sedimentos na bacia no Cenário 1. Como esperado, no Cenário 2, os resultados da produção de sedimentos foram menores. No cenário de uso atual, a produção de sedimentos simulada foi de 4,87 ton/ha/ano.

No Cenário 1, quando a vegetação nativa foi removida em toda a extensão da rede de drenagem e nas nascentes, a produção de sedimentos variou de 0,04 e 29,62 ton/ha/ano, com um valor médio de 5,09 ton/ha/ano. No Cenário 2, com a substituição por Floresta nas áreas ocupadas por pastagens, a produção média foi de 4,86 ton/ha/ano, com um valor máximo observado de 29,43 ton/ha/ano (Tabela 8).

No Cenário 1, o aumento na produção de sedimentos foi decorrente dos diferentes valores do fator *C* (da USLE) associado com o tipo de cobertura atual. Nesse cenário, a produção de sedimentos ficou abaixo do tolerável para todos os tipos de solo. A mudança do uso da terra nas áreas ocupadas por Pastagem por Floresta diminuiu a exposição dos solos mais susceptíveis à erosão. Segundo Machado et al. (2003), o pastoreio em condições adequadas normalmente não aumenta a quantidade de sedimentos nos corpos d'água após chuvas intensas; mas o pastoreio intensivo, em terrenos inclinados e solos frágeis, pode causar sérios problemas erosivos. Ainda segundo os autores, a produção de sedimentos aumenta quando a área ripária também é utilizada como pastagem, o que leva à erosão das margens dos rios e à deposição dos sedimentos diretamente no leito.

Ainda na Tabela 8, fica evidente que, o Cenário 1 apresentou um valor médio de vazão maior do que o cenário atual, enquanto o Cenário Floresta apresentou um valor menor, e o cenário agricultura gerou valor médio de vazão similar ao atual. As diferenças entre os cenários podem ser atribuídas às diferentes taxas de evapotranspiração das culturas estudadas e às alterações no escoamento superficial e infiltração de água no solo em função do tipo de sistema radicular, manejo e taxa de cobertura do solo.

Em comparação ao cenário atual de uso do solo, o Cenário 1 apresentou um acréscimo de cerca de 20%. Mello et al., (2007) obtiveram um acréscimo no escoamento superficial de 4,5% com a simulação de um cenário composto por 100% pastagem para uma microbacia hidrográfica na cidade de Lavras (MG). O solo usado para pastagem sofre com a compactação decorrente o pisoteio dos animais criando assim uma camada que pode reduzir a infiltração da água.

Bertol et al. (2000) observaram que, com o aumento da oferta de forragem, a taxa de infiltração de água no solo diminui, em razão de uma maior pressão média dos animais sobre o solo. O Cenário Floresta, onde predominantemente a área foi transformada em floresta Ombrófila Densa, apresentou o maior decréscimo na vazão média, em relação ao cenário atual, cerca de -8,70%, isso devido, principalmente, a maior

quantidade de matéria orgânica e ao aumento da evapotranspiração. Com maior matéria orgânica, o solo fica mais estruturado e aumenta a infiltração de água no solo.

Entretanto, com a maior cobertura proporcionada pela floresta, ocorre maior interceptação da precipitação pluvial e menos água chega ao solo. Segundo Pruski et al. (2003), quanto maior a evapotranspiração, menor será a umidade do solo e, conseqüentemente, maior será a taxa de infiltração e menor o escoamento superficial. Esse resultado obtido corrobora com o trabalho desenvolvido por Machado et al. (2003) na bacia do Ribeirão dos Marins, em Piracicaba (SP), onde foi observado que o maior impacto na redução do escoamento superficial foi obtido pela substituição do uso e cobertura atual do solo por mata nativa.

4.6 Análises de Tendências X Produção de Sedimentos

Após gerar os dados de produção sedimentos e as análises de tendências de chuvas na Bacia do Rio Cobres, neste tópico serão analisados a relação entre aporte de sedimentos e tendências de chuvas na região.

Como já visto, as análises de Mann-Kendall para o período de 1960 a 2000, os resultados apresentaram uma inclinação negativa na maior parte da bacia. Em relação a produção de sedimentos algumas bacias refletiram as tendências negativas de chuvas.

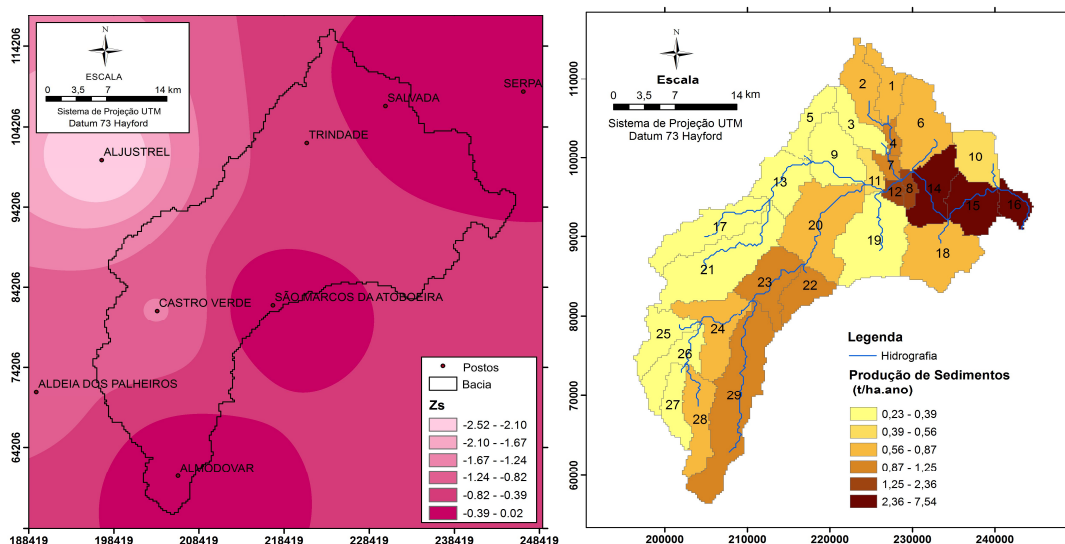


Figura 193. Comparativo das análises de Mann-Kendall e produção de sedimentos.

Analisando os mapas supracitados podemos observar que os postos Aldeia dos Palheiros, Castro Verde, Trindade e Aljustrel foram os que apresentaram as tendências negativas mais acentuadas, observando o mapa de produção de sedimentos constatamos que as sub-bacias 27, 26, 25, 21, 17, 13, 9, 5, 3 e 19 foram as regiões que apresentaram as menores taxas de produção de sedimentos, refletindo as tendências de diminuição de chuvas principalmente na região noroeste do Rio Cobre, quando para produzir sedimentos o fator principal para esse processo é a chuva, regiões com pouca precipitação produzirá pouco sedimento.

O processo de erosão hídrica nos últimos 40 anos vem diminuindo em grande parte da região do Cobre, essa informação pode servir de alerta para os gestores e o setor agrícola, tendo em vista que, as áreas onde apresentaram tendência negativa das chuvas estão concentradas principalmente a agricultura de sequeiro.

5. CONCLUSÕES

A aplicação do modelo SWAT para a avaliação da vazão se mostrou satisfatória, mostrando que a vazão diária média observada foi igual a 1,76 m³/s e a simulada foi de 1,80 m³/s. Quanto à tendência das vazões nas últimas décadas, segundo o teste de Mann-Kendall, os resultados mostraram uma diminuição de -0,29. Que a integração da ferramenta SIG e o modelo SWAT promove uma maior facilidade na modelagem hidrológica das bacias.

A simulação de diferentes cenários permite uma melhor avaliação das consequências dos processos hidrossedimentológicos, facilitando o entendimento da influência da cobertura vegetal, tipo do solo e as práticas do manejo na produção do escoamento superficial e produção de sedimento.

Os resultados mostraram que a produção de sedimentos é episódica na bacia com valor médio diário observado igual a 0,022 ton/ha/dia enquanto o simulado foi de 0,032 ton/ha/dia. No Cenário 1, quando a vegetação nativa foi removida em toda a extensão da rede de drenagem e nas nascentes, a produção de sedimentos variou de 0,04 e 29,62 ton/ha/ano, com um valor médio de 5,09 ton/ha/ano. No Cenário 2, com a substituição por Floresta nas áreas ocupadas por pastagens, a produção média foi de 4,86 ton/ha/ano, com um valor máximo observado de 29,43 ton/ha/ano. Verificamos que áreas próximas ao exultório foram as que apresentaram maiores concentrações de sedimentos.

Verificou-se que áreas localizadas a noroeste da bacia, tiveram um decréscimo nas chuvas, deixando essas regiões mais secas que outras na mesma bacia.

Os resultados demonstram que a cobertura do solo e um fator importante na proteção do solo, propiciando uma diminuição do escoamento superficial, aumentando o poder de infiltração no solo e conseqüentemente diminuindo os processos erosivos.

Conclui-se do exposto que, o uso de produtos cartográficos de alta resolução espacial como dados de entrada em modelos hidrossedimentológicos acoplados a um SIG são de extrema valia para uma melhor representação dos processos hidrossedimentológicos.

REFERÊNCIAS

AEA – Agência Europeia do Ambiente. **Data – Corine Land Cover (CLC2000) 100 m - version 9/2007**. Disponível em: <http://snig.igeo.pt>. Acessado em: 12 de Agosto de 2014.

ALMEIDA FILHO, G. S.; COIADO, E. M. Processos erosivos lineares associados a eventos pluviosos na área urbana do município de Bauru, SP. **Anais... VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão**. Goiânia, GO, 2001.

ARAGÃO, R.; SRINIVASAN, V. S.; LOPES, W. T. A.; SILVA, A.F. Avaliação do Modelo CHDM Utilizando Dados de uma Bacia Experimental no Semiárido Nordeste. **Anais... VI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, Maceió: ABRH, 2002.

AREKHI, S.; SHABANI, A.; ROSTAMIZAD, G. Application of the modified universal soil loss equation (MUSLE) in prediction of sediment yield (Case study: Kengir Watershed, Iran). **Arabian Journal of Geosciences**, v. 5, p. 1259–1267, 2012.

ARNOLD, J. G.; FOHRER, N. SWAT 2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling. **Hydrological Process**, v. 19, n. 3, p. 563-572, 2005.

ARNOLD, J. G.; MUTTIAH, R. S.; SRINIVASAN, R.; ALLEN, P. M. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. **Journal of Hydrology**, v. 227, p. 21-40, 2000.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. **Journal of the American water Resources Association**, v. 34, n.1, p.73- 89, 1998.

BALTOKOSKI, V.; TAVARES, M. H. F.; MACHADO, R. E.; OLIVEIRA, M. P. Calibração de modelo para a simulação de vazão e de fósforo total nas sub-bacias dos rios Conrado e Pinheiro – Pato Branco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 253-261, 2010.

BATISANI, N.; YARNAL, B. Rainfall variability and trends in semi-arid Botswana: Implications for climate change adaptation policy. **Applied Geography**, v. 30, p. 483-489, 2010.

BELLINASSO, T. B.; PAIVA, J. B. D. Avaliação da Produção de Sedimentos em Eventos Chuvosos em uma Pequena Bacia Hidrográfica Semi-Urbana de Encosta. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.4, p. 169-181. 2007.

BEN OTHMAN, D.; GUEDDARI, M. Hydrological study of the water quality of the Beja River according to the SWAT model. **Desalination and Water Treatment**, v. 52, n. 10-12, p. 2047-2056, 2014.

BERTOL, I. et al. Propriedades físicas do solo relacionadas a diferentes níveis de oferta de forragem capim elefante anão *cv. Mott*. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.35, n.5, p.1047-1054, 2000.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação dos solos**. 5. ed., São Paulo: Coleção Brasil Agrícola, Ícone Editora, 2005, 355p.

BESKOW, S., MELLO, C.R.; NORTON, L. D.; CURI, N.; VIOLA, M. R.; AVANZI, J. C. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modelling. **Catena**, v. 79, n. 1, p. 49-59, 2009.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2003.

BINGNER, R. L.; THEURER, F. D. AGNPS 98: a suite of water quality models for watershed use. **Anais...** VII Federal Interagency Sedimentation Conference, Reno, NV, 25-29 March, pp. VII-1/VII-8, 2001.

BORDAS, M. P.; SEMMELMAN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2004.

BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos digitais de elevação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 1, p. 91-103, 2009.

CAETANO, M.; NUNES, V.; NUNES, A. **CORINE Land Cover 2006 for continental Portugal**. Instituto Geográfico Português. Technical Report, 2009.

CARVALHO NETO, J. G. **Simulação hidrossedimentológica da bacia do Riacho dos Namorados com o modelo SWAT**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. Interciência. 2. ed., Rio de Janeiro, 2008, 600p.

CERDÁ, A.; MORERA, A. G.; BODÍ, M. B. Soil and water losses from new citrus orchards growing on sloped soils in the western Mediterranean basin. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, p. 1822-1830, 2009.

CHANDRA, P.; PATEL, P. L.; POREYC, P. D.; GUPTA, I. D. Estimation of sediment yield using SWAT model for Upper Tapi basin. **ISH Journal of Hydraulic Engineering**, v. 20, n. 3, p. 291-300, 2014.

CHAVES, H. M. L. Análise global de sensibilidade dos parâmetros da Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n. 15, p. 345-350, 1991.

CHOW, V. T. **Handbook of Applied Hydrology**. Mac Graw-Hill Book, New York, 1964.

COOK, R. U.; DOORNKAMP, J. C. **Geomorphology in environmental management**. Oxford: Clarendon, 1990.

CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. K. **Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV**. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, 1966, 210 p.

CRESTANA, S, POSADAS, AN. **Dinâmica da água e de solutos na região não-saturada do solo: Modelagem determinística e estocástica**, In: Crestana, S, Cruvinel, P, Mascarenhas, S, Biscegli, CI, Neto, LM, Colnado, LA. (ed), Instrumentação agropecuária: Contribuições no limiar do novo século, São Carlos: EMBRAPA/CNPDI, 1996, p.263-291.

DE MOOR, J. J. W.; VERSTRAETEN, G. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) – Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. **Geomorphology**, v. 95, n. 4, p. 487-503, 2008.

DGADR – Direção-Geral de Agricultura e Desenvolvimento Rural. **Cartas de Solos e de Capacidade de Uso do Solo**. Escala: 1:50.000. Série SROA/CNROA/IEADR, 2010.

DHAR, S.; MAZUMDAR, A. Hydrological modelling of the Kangsabati river under changed climate scenario: case study in India. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 16, p. 2394–2406, 2009.

DI LUZIO, M.; SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J. G. Integration of catchment tools and SWAT model into BASINS. **Journal American of Water Resources Association**, v. 38, n. 12, p. 1127–1141, 2002.

DI LUZIO, M.; SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J.G. A GIS-coupled hydrological model system for the catchment assessment of agricultural nonpoint and point sources of pollution. **Transactions in GIS**, v. 8, n. 1, p. 113-136, 2004.

DIGMAN, S. L. **Physical hydrology**. Wavelan Press, 2002, 646p.

DUHAN, D.; PANDEY, A. Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901–2002 at Madhya Pradesh, India. **Atmospheric Research**, v. 122, p. 136–149, 2013.

EL NESR, M. N.; ABU-ZREIG, M. M.; ALAZBA, A. A. Temperature trends and distribution in the Arabian Peninsula. **American Journal of Environmental Sciences**, v. 6, p. 191–203, 2010.

ESPÍRITO SANTO, F.; RAMOS, A. M.; DE LIMA, M. I. P.; TRIGO, R. M. Seasonal

changes in daily precipitation extremes in mainland Portugal from 1941 to 2007. **Regional Environment Change**, 2013.

FRAGOSO, M.; GOMES, T. P. Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal. **International Journal of Climatology**, v. 28, p. 537-544, 2008.

FUJIEDA, M.; KUDOH, T.; DE CICCO, V.; DE CALVARLHO, J. L. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. **Journal of Hydrology**, v.196, n.1-4, p. 26-46, 1997.

GASSMAN, P. W.; REYES, M. R.; GREEN, C. H.; ARNOLD, J. G. The Soil and Water Assessment Tool: Historical development, applications, and future research directions. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 4, p. 1211-1250, 2007.

GILBERT, R. O. **Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring**. John Wiley & Sons, New York, 1987.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. **Global and Planetary Change**, v. 100, p. 172-182, 2013.

GOVENDER, M.; EVERSON C. S. Modelling streamflow from two small South African experimental catchments using the SWAT model. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 683-692, 2005.

GREEN, G. H.; VAN GRIENSVEN, A. Autocalibration in hydrologic modelling: Using SWAT 2005 in small-scale watersheds. **Environmental Modelling and Software**, v. 23, p. 422-434, 2008.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia – Uma Atualização de Bases e Conceitos**. 4ª edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

HAMLAOUI-MOULAI, L.; MESBAH, M.; SOUAG-GAMANE, D.; MEDJERAB, A. Detecting hydro-climatic change using spatiotemporal analysis of rainfall time series in Western Algeria. **Natural Hazards**, v. 65, n. 3, p. 1293-1311, 2013.

HILLEL, D. **Introduction to Environmental Soil Physics**. Elsevier Academic Press, 2004, 494p.

HORNBERGER, G. M. **Elements of Physical Hydrology**. The John Hopkins University Press, 1998, 302p.

HU, Y.; MASKEY, S.; UHLENBROOK, S.; ZHAO, H. Runoff trends and climate linkages in the source region of the Yellow River, China. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 22, p. 3399-3411, 2011.

- HUDSON, N. **Soil Coservation**. Redwood Books, Trowbridge. 3. ed., Londres, 1995.
- HURRELL, J. W.; VAN LOON, H. Decadal variations associated with the North Atlantic Oscillation. **Climate Change**, v. 36, n. 3, p. 301-326, 1997.
- INCRA – Instituto Nacional de Reforma Agrária. 2006. **Manual de obtenção de terras e perícia judicial**. 140p.
- JANSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do ambiente**. Uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução da segunda edição. Parêntese. São José dos Campos, São Paulo. 598p.
- JUNKER, N. W.; GRUMM, R. H.; HART, R.; BOSART, L. F.; BELL, K. M.; PEREIRA, F. J. Use of normalized anomaly fields to anticipate extreme rainfall in the mountains of Northern California. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 3, p. 336–356, 2007.
- KAHYA, E.; KALAYCI, S. Trend analysis of streamflow in Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 289, n. 2, p. 128-144, 2004.
- KENDALL, M.G. **Rank correlation methods**. Griffin, London, UK, 1975.
- KIRSCH, K. J.; KIRSCH, A.; ARNOLD, J. G. Predicting Sediment and Phosphorus Loads in the Rock River Basin Using SWAT. **Transactions of the ASABE**, v. 45, n. 16, p. 1757-1769, 2002.
- KISI, O.; AY, M. Comparison of Mann–Kendall and innovative trend method for water quality parameters of the Kizilirmak River, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 513, n. 26, p. 362-375, 2014.
- KUTIEL, H.; TRIGO R. M. The rainfall regime in Lisbon in the last 150 years. **Theoretical and Applied Climatology**, 2014.
- LAHLOU, M.; SHOEMAKER, L.; CHOUDRY, S.; ELMER, R.; HU, A., MANGUERRA, H.; PARKER, A. **Better assessment science integrating point and nonpoint sources: BASINS 2.0 user’s manual**. US-EPA Report EPA-823-B-98-006, U.S. EPA, Washington, DC, 1998.
- LAZARO, R.; RODRIGO, F. S.; GUTIERREZ, L.; DOMINGO, F.; PUIGDEFABREGAS, J. Analysis of a 30 year rainfall record (1967–1997) in semi-arid SE Spain for implications on vegetation. **Journal of Arid Environments**, v. 48, p. 373-395, 2001.
- LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, v. 35, n. 1, p. 233-241, 1999.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote Sense and image interpretation**. John & Wiley Sons, Inc. Hoboken, New Jersey. 763p.

LIMA, E. R. V. Erosão do solo: fatores condicionantes e modelagem matemática. **Cadernos do Logepa**, v. 2, n. 1, p.1-17, 2003.

LIMA F. L.; S. L.; ZIMBACK, C. R. L. Quantificação de perdas de solo com SIG-SPRING: um estudo de caso em Botucatu – SP. LESSA, L. G. XIV SBSR, **Anais... INPE**, p.5273-5277.

LLORENS, P.; POCH, R.; LATRON J.; GALLART F. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. **Journal of Hydrology**, v. 199, n. 3, p. 331-345, 1997.

MACHADO, R. E. Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e Geoprocessamento. **Tese de Doutorado em Agronomia, Escola Superior Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP, 2002.**

MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A.; CRUCIANI, D. E. Simulação de escoamento em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e Geoprocessamento. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 1, p. 147-155, 2003.

MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A.; XAVIER, A. C. Simulação de cenários alternativos de uso da terra em uma microbacia utilizando técnicas de modelagem e Geoprocessamento. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 4, p. 727-733, 2003.

MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica**, v. 13, 245-259, 1945.

MARCHIORO, E.; FERNANDES, N. F.; MACEDO, J. R.; BHERING, S. B.; GONÇALVES, A. O.; Caiado, M. A. C. Modelagem da produção de sedimentos no noroeste Fluminense como subsídio ao planejamento ambiental: um estudo de caso da bacia do Córrego Santa Maria. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 29-38, 2011.

MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J. A.; RAMOS, M. C.; BENITES, G. Soil and water assessment tool soil loss simulation at the sub-basin scale in the alt Penedès–Anoia Vineyard Region (NE Spain) in the 2000s. **Land Degradation & Development**, v. 22, n. 2, p. 24-34, 2014.

MELLO, R. C.; LIMA, M.J.; SILVA, M.A. Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.11, n.4, p.410-419, 2007.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, v. 18, p. 761–799, 2003.

MERTEN, G. H.; POLETO, C. **Qualidade dos sedimentos**. 1. ed. Porto Alegre, ABRH, 2006, 397p.

MEYER, L. D.; WISCHEMEIER, W. H. Mathematical simulation of the process of soil by water. **Transactions of American Society Agricultural Engineering**, v. 12, p. 754-758, 1969.

MIRANDA, J. C. **Intercepção das chuvas pela vegetação florestal e serrapilheiras nas encostas do Maciço da Tijuca: Parque Nacional da Tijuca, RJ**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992. 100p.

MOURATO, S.; MOREIRA, M.; CORTE-REAL, J. Interannual variability of precipitation distribution patterns in Southern Portugal. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 1784–1794, 2010.

NALLEY, D.; ADAMOWSKI, J.; KHALIL, B.; OZGA-ZIELINSKI, B. Trend detection in surface air temperature in Ontario and Quebec, Canada during 1967–2006 using the discrete wavelet transform. **Atmospheric Research**, v. 132/133, p. 375-398, 2013.

NASCIMENTO, A. P.; COIADO, E. M. Análise sobre a Representatividade da Carga de Lavagem em Escoamento a Superfície Livre – Rio Atibaia. **Anais... IV Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. Santa Maria: ABRH, 2000.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R. **Soil and Water Assessment Tool. Theoretical documentation version 2005**. Temple, Blackland Research Center, Soil and Water Research Laboratory, 2005, 494p.

NEVES, F. F.; SILVA, F. G. B.; CRESTANA, S. Uso do modelo AVSWAT na avaliação do aporte de nitrogênio (N) e fósforo (P) aos mananciais de uma microbacia hidrográfica contendo atividade avícola. **Revista Brasileira de Engenharia Sanitária**, v. 4, n. 1, p. 1-19.

ODONGO, V. O.; ONYANDO, J. O.; MUTUA, B. M.; VAN OEL, P. R.; BECHT, R. Sensitivity analysis and calibration of the Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) for the upper Malewa catchment, Kenya. **International Journal of Sediment Research**, v. 28, n. 3, p. 368-383, 2013.

PAIVA, J. B. D.; PAIVA, E. M. C. D.; VILLELA, S. Avaliação da Descarga de Sedimentos afluente à Captação da Estação Elevatória I do Projeto de Transposição das Águas do Rio São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia**, v. 13, n. 2, 1995.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; SILVEIRA, A. L. L. Improvements in large scale drainage networks derived from digital elevation models. **Water Resources Research**, 42, W08502, 2006.

PERAZZOLI, M.; PINHEIRO, A.; KAUFMANN, V. Efeitos de cenários de uso do solo sobre o regime hídrico e produção de sedimentos na bacia do Ribeirão Concórdia - SC. **Revista Árvore**, v. 37, n. 5, p. 859-869, 2013.

Pullar, D & Springer, D. Towards integrating GIS and catchment models, *Environmental Modelling & Software*, 15:451–459, 2000.

PINGALE, S. M.; KHARE, D.; JAT, M. K.; ADAMOWSKI, J. Spatial and temporal trends of mean and extreme rainfall and temperature for the 33 urban centers of the arid and semi-arid state of Rajasthan, India. **Atmospheric Research**, v. 138, n. 1, p. 73-90, 2014.

PIRES, R. O.; REIS, J. L.; SANTOS, F. L.; Castanheira N. L. Polyacrylamide application in center pivot irrigation systems for erosion and runoff control. **Revista de Ciências Agrárias**, v. 30, n. 1, p. 172-178, 2007.

PRUSKI, F. F. Fatores que interferem na erosão hídrica do solo. In: PRUSKI, F. F. (Org.) **Conservação de solo e água: Práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica**. 2. Ed., Editora UFV, 2009.

PRUSKI, F. F.; RODRIGUES, L. N.; SILVA, D. D. Modelo hidrológico para estimativa do escoamento superficial em áreas agrícolas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.2, p.301-307, 2001.

RAMOS, M. C.; BALASCH, J. C.; MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J. A. Seasonal temperature and precipitation variability during the last 60 years in a Mediterranean climate area of northeastern Spain: a multivariate analysis. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 110, p. 35-53, 2012.

RAMOS, M.C.; DURÁN, B. Assessment of rainfall erosivity and its spatial and temporal variabilities: case study of the Penedès area (NE Spain). **Catena**, v. 123, p. 135-147, 2014.

RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; Shirmohammadi, A. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D. R. (Editor) **Handbook of hydrology**. McGraw-Hill Publishers, New York, Chapter 5, p. 5.1-5.51, 1993.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; MCCOOL, D. K.; YODER, D. C. **Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)**. U.S. Department of Agriculture, Handbook, n. 703, 1997.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. Tese de Doutorado. São José dos Campos: INPE, 2003, 148p.

SADEGHI, S. H. R.; BASHARI, S. M.; RANGAVAR A. S. Plot sizes dependency of runoff and sediment yield estimates from a small watershed. **Catena**, v. 102, n. 1, p. 55-61, 2013.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M., MOREIRA, M.; CORTE-REAL, J.; MANGUEIRA, L. R. Detecting hydro-climatic change using spatiotemporal analysis of rainfall time series in the Cobres River basin, Portugal. **IAHS-AISH Publication**, v. 398, p. 45-57, 2014.

SANTOS, C. A. G.; SILVA, R. M.; AGUIAR, L. M. C. Estimativa da produção de sedimentos na bacia experimental Jatobá a partir de técnicas de modelagem e geoprocessamento. **Anais... XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos/VIII Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa**. São Paulo: ABRH, 2007.

SANTOS, J. A.; CORTE-REAL, J.; LEITE, S. M. Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 1, p. 33-50, 2005.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, p. 1379-1389, 1968.

SHARPLEY, A. N.; WILLIAMS, J. R. **EPIC – Erosion Productivity Impact Calculator: Model documentation**. Washington: U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, 1990. 145p.

SHEN, Z. Y.; GONG, Y. W.; LI, Y. H.; HONG, Q.; XU, L. LIU, R. M. A Comparison of WEPP and SWAT for modeling soil erosion of the Zhangjiachong Watershed in the Three Gorges Reservoir Area. **Agricultural Water Management**, v. 96, p. 1435-1442, 2009.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, T. E. M. Caracterização física e hidráulica de solos em bacias experimentais do semiárido brasileiro, sob manejo conservacionista. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n.1, p. 27-36, 2011.

SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G. MOREIRA, M.; CORTE-REAL, J.; SILVA, V. C. L.; MEDEIROS, I. C. Rainfall and river flow trends using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin. **Natural Hazards**, v. 75, n. 2, p. 453-464, 2015.

SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G.; MACEDO, M. L. A.; SILVA, L.; FREIRE, P. K. M. M. Space-time variability of rainfall and hydrological trends in the Alto São Francisco River basin. **IAHS-AISH Publication**, v. 359, p. 48-54, 2013.

SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G.; SILVA, V. C. L.; SILVA, L. P. Erosivity, surface runoff, and soil erosion estimation using GIS-coupled runoff-erosion model in the

Mamuaba catchment, Brazil. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 185, n. 8, p. 8977-8990, 2013.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – ABRH. 4ª Edição. Porto Alegre, 2009.

SINGH, P. K.; BHUNYA, P. K.; MISHRA, S. K.; CHAUBE, U. C. A sediment graph model based on SCS-CN method. **Journal of Hydrology**, v. 349, p. 244-255, 2008.

SRINIVASAN, V. S.; GALVÃO C. O. **Bacia Experimental de Sumé: Descrição e dados coletados**. UFCG/CNPq, 2003, 129p.

SUBASH, N.; SINGH, S. S.; PRIYA, N. Variability of rainfall and effective onset and length of the monsoon season over a sub-humid climatic environment. **Atmospheric Research**, v. 99, p. 479-487, 2011.

TABARI, H.; MAROFI, S. Changes of pan evaporation in the west of Iran. **Water Resources Management**, v. 25, p. 97-111, 2011.

TAVEIRA, I. M. L. M. **Avaliação de alternativas de uso do solo através da simulação hidrossedimentológica da Bacia Representativa de Sumé com o modelo SWAT** Dissertação de Mestrado, Campina Grande, 2012.

TEIXEIRA, A. L. A.; MORETI, E.; ECHRSTOFOLETTI, A. **Introdução aos Sistemas de Informação Geográfica**. Rio Claro, 1992, 80p.

TIBEBE, D.; BEWKET, W. Surface runoff and soil erosion estimation using the SWAT model in the Keleta catchment, Ethiopia. **Land Degradation and Development**, v. 22, n. 6, p. 551-564, 2011.

TRIGO, R. M.; DACAMARA, C. C. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 1559-1581, 2000.

TRIGO, R. M.; OSBORN, T. J.; CORTE-REAL, J. M. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. **Climate Research**, v. 20, p. 9-17, 2002.

TRIGO, R. M.; POZO-VAZQUEZ, D.; OSBORN, T. J.; CASTRO-DIEZ, Y.; GÁMIS-FORTIS, S.; ESTEBAN-PARRA, M. J. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian peninsula. **International Journal of Climatology**, v. 24, p. 925-944, 2004.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – ABRH. 4. ed., Porto Alegre, 2009, 943p.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – ABRH. 2. ed., Porto Alegre, 2005, 678 p.

UMEZAWA, P. K. **Previsão de deplúvio (Washload) em rios de áreas elevadas**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento. n. p. Dissertação de Mestrado, 1979. 217p.

USACE – United States Army Corps of Engineers. **Geospatial hydrologic modeling extension: HEC-GeoHMS user's manual**. Report CPD-77, 2003.

UZEIKA, T. **Aplicabilidade do Modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) na simulação da produção de sedimentos em pequena bacia hidrográfica rural**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009, 144p.

VERSTRAETEN, G.; ROMMENS, T.; PEETERS, I.; POESEN, J.; GOVERS, G.; LANG, A. A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). **Geomorphology**, v. 108, n. 1, p. 24-34, 2009.

WILLIAMS, J. R. **Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor**. USDA, Agricultural Research Service, ARS 5-40, 244-252, 1975.

WINCHELL, M.; SRINIVASAN, R.; DI LUZIO, M.; ARNOLD, J. G. ArcSWAT Interface of SWAT 2009 User's Guide, Texas A&M University System, College Station, TX, USA. 2010.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning**. Washington D.C., USDA, Agriculture Research Service. 58p. (Agriculture Handbook, 735), 1965.

WMO – World Meteorological Organization Homepage. **The role of climatological normal in a changing climate**. WCDMP-No. 61, WMO-TD No. 1377, Geneva, 2007.

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

YUE, S.; PILON, P.; PHINNEY, B.; CAVADIAS, G. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. **Hydrological Processes**, v. 16, 1807-1829, 2002.

ZHANG, H. G.; FU, S. H.; FANG, W. H.; IMURA, H.; ZHANG, X. C. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River Basin of China. **Transactions of the ASABE**, v. 50, p. 911-918, 2007.

ZHANG, R.; SANTOS, C. A. G.; MOREIRA, M.; FREIRE, P. K. M. M.; CORTE-REAL, J. Automatic calibration of the SHETRAN hydrological modelling system using MSCE. **Water Resources Management**, v. 27, p. 4053-406, 2013.