

EDER ALEXANDRE SCHATZ SÁ

**ESTUDO DO MODELO TOPMODEL NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO ALTO CANOAS – SC**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Engenharia Florestal, do Programa de Pós Graduação em Engenharia Florestal, da Universidade do Estado de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do grau de mestre em Engenharia Florestal.

Sílvio Luís Rafaeli Neto

**LAGES, SC
2014**

S111e Sa, Eder Alexandre Schatz
Estudo do modelo TOPMODEL na bacia hidrográfica
do Alto Canoas - SC. / Eder Alexandre Schatz Sa. -
Lages, 2014.

110 p. : il. ; 21 cm

Orientador: Sílvio Luís Rafaeli Neto

Bibliografia: 106-110p

Dissertação (mestrado) - Universidade do
Estado de

Santa Catarina, Centro de Ciências

Agroveterinárias, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Florestal, Lages, 2014.

1. Modelo hidrológico. 2. MDT. 3. Chuva.
I. Sa, Eder Alexandre Schatz. II. Rafaeli Neto,
Sílvio Luís. III. Universidade do Estado de Santa
Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia
Florestal. IV. Título

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Setorial do
CAV/UDESC

EDER ALEXANDRE SCHATZ SÁ

**ESTUDO DO MODELO TOPMODEL NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO ALTO CANOAS – SC**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Engenharia Florestal, do Programa de Pós Graduação em Engenharia Florestal, da Universidade do Estado de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do grau de mestre em Engenharia Florestal.

Banca Examinadora

Orientador

(Dr. Sílvio Luís Rafaeli Neto)
CAV-UDESC

Co-orientador:

(Dr. Ildegardis Bertol)
CAV-UDESC

Membro:

(Dra. Cláudia Guimarães Camargo Campos)
CAV-UDESC

Membro:

(Dr. João Batista Pereira Cabral)
UFG

Lages, 26/02/2014

A todas as pessoas que
me ajudaram nessa
caminhada,
principalmente ao
professor Silvio que se
dispôs sempre que
necessário a me auxiliar
na realização do trabalho.

RESUMO

SA, Eder Alexandre Schatz. **Estudo do modelo TOPMODEL na bacia hidrográfica do Alto Canoas – SC**. 2014. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Universidade do Estado de Santa Catarina. Programa de Pós-graduação em Engenharia Florestal, Lages, 2014.

A modelagem hidrológica é hoje uma importante ferramenta para obtenção de dados hidrológicos de vazões, sendo útil para prever eventos futuros, auxiliando no processo de tomada de decisão das políticas públicas. A partir do fim da década de 1950, diversos modelos de base física passaram a ser utilizados para fornecer informações sobre excessos e déficits hídricos em uma região. O TOPMODEL (*Topography Based Hydrological Model*) é um modelo de base conceitual simplificada, o qual se caracteriza por ser um modelo chuva-vazão, com a particularidade de considerar a topografia como fator principal na geração do escoamento e acoplar o conceito de área variável de contribuição. No Brasil, o TOPMODEL vem sendo estudado em pequenas e médias bacias. O objetivo principal do presente estudo foi avaliar o comportamento do modelo TOPMODEL no nível de uma grande bacia hidrográfica, na qual a hipótese foi de que, apesar de suas dimensões, haveria a possibilidade de calibrar o modelo em razão de uma provável influência significativa do relevo na geração das vazões no exutório. Além disso, esse estudo busca contribuir com a análise da influência de diferentes resoluções espaciais do MDT (Modelo Digital de Terreno) na distribuição do índice topográfico, bem como na eficiência do modelo na estimativa das vazões. A bacia utilizada para o estudo foi a bacia hidrográfica do Alto Canoas, discretizada na resolução de 0,005% da área total. O modelo foi calibrado no biênio 1996-1997 e validado no biênio 1998-1999, utilizando séries diárias e o quinquênio 1980-1984/1985-1989 utilizando séries mensais, respectivamente. Para as séries diárias, o modelo apresentou boa representatividade das vazões observadas, com um Índice de Nash-Sutcliffe de 84,4% no período de validação. Para as séries mensais, o modelo apresentou um bom ajuste no período de calibração (81,1 %) e um baixo ajuste no período de validação (50,1%). Com relação à influência da resolução espacial, verificou-se que para cada resolução espacial do MDT visando à

obtenção do índice topográfico, existiria um conjunto ótimo de parâmetros que melhor representa a vazão no exutório da bacia. Os resultados da simulação indicam o potencial de aplicação do modelo na região estudada, principalmente quando se objetiva trabalhar com eventos extremos de precipitações.

Palavras-chave: Modelo hidrológico, MDT, chuva.

ABSTRACT

SA, Eder Alexandre Schatz. **The study of the TOPMODEL in the Alto Canoas hydrological basin.** 2014. 110 f. Dissertation (master's degree in forest engineering) – State University of Santa Catarina. Postgraduate Program in Forestry, Lages, 2014.

Nowadays the hydrological modeling is an important tool for obtaining hydrological data flows, commonly used to predict future events, giving support to make decisions in the process of public politics. From the late 1950s, several models with physical basis started to be used to provide information about water deficits and excesses in a region. The TOPMODEL (Topography Based Hydrological Model) is one of these, which is characterized by being a rainfall-runoff developed for this purpose, with the particularity to consider the topography as the main factor in generating runoff and attach the concept of variable area of contribution. In Brazil, the TOPMODEL has been applied in small and medium basins (Silva and Kobayama, 1996), based on this, the main objective of this study was to evaluate the performance of TOPMODEL at the level of a major river basin (1979 km²) in which the hypothesis was that, despite its size, there would be the possibility to calibrate the model due to a probable significant influence of topography in the generation of flows in outfall. Additionally, this study seeks to contribute to the analysis of the influence of different spatial resolutions DMT (Digital Terrain Model) in the distribution of the topographic index and the efficiency of the model in estimating flow rates. The basin was used to study the basin of the Alto Canoas, in an area of 1979 km². It was discretized in the resolution of 0.005 % of the total area. The model was calibrated for the biennium 1996-1997 and validated for the biennium 1998-1999. The model showed good adhesion between the observed and estimated flows, obtaining a Nash-Sutcliffe index of 84.4 % in the validation period. Formonthly series, the model showed a good fit during the calibration period (Nash Index 81.1%) and a low setting for validation (50.1%) which is acceptable if we consider the difference between the hydrological series. Regarding the analysis of the influence of spatial resolution, it was found that for each spatial resolution of the DMT for obtaining topographic index, there is a set of optimal

parameters that best represents the flow. The simulation results indicated the potential of the application of the model in the study area, especially when working with floods.

Palavras-chave: Hydrological model, DTM, Major Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Proporção dos diferentes usos de água na matriz hidrológica brasileira.....	23
Figura 2 - Níveis de agregação de um sistema	31
Figura 3 - Evolução da área variável de afluência no processo de geração do escoamento direto durante um evento de chuva.....	33
Figura 4 - Diagrama esquemático do conceito do TOPMODEL e características da discretização do modelo.....	35
Figura 5- Cômputo do escoamento total (m/s) em uma unidade espacial retangular de discretização da bacia hidrográfica.....	36
Figura 6 - Representação do escoamento de retorno (qr)	37
Figura 7 - Estimativa do parâmetro m pela curva de recessão.	41
Figura 8 - Armazenamento de água no solo no TOPMODEL	44
Figura 9 - Possibilidades das direções de fluxo de uma célula.....	51
Figura 10 - Cálculo do algoritmo de direções de fluxos proposto por Quinn et al. (1991) considerando grades de 50 m	51
Figura 11 - Algoritmo de Quinn et al. (1991) - Obtenção do valor de Comprimento de Contorno (Cc) para direções cartesianas e diagonais para células de 1 m de resolução espacial.	52
Figura 12 - Localização da bacia hidrográfica do Alto Canoas e o mapa de declividades	55
Figura 13- Localização da bacia hidrográfica do Alto Canoas em relação à bacia hidrográfica do Rio Canoas	56
Figura 14 - Mapa de Classes de solo da bacia do Alto Canoas	57
Figura 15 - Mapa de uso da terra da bacia do Alto Canoas.....	58
Figura 16 -Modelo Digital de Elevação da região de estudo.....	59
Figura 17 - (a) Formato de um MDT; (b) Método D8 para determinação das linhas de fluxo.....	60
Figura 18 - Definição do ponto representando a estação fluviométrica Rio Bonito como sendo o ponto de exutório da bacia.	61
Figura 19 - Delimitação do perímetro da bacia hidrográfica do Alto Canoas	61
Figura 20 - Localização da estação meteorológica de Lages (EPAGRI) em relação a bacia de estudo	63

Figura 21 - Distribuição de frequências absolutas do índice topográfico para resolução de 300 m	65
Figura 22 - Distribuição espacial do índice topográfico para resolução de 300m.	66
Figura 23 - Fluxograma do procedimento de obtenção do IT a partir do ArcGIS 10.0.	68
Figura 24 - Distribuição mensal da chuva ao longo do ano	72
Figura 25 - Série de Vazões observadas (m^3/s) para o período de calibração (acima) e de validação (abaixo).	73
Figura 26 - Análise de sensibilidade dos principais parâmetros do modelo: a) Parâmetro de decaimento exponencial da transmissividade (m); b) Transmissividade efetiva do solo saturado ($\ln(T_o)$); c) Capacidade de água na zona de raízes (SR_{max}); d) Velocidade de propagação do canal ($CHVel$).	75
Figura 27 - Vazões observadas e estimadas para o período de calibração do modelo utilizando séries de dados diários.....	78
Figura 28 - Coeficiente de determinação entre as vazões estimadas e observadas: a) Considerando o período completo; b) Suprimindo os primeiros 120 dias.....	79
Figura 29 - Coeficiente de determinação entre valores acumulados de vazão observada e vazão estimada do período de calibração.....	81
Figura 30 - Vazões observadas e estimadas para o período de calibração do modelo com 20% de redução na chuva.	84
Figura 31 - Coeficiente de determinação entre as vazões estimadas e observadas para o período de validação.....	85
Figura 32 - Vazões observadas e estimadas para o período de validação do modelo.....	86
Figura 33 -Série histórica de dados mensais de vazão para o período de calibração (1980-1984) e validação (1985-1989) junto com o hietograma.....	88
Figura 34 - Evapotranspiração mensal calculada pelo método de Thorntwaite para a estação de Lages	89
Figura 35 - Coeficiente de determinação entre as vazões observadas e estimadas para o período de calibração de 1980 a 1984.	91

Figura 36 - Vazões observadas e estimadas para o período de calibração e validação do modelo.....	93
Figura 37 - Amplitude dos valores de índice topográfico em cada resolução.....	94
Figura 38 - Distribuição espacial do Índice Topográfico: resolução 300 m (acima); resolução 450 m.....	96
Figura 39 - Distribuição espacial do Índice Topográfico: Resolução 600 m (acima); resolução 750 m (abaixo).....	97
Figura 41 - Mapa de declividades da bacia hidrográfica do Alto Canoas	98
Figura 42 - Distribuição de frequência absoluta do índice topográfico para resolução de 300 e 450 m respectivamente.	99
Figura 43 - Distribuição de frequência absoluta do índice topográfico para resolução de 600, 750 e 900 m respectivamente.	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 1-Disponibilidade hídrica e vazões médias e de estiagem no Brasil	25
Tabela 2 - Conjunto de parâmetros de calibração do modelo no biênio de 1996 e 1997.	75
Tabela 3 - Resíduo médio entre as vazões básicas observadas e estimadas em alguns eventos de recessão do hidrograma no biênio 96/97.....	79
Tabela 4 - Resíduo médio encontrado entre as vazões de pico estimadas e observadas em alguns eventos de cheias.	81
Tabela 5- Resíduo médio encontrado entre as vazões de pico estimadas e observadas em alguns eventos de cheias.	83
Tabela 6 - Melhor conjunto de parâmetros calibrados para o modelo TOPMODEL no período de 1980 a 1984, com dados mensais de observações.	90
Tabela 7 - Classes de IT e Área total relativa a cada resolução.....	92
Tabela 8 - Valores dos parâmetros para a recalibração do modelo nas diferentes resoluções	102

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
2 OBJETIVOS	22
2.1 OBJETIVO GERAL	22
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	22
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
3.1 RECURSOS HÍDRICOS.....	23
3.2 BACIA HIDROGRÁFICA E CICLO HIDROLÓGICO	27
3.3 MODELOS HIDROLÓGICOS	28
3.4 MODELOS HIDROLÓGICOS CHUVA-VAZÃO	30
3.5 TOPMODEL (<i>Topography Based Hydrological Model</i>)	33
3.5.1 Conceito.....	33
3.5.2 Formulação do TOPMODEL.....	35
3.5.3 Estudos com o TOPMODEL.....	47
3.6 – ÍNDICE TOPOGRÁFICO	49
4 MATERIAIS E MÉTODOS	54
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	54
4.2 DELIMITAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO CANOAS	58
4.3 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO TOPMODEL	62
4.3.1 Séries históricas para entrada no modelo	62
4.3.1.1 Série de chuvas	62
4.3.1.2 Série de vazões	62
4.3.1.3 Evapotranspiração diária	63
4.3.2 Obtenção do índice topográfico (IT).....	64
4.3.3 Calibração e validação	66
4.4 INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO ESPACIAL	67
4.5 CALIBRAÇÃO MENSAL	69
4.5.1 Dados hidrológicos	69
4.5.1.1 Série de chuvas	69
4.5.1.2 Série de vazões	69
4.5.1.3 Evapotranspiração Mensal.....	70

4.5.2 Índice topográfico	70
4.5.3 Calibração e validação	70
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	72
5.1 DADOS HIDROLÓGICOS DA SÉRIE DIÁRIA.....	72
5.2 AVALIAÇÃO DA CALIBRAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1996 A 1997	74
5.3 VALIDAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1996 A 1997	83
5.4 CALIBRAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1980 A 1984	87
5.5 VALIDAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1985 A 1989	90
5.6 INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO ESPACIAL DO MDT NA DISTRIBUIÇÃO DO IT	92
5.7 INFLUÊNCIA DESTA RESOLUÇÃO NA PARAMETRIZAÇÃO E NA EFICIÊNCIA DO MODELO.....	101
6 CONCLUSÃO	104
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106

1. INTRODUÇÃO

Os modelos hidrológicos aparecem como alternativa para se avaliar o comportamento hidrológico, bem como, estimar a disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica. São uma importante ferramenta, especialmente diante do cenário de crescente aumento populacional ocorrido nas últimas décadas e consequentemente aumento na demanda por energia e alimentos.

A modelagem hidrológica teve início em 1850 com o método racional, tendo um grande avanço a partir da década de 50 do século passado. O advento da computação, especialmente a partir do ano de 1980, criou condições de processamento que permitiu o desenvolvimento de diversos modelos hidrológicos baseados em conceitos físicos. Nesse contexto, surgiram modelos do tipo chuva-vazão, com o objetivo específico de, através de dados de chuva e outras variáveis medidas do ciclo hidrológico, estimar uma série de vazões. Dentre estes modelos destaca-se o TOPMODEL (*Topography Based Hydrological Model*), uma vez que esse utiliza poucos parâmetros de calibração e considera a variabilidade espacial do relevo, expressa pelo índice topográfico (IT).

O TOPMODEL foi desenvolvido por Beven & Kirkby em 1979 e é considerado um modelo chuva-vazão, baseado principalmente na topografia do terreno e no conceito de área variável de contribuição. É um modelo de estrutura paramétrica relativamente simples e muito utilizado no Hemisfério Norte, com diversos estudos já realizados no Brasil.

Em contraste às pesquisas realizadas no país com este modelo, no presente trabalho buscou-se avaliar o seu comportamento em grandes bacias, com resoluções espaciais até sete vezes menores. O estudo de caso foi realizado na bacia hidrográfica do Alto Canoas e os esforços se concentraram em obter os dados hidrológicos e topográficos necessários para a entrada no modelo, na calibração e validação dos parâmetros do modelo na área de estudo e verificação da qualidade das vazões estimadas.

Para a estimativa dos parâmetros do modelo hidrológico na bacia do Alto Canoas utilizou-se o procedimento de *subdivisão da amostra teste* ("slipt-test") segundo a classificação de Klemes (1986). Nesse sistema, subdivide-se o período de dados existentes em duas partes. Uma das partes é utilizada para o ajuste ou calibração do modelo e a segunda parte da série é utilizada para a verificação ou validação.

Neste caso, considera-se que o ponto utilizado para o ajuste é o mesmo ponto em que haverá a previsão.

Foram realizados dois ensaios: um utilizando dados diários (para os quais o modelo foi concebido) e outro utilizando dados mensais. Para a série de dados diários utilizou-se o período de 01 de Janeiro de 1996 a 31 de Dezembro de 1997 para a calibração, e de 01 de Janeiro de 1998 a 31 de Dezembro de 1999 para a validação. Para a série de dados mensais utilizou-se o período de 1980 a 1984 para a calibração e 1985 a 1989 para a validação.

A bacia hidrográfica do Alto Canoas abrange as nascentes do Rio Canoas, formador primário do Rio Uruguai, junto a Serra Geral em Urubici, no Planalto Serrano de Santa Catarina. Caracteriza-se por apresentar topos de morros nas regiões de cabeceira, seguidos de encostas de alta declividade. A região de vale, próximo ao Rio Canoas, é composta por relevo plano a suavemente ondulado. As regiões de topos de morro e vales são as principais áreas de recarga subterrânea. Nas encostas de alta declividade, encontram-se solos rasos, com predomínio do escoamento superficial em detrimento da infiltração. Tais características estimularam o estudo do TOPMODEL na estimativa das vazões nesta região.

Outro aspecto a ser considerado é que o TOPMODEL tem sido estudado no Brasil em pequenas e médias bacias (SILVA E KOBAYAMA, 2007) menores que 250 km². Diversos autores como Mine & Clarke (1996), Varela e Campana (2000), Schuler et al. (2000), Santos (2001), Xavier (2002), Ranzini et al. (2002), Ferreira (2004), e Silva e Cobiçam (2007), já estudaram esse modelo em condições brasileiras.

A dependência das características topográficas da bacia admitiria a premissa de que quanto maior sua área, mais complexa seria a variabilidade espacial das mesmas a ponto de, em uma grande bacia hidrográfica, a calibração mostrar-se difícil, sendo o pequeno número de parâmetros de calibração que o modelo adota insuficiente para capturar estas variações. Em tais condições, o controle topográfico tenderia a ser minimizado, sendo necessária uma formulação mais complexa em se tratando de modelagem distribuída.

Em bacias pequenas, haveria uma maior uniformidade dos atributos físicos do que em grandes bacias. Assim, a possibilidade de se ter uma grande bacia hidrográfica em que suas características físicas acomodassem as premissas do modelo estimulou a realização deste trabalho. Seu objetivo foi avaliar o comportamento do modelo

TOPMODEL no nível de uma grande bacia hidrográfica (1979 km²), na qual a hipótese foi de que, apesar de suas dimensões, haveria a possibilidade de calibrar o modelo em razão de uma provável influência significativa do relevo na geração das vazões no exutório.

Segundo Ferreira (2004), a resolução espacial utilizada na determinação do IT tem efeito direto na informação e na precisão da saída da simulação, e os valores dos parâmetros podem não ter significado físico. Sendo assim, num segundo momento, o presente trabalho buscou avaliar o comportamento do IT e sua influência na parametrização do modelo de acordo com a resolução espacial do MDT (Modelo Digital de Terreno) utilizado para obtenção deste índice. Utilizou-se para isso cinco Matas de resoluções espaciais diferentes (300, 450, 600, 750 e 900 m) sendo que, para cada tamanho de grade adotado, o índice topográfico foi calculado e os parâmetros avaliados.

Além disso, como grande parte dos trabalhos que avaliaram o TOPMODEL no Brasil utilizam principalmente séries diárias, buscou-se também a calibração e validação do modelo utilizando-se de uma abordagem mensal. A aplicação potencial desta abordagem estaria no planejamento e gestão dos recursos hídricos a médio e longo prazo.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

- i. Avaliar o desempenho do modelo hidrológico TOPMODEL na bacia hidrográfica do Alto Canoas com vistas à previsão de eventos de curto e médio prazo.
- ii. Verificar se dados mensais podem ser utilizados para o monitoramento.
- iii. Buscar a calibração e validação do modelo hidrológico TOPMODEL a partir de dados mensais na bacia hidrográfica do Alto Canoas;

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- iv. Calibrar e validar o modelo hidrológico TOPMODEL na bacia hidrográfica do Alto Canoas;
- v. Avaliar a eficiência do modelo TOPMODEL na simulação de vazões em uma bacia hidrográfica de grande extensão;
- vi. Verificar a influência das diferentes resoluções espaciais do MDT na obtenção dos valores de índice topográfico;
- vii. Avaliar a influência das diferentes resoluções espaciais do MDT na parametrização do modelo;
- viii. Calibrar e Validar o modelo TOPMODEL utilizando séries mensais.

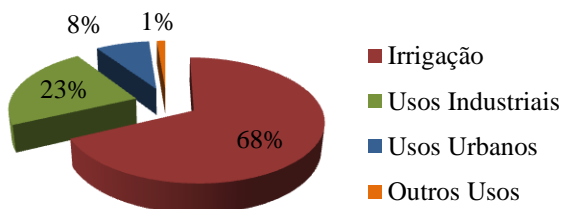
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 RECURSOS HÍDRICOS

Os recursos hídricos são um importante estoque para a manutenção da vida no planeta Terra e para o bom funcionamento dos ciclos e funções ecológicas. A água é responsável por nutrir as plantas, os animais e manter a biodiversidade nos sistemas terrestre e aquático. Dessa forma, o suprimento de água de boa qualidade é essencial para a sustentabilidade dos ciclos no planeta, para a qualidade de vida das populações humanas, animal e também para o desenvolvimento econômico da sociedade.

A água atua como fator de desenvolvimento econômico, sendo utilizada para inúmeros fins diretamente relacionados com a economia. Dentre esses usos (Figura 1) destacam-se: abastecimento, irrigação, industrial e hidroeleticidade. Em termos globais, a irrigação é responsável por cerca de 63% das retiradas ou derivações de água, os usos industriais por 21%, os usos doméstico e os serviços urbanos por cerca de 7,5% e os outros usos respondem pelos restantes 9,5% (PEREIRA JÚNIOR, 2004). Nos últimos séculos, os usos múltiplos da água aceleram-se em todos os países. expandiram-se na medida em que as atividades econômicas se diversificaram e as demandas de água aumentaram para atingir níveis de sustentação compatíveis com as pressões da sociedade de consumo, a produção industrial e a produção agrícola.

Figura 1 - Proporção dos diferentes usos de água na matriz hidrológica brasileira



Fonte: produção do próprio autor

A alta demanda por energia devida ao crescente aumento populacional e o excessivo consumo de recursos naturais para suprir a

produção manufatureira a partir da revolução industrial, provocaram uma acelerada degradação no ambiente, criando regiões de escassez e até mesmo de esgotamento de alguns recursos. Além dos problemas de quantidade, a qualidade das águas está se agravando em todo o Planeta. O crescimento populacional ocorrido nas últimas décadas, associado à industrialização, vem acarretando poluição crescente dos corpos hídricos, tornando a água inadequada para consumo humano.

Estimava-se em 2001 que mais de 1 bilhão de pessoas viviam em condições insuficientes de disponibilidade de água para consumo e que, em 13 anos, cerca de 5,5 bilhões de pessoas estariam vivendo em áreas com moderada ou séria falta de água (SETTI, 2001). Se verificarmos esse problema em termos globais, evidencia-se que existe quantidade suficiente de água para atender toda a população, no entanto, a distribuição irregular desse recurso acaba por gerar condições de déficit hídrico em alguns locais. Segundo Pereira Junior (2004), a América do Norte, por exemplo, dispõe de 30 vezes mais recursos hídricos por habitante do que o norte da África, enquanto o Canadá apresenta 25 vezes mais do que o México.

Infelizmente, a realidade brasileira não está longe da situação mundial mesmo apresentando 12% do potencial hídrico potável do planeta. Apesar de o Brasil ser um país rico em recursos hídricos de superfície e subterrâneos, a distribuição dos mesmos no território nacional não é homogênea, e muito menos de forma proporcional às concentrações de sua população. Dados do *Relatório de Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil -Informe 2011* mostram que somente a região amazônica apresenta 81 % de toda a disponibilidade hídrica do país. (Tabela 1).

A partir da segunda metade do século XXI, o Brasil passou por um momento de ascensão da economia e uma parte da população deixou os campos para viver na cidade, o que causou um intenso crescimento demográfico nas áreas urbanas. O uso crescente dos recursos hídricos nas grandes cidades aumentou a demanda hídrica e prejudicou a qualidade da água, especialmente devido ao não tratamento adequado dos efluentes. Além disso, o crescimento populacional implicou numa maior demanda por energia elétrica, originária principalmente das usinas hidroelétricas.

A maior demanda por produção de alimentos também fez com que se tivesse um aumento expressivo das áreas irrigadas em todas as regiões do país.

Tabela 1-Disponibilidade hídrica e vazões médias e de estiagem no Brasil

Região hidrográfica	Vazão média (m³/s)	Disponibilidade hídrica (m³/s)	Estiagem – Q₉₅ (m³/s)
Amazônica	132.145	73.748	73.748
Tocantins-Araguaia	13.799	5.447	2.696
Atlântico Nordeste Ocidental	2.608	320	320
Parnaíba	767	379	294
Atlântico Nordeste Oriental	774	91	32
São Francisco	2.846	1.886	852
Atlântico Leste	1.484	305	252
Atlântico Sudeste	3.162	1.109	966
Atlântico Sul	4.055	647	647
Paraná	11.414	5.792	3.901
Uruguai	4.103	565	394
Paraguai	2.359	782	782
Brasil	179.516	91.071	84.904

Fonte: Relatório de Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil informe 2011

Todo esse aumento nos usos múltiplos da água no país criou um cenário de conflitos atuais entre o uso e a preservação dos recursos hídricos, os quais tornam indispensável o estabelecimento de uma política de recursos hídricos e de um sistema eficiente para seu gerenciamento (XAVIER ET. AL, 2007).

“Os conflitos gerados sobre a disponibilidade hídrica, motivados pela distribuição desequilibrada destes recursos em relação à distribuição populacional, aliada à baixa qualidade da água, são as principais razões da importância de um sistema de gestão hídrica. Desde a década de 30 o Brasil dispõe do Código de Águas (Decreto n°. 24.643, de 10 de Julho de 1934). Entretanto, em vista do aumento das demandas e de mudanças institucionais, tal ordenamento jurídico não foi capaz de incorporar meios para combater o desequilíbrio hídrico e os conflitos de uso, tampouco de promover meios adequados para uma gestão descentralizada e participativa, exigências dos dias de hoje.” (PEREIRA JUNIOR, 2004)

Para preencher essa lacuna, foram sancionadas as leis n°. 9.433, de 08 de janeiro de 1997, também conhecida com *lei das águas*, que instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos e estabeleceu o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos e a Lei n°. 9.984, de 17 de julho de 2000, que criou a Agência Nacional de Águas – ANA, entidade federal encarregada da implementação dessa política e da coordenação do sistema. Essas legislações e entidade têm como compromisso a gestão dos recursos hídricos no âmbito nacional.

A lei das águas definiu diversos instrumentos para a implantação da Política Nacional de Recursos Hídricos e, entre eles, a outorga dos direitos de usos dos recursos hídricos. A outorga é uma autorização, emitida pelos estados ou pela União, que tem como objetivo assegurar o controle quantitativo e qualitativo dos usos e o efetivo exercício dos direitos de acesso à água. Para tanto, são necessárias informações sobre a vazão disponível, disponibilidade hídrica dos cursos d'água e o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica respectiva.

“A gestão, ou gerenciamento, dos recursos hídricos tem como objetivo garantir a disponibilidade de água em quantidade e qualidade para os seus diversos usos, incluindo o abastecimento público e a preservação do meio ambiente. Assim sendo, ações devem ser desenvolvidas para manter a regularidade hídrica, sua qualidade e contribuir para aumentar sua disponibilidade. Entre essas ações, está a reconstituição da vegetação ao longo dos cursos d'água, preservação de áreas de nascentes, aplicação de técnicas de manejo dos solos agrícolas e de pastagens, implantação de redes coletoras e de estações de tratamento de efluentes, coleta, tratamento e disposição adequada dos resíduos sólidos e, em casos extremos, a implantação de barragens para regularização de vazões de rios” (PEREIRA JUNIOR, 2004).

Dessa forma deve-se garantir o abastecimento econômico e seguro de água potável nos meios urbano e rural, sem comprometer a oferta e qualidade dos recursos hídricos. Assim sendo, a comunidade científica e técnica devem fornecer suporte de conhecimentos, que promova uma utilização mais harmônica com o meio, para que haja um aproveitamento sustentável dos recursos hídricos de uma bacia. O aproveitamento harmônico e sustentável pode ser realizado com o conhecimento das disponibilidades hídricas de uma bacia hidrográfica no espaço e no tempo.

3.2 BACIA HIDROGRÁFICA E CICLO HIDROLÓGICO

A bacia hidrográfica é definida como uma área de captação natural da água da chuva, delimitada topograficamente, que faz com que toda essa água precipitada seja convergida para uma única seção de saída, denominada de exutório ou foz. É composta de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos d'água que confluem até resultar um leito único no exutório. A lei das águas define a bacia hidrográfica como sendo “a unidade territorial para a implantação da Política Nacional de Recursos hídricos e a atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de recursos Hídricos”.

A bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema geográfico dinâmico (RAFAELI NETO, 2000), cujo estímulo é desencadeado pela entrada de água via chuva e a principal saída é o volume de água escoado pelo exutório. Ao longo do tempo, os diversos caminhos percorridos pela água, bem como os possíveis locais onde se deposita, compõem a dinâmica hídrica da bacia configurada no sistema do ciclo hidrológico. Inicialmente, parte do volume precipitado fica retida nas folhas das plantas e nos resíduos vegetais encontrados sobre a superfície do solo, caracterizando o processo de *interceptação*. Quando o reservatório de interceptação é preenchido, a água precipitada passa a alcançar a superfície do solo, onde ocorre o processo de *infiltração*, ou seja, a passagem da água da superfície para o interior do solo. O movimento da água no interior do solo é denominado de *percolação* e é responsável pelo abastecimento subterrâneo, podendo levar o solo à *saturação*.

O escoamento superficial pode ocorrer nas regiões não saturadas da bacia quando a taxa de infiltração é inferior à taxa de chuva. Nas áreas onde ocorre a saturação o escoamento superficial passa a ser o evento predominante. Esta conceituação está inerente no TOPMODEL, cujo abastecimento dos canais se dá pelo escoamento superficial e também pelo escoamento subsuperficial, ou seja, o escoamento lateral da água do interior do solo diretamente no canal. Uma vez no canal, os volumes de água dirigem-se ao exutório da bacia e podem ser monitorados por estações fluviométricas.

Analisar a bacia hidrográfica, considerando-a como um sistema físico, permite um melhor entendimento dos processos físicos associados ao movimento da água que ocorrem durante seu transporte, desde a chuva até o exutório. Segundo Santos (2001), o estudo da bacia como forma de observar a interatividade de suas partes, ora como

totalidade em si, ora como parte do todo, permite um entendimento mais abrangente pelo pesquisador, planejador ou gestor a respeito dos objetos em estudo. Dessa forma, a bacia hidrográfica pode ser considerada uma unidade territorial fundamental para o estudo dos processos hidrológicos e importante para o planejamento ambiental.

Neste contexto, a utilização de modelagem matemática com técnicas computacionais é uma boa opção para a análise hídrica aos processos de tomada de decisão.

3.3 MODELOS HIDROLÓGICOS

Os modelos são importantes ferramentas utilizadas para representar os processos hidrológicos que ocorrem nas bacias hidrográficas, permitindo equacionar esses processos, representar, entender e simular o comportamento hidrológico da bacia (TUCCI, 1998).

De acordo com LUCAS et. al, (2009), os modelos hidrológicos podem ser classificados por diferentes critérios, tais como tipo de variável utilizada no modelo (estocástico ou determinístico), tipo de relação entre essas variáveis (empírico ou conceitual), forma de representar os dados (discretas ou contínuas), a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos) e existência de dependência temporal (estatísticos ou dinâmicos).

Os modelos hidrológicos surgiram com a necessidade de se obter séries de vazões fora do período de medição, para servir como suporte a projetos de engenharia. Devido às séries de precipitações, normalmente, serem mais longas que as séries de vazões, estimar valores de vazões em locais ou períodos em que não foram observadas, a partir de dados de chuva aplicados em modelos hidrológicos, constitui-se em importante ferramenta para a obtenção dessas séries e, por conseguinte, suporte ao planejamento, gestão e projeto.

Um modelo hidrológico representa um sistema hídrico idealizado e fisicamente delimitado pelo divisor de águas da bacia. De acordo com Pooch & Wall (1993) e Simon (1990), apud Rafael Neto (2000), o modelo de um sistema pode ser útil para:

- a) definir um sistema ou problema;
- b) determinar os elementos de um sistema;
- c) sintetizar e avaliar alternativas de solução do problema;
- d) prever comportamentos e auxiliar planejamentos de ações futuras;

- e) avaliar as magnitudes das variáveis do sistema e realizar prescrições que tragam efeitos desejados sobre as saídas do sistema;
- f) prover documentação;
- g) prover treinamento;
- h) realizar controle.

A modelagem hidrológica requer verificar a consistência dos dados observados, que estão em geral disponíveis em séries muito curtas. A partir das observações hidrológicas, os modelos podem ser calibrados, permitindo, por exemplo, a geração de séries sintéticas e a utilização dos mesmos para obtenção de dados em bacias não monitoradas. (SANTOS, 2009)

De acordo com Tucci (1998), a modelagem hidrológica teve início com o método racional, proposto por Mulvany, em 1850, e assistiu um grande avanço a partir de 1930, quando agências governamentais de países desenvolvidos começaram a conceber e gerar seus próprios programas de pesquisas hidrológicas. Os modelos desenvolvidos nessas pesquisas tratavam de descrever os processos de cada componente do ciclo hidrológico (MARINHO FILHO, 2012). Com a disponibilidade de computadores, a partir do final do ano de 1950, criaram-se condições que propiciaram um acelerado processo de desenvolvimento de modelos hidrológicos baseados em conceitos físicos, sendo uma alternativa em relação aos modelos até então existentes e que utilizavam somente métodos estocásticos.

Desde então, a modelagem hidrológica tem produzido modelos diversos, variando de acordo com os objetivos e a escala de aplicação, desde modelos voltados para o dimensionamento de reservatórios, até modelos cujo objetivo é prever alterações nas vazões de uma bacia devido a mudanças climáticas.

Os modelos têm sido utilizados para prever eventos futuros, potencialmente danosos à sociedade, relacionados com o regime hídrico e também têm sido utilizados para auxiliar os processos de tomada de decisão nas políticas públicas. Uma vez que os modelos podem ser usados para prever condições futuras por meio de simulação, eles são ferramentas bastante úteis para lidar com problemas ambientais e possíveis alternativas para atenuar impactos. (MARINHO FILHO, 2012)

Segundo Santos (2009) a modelagem hidrológica requer conhecimento aprofundado sobre o ciclo hidrológico, e conseqüentemente, sobre os processos físicos que ocorrem durante um evento, com destaque para a chuva, a interceptação, a evapotranspiração,

a infiltração e o escoamento superficial, todos passíveis de serem representados através de modelos e métodos matemáticos. Os armazenamentos no solo e subsolo, bem como estimativas do movimento vertical da água também são importantes em alguns modelos, como é o caso do TOPMODEL.

Para que um modelo seja utilizado adequadamente, faz-se necessária a compreensão da estrutura do modelo e suas limitações. Além disso, deve-se ressaltar que muitos modelos necessitam de calibração para que reproduza o mais próximo possível o fenômeno a ser modelado. Conforme os métodos matemáticos utilizados para cada modelo, há um conjunto de parâmetros relacionados a estes métodos que representam as características e os processos físicos da bacia.

3.4 MODELOS HIDROLÓGICOS CHUVA-VAZÃO

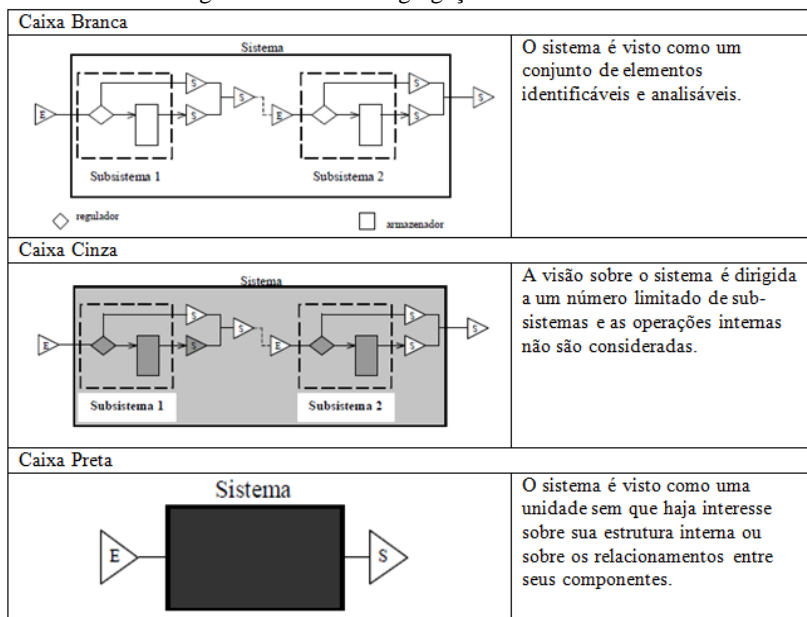
Com o conhecimento do comportamento hidrológico do sistema de uma bacia hidrográfica, através dos processos do ciclo hidrológico, como chuva, interceptação, evapotranspiração, infiltração, percolação, armazenamento da água no solo e escoamento é possível utilizar-se dos modelos hidrológicos chuva-vazão para estimativa do escoamento superficial. Nestes modelos, a chuva é considerada a entrada da água no sistema e a vazão na seção de exutório da bacia hidrográfica a sua saída. Assim, o modelo hidrológico nada mais seria do que a representação matemática do sistema que, a partir de um conjunto de dados de entrada, produz um conjunto de dados de saída.

Segundo a classificação de Chorley & Kennedy, um sistema pode apresentar três níveis diferentes de agregação: modelos caixa branca, cinza ou preta (Figura 2). De acordo com Rafaeli Neto (2000), a análise do comportamento hidrológico do sistema bacia hidrográfica pode ser feita considerando *chuva* como entrada e *descarga* na foz como saída, caracterizando-a como um sistema caixa preta. Ou ainda implementar o estudo do comportamento hidrológico do sistema bacia hidrográfica em partes individualizadas, através de um nível de agregação caixa cinza, uma vez que é praticamente impossível conseguir modelar todos os processos hidrológicos do mundo real, especialmente em bacias grandes e complexas

A modelagem chuva-vazão teve início com Horton (1933), que desenvolveu um modelo baseado simplesmente na teoria da infiltração. Segundo ele, quando a intensidade da chuva é menor que a capacidade de infiltração do solo, essa água infiltra no solo, contribuindo para

aumentar o nível do lençol freático. Quando a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração do solo, ocorre escoamento superficial, sendo este o único responsável pela formação do escoamento superficial direto. De acordo com essa teoria, o escoamento superficial direto procederia de todas as partes da microbacia. (CHORLEY, 1978 em SILVA, 2010).

Figura 2 - Níveis de agregação de um sistema



FONTE: Rafaeli Neto (2000)

Com o passar dos anos, observou-se que o modelo hortoniano de predição do escoamento superficial era inadequado para estimar o escoamento em bacias hidrográficas com alta densidade de vegetação, clima úmido e solo permeável. A partir daí, começou-se a considerar que o escoamento superficial direto numa bacia hidrográfica pode resultar de quatro processos distintos: chuva direta sobre os canais da rede de drenagem, escoamento superficial, escoamento subsuperficial e escoamento subterrâneo.

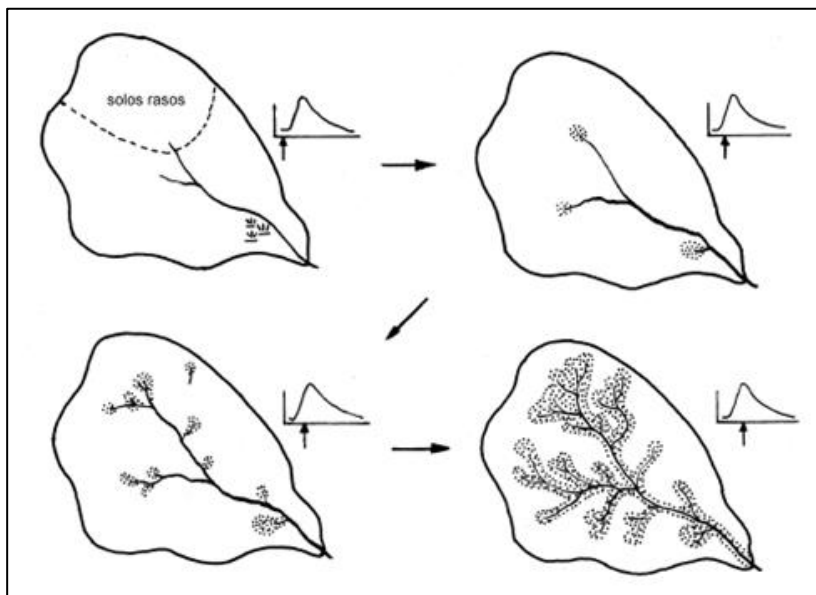
O escoamento proveniente da chuva direta sobre os canais da rede de drenagem contribui para a vazão na seção de saída da bacia

hidrográfica, podendo variar principalmente de acordo com a intensidade de chuva e com o volume precipitado.

O escoamento superficial pode ser gerado quando a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo ou quando o solo atinge a umidade de saturação. O escoamento por saturação é mais significativo em regiões úmidas e com alta densidade de vegetação, já que essas condições indicam a proximidade do lençol freático junto à superfície. O escoamento por saturação é produzido pela chuva direta sobre as áreas saturadas e também pelo escoamento subterrâneo resultante do afloramento da superfície freática, que pode ser denominado como escoamento de retorno (SANTOS, 2001).

A partir dessas observações, passou-se a admitir a hipótese de que, em bacias com uma boa cobertura vegetal, nem toda a área de captação estaria contribuindo para a formação do escoamento superficial. Segundo Zakia (1998), é a partir dessas considerações que surgiu o conceito de área variável de contribuição. De acordo com este conceito, o escoamento superficial proviria de uma área de origem dinâmica, que sofre expansões e contrações ao longo do tempo. No início da chuva, a área de contribuição para a formação do escoamento se encontraria principalmente próximo à rede de drenagem. Nestes locais, a umidade do solo tenderia a ser maior que nas áreas mais distantes, diminuindo a taxa instantânea de infiltração do solo e elevando o nível do lençol freático próximo da superfície. Desse modo, haveria condições propícias para haver o escoamento superficial por saturação. Na medida em que a chuva continua a ocorrer, essas áreas de contribuição tendem a aumentar, já que outras áreas da bacia começam a gerar escoamento superficial. Na figura 3 é apresentando o aumento dessas áreas de acordo com tempo.

Figura 3 - Evolução da área variável de afluência no processo de geração do escoamento direto durante um evento de chuva



FONTE: CHORLEY (1978) apud SIEFERT et al.(2010)

Através do conhecimento destes processos de geração de escoamento e com a utilização do conceito de Área Variável de Contribuição, passou-se a desenvolver diversos modelos hidrológicos de estimativa da vazão a partir de dados de chuva. Dentre esses modelos destaca-se o TOPMODEL.

3.5 TOPMODEL (*Topography Based Hydrological Model*)

3.5.1 Conceito

O modelo TOPMODEL foi desenvolvido por Beven & Kirkby em 1979, na Universidade de Lancaster – Inglaterra (MINE & CLARKE, 1996). É um modelo de transformação chuva-vazão, baseado em processos físicos e com representação semi-distribuída, pois somente o parâmetro relacionado à topografia é distribuído, sendo os demais

parâmetros, como transmissividade do solo, uniformes para toda a bacia (SILVA, 2010).

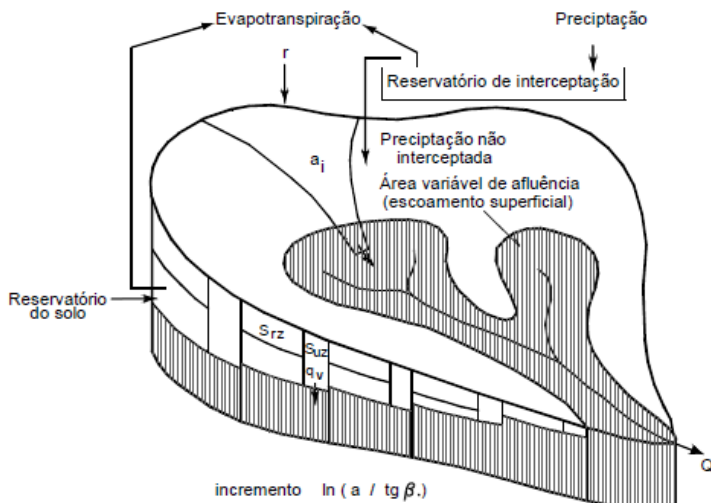
O modelo apresenta uma estrutura matemática paramétrica simples, visto que possui poucos parâmetros para serem calibrados, resultando em tempos de simulações curtos. O TOPMODEL não deve ser considerado um pacote computacional fechado, devendo ser adaptado em cada caso para representar as condições locais de funcionamento de uma bacia hidrográfica (SHULLER, 2000). O modelo baseia-se no balanço hídrico, seguindo o princípio de conservação das massas. Segundo Ferreira (2004), as taxas de fluxo de entrada e saída da bacia determinarão a taxa de variação do armazenamento de água (Figura 4).

O TOPMODEL pressupõe que a dinâmica da água resulta principalmente das características topográficas e edáficas da bacia contribuinte, fornecendo, como resultado, além da vazão, a distribuição espacial da umidade no sistema (zonas saturadas e áreas secas) ao longo do tempo. O escoamento superficial é dependente da quantidade de área saturada na bacia, podendo esta variar a cada intervalo da simulação. Esta característica dinâmica e distribuída da bacia é simulada através de dois principais parâmetros do modelo: (1) o índice topográfico que é uma função da área de contribuição e da declividade de cada célula e (2) o déficit de armazenamento que representa a quantidade de água disponível no solo para cada célula (SILVA, 2010).

No decorrer dos anos, o TOPMODEL vem recebendo várias contribuições e sofrendo adaptações, de modo que atualmente pode-se falar em uma família de modelos que seguem a filosofia do TOPMODEL clássico, mas cada versão foi adaptada para as necessidades e os objetivos específicos da modelagem (XAVIER, M. C. R, 2007).

Os principais atrativos para a aplicação do TOPMODEL estão relacionados ao pequeno número de parâmetros associado a uma razoável conceituação física. A topografia é considerada como participante do processo de formação do escoamento superficial através do índice topográfico, de modo que a bacia hidrográfica é representada no modelo através de uma função de distribuição deste índice. Em outras palavras, a bacia é considerada composta por sub-áreas homogêneas, que correspondem às classes de índice topográfico adotadas (XAVIER, M. C. R, 2007).

Figura 4 - Diagrama esquemático do conceito do TOPMODEL e características da desratização do modelo



FONTE: Castilho (2005)apud Tucci(1998)

3.5.2 Formulação do TOPMODEL

O TOPMODEL reproduz o comportamento de alguns processos hidrológicos na bacia hidrográfica, considerando uma área variável de contribuição e tendo como principal parâmetro a topografia do terreno. Para isso, o modelo utiliza uma série de relações físicas entre os processos hidrológicos que contribuem para formação do escoamento superficial. Com base no trabalho realizado por SANTOS (2001) e em outros trabalhos como MINE e CLARKE (1996), VARELA E CAMPANA (2000) FERREIRA (2004), SILVA (2005), e XAVIER (2007)foi elaborado um resumo da base conceitual do TOPMODEL que segue abaixo.

Dois componentes podem ser identificados na formulação do TOPMODEL: o balanço hídrico do solo e a propagação do escoamento até a seção de saída da bacia hidrográfica. O modelo considera as seguintes hipóteses quanto ao balanço hídrico do solo:

H1 – a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados uniformes (“*steady-state*”), isto é, em um determinado intervalo de tempo, o fluxo através do solo é praticamente uniforme.

H2 – o gradiente hidráulico da zona saturada é igual à declividade local da superfície topográfica;

H3 – a distribuição da transmissividade no perfil vertical do solo ocorre segundo uma função exponencial;

H4 – a taxa de recarga que contribui para a área saturada é espacialmente homogênea no intervalo de tempo.

O balanço hídrico no TOPMODEL é realizado em unidades espaciais que discretizam a bacia hidrográfica. O espaço geográfico usualmente é discretizado por geocampos do tipo grade regular (Câmara et al., 1994), cujas células possuem dimensões estabelecidas pelo técnico. A dimensão da célula implica na adoção de uma escala espacial associada ao processo de modelagem. (Figura 5). O escoamento superficial contabilizado para cada célula é obtido pela soma do escoamento subsuperficial da célula e do escoamento superficial das áreas saturadas (Equação 1).

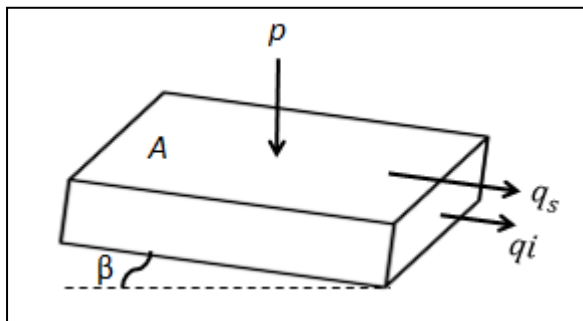
$$q = q_b + q_s \quad (1)$$

Onde: q – escoamento total (m/s);

q_b – escoamento subsuperficial (m/s);

q_s – escoamento superficial (m/s).

Figura 5- Cômputo do escoamento total (m/s) em uma unidade espacial retangular de discretização da bacia hidrográfica



Fonte: próprio autor

No TOPMODEL, o escoamento total é calculado na forma de vazão unitária, ou seja, a vazão por unidade de área da bacia na unidade de tempo, sendo usual expressá-la em m/s. O modelo considera que não é toda a área da bacia que contribui para a formação do escoamento superficial, aplicando o conceito de área variável de contribuição. Dessa forma, o escoamento superficial ocorre quando a chuva atinge diretamente a área da bacia já previamente saturada e também pelo escoamento de retorno (q_r), ou seja, o escoamento que retorna para a superfície topográfica após ter sofrido escoamento subsuperficial, que pode também ser chamado de interfluxo (Figura 6). O escoamento superficial é calculado pela expressão:

$$q_s = \frac{A_s}{A} \cdot p + q_r \quad (2)$$

Onde: A – área da bacia que drena até a seção considerada (m^2);

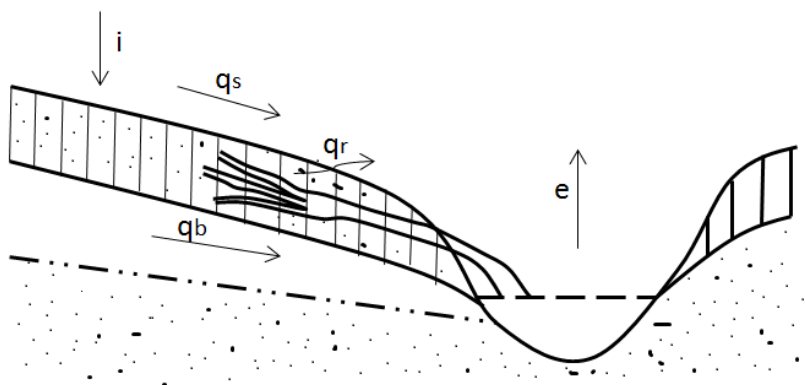
A_s – área saturada da bacia (m^2)

A_s/A – fração saturada da bacia;

p – chuva não interceptada (m/s); e

q_r – escoamento de retorno (m/s).

Figura 6 - Representação do escoamento de retorno (q_r)



FONTE: Próprio Autor

A determinação do escoamento subsuperficial baseia-se no princípio de que a condutividade hidráulica saturada no perfil do solo

pode ser descrita segundo uma função exponencial negativa (Equação 3).

$$K_S(z') = K_0 e^{(-fz')} \quad (3)$$

Onde: $K_S(z')$ – condutividade hidráulica saturada na profundidade z' (m/s)

K_0 – condutividade hidráulica saturada na superfície (m/s);

f – parâmetro que descreve a taxa de decaimento da condutividade (m^{-1});

A transmissividade hidráulica do solo pode ser entendida como a capacidade de uma camada de solo saturado ser permeada pela água e integrada ao longo do perfil do solo. O valor da transmissividade é calculado integrando-se a condutividade saturada da profundidade z_i a z (Equação 4).

$$T(z') = \int_{z_i}^z K_0 e^{(-fz')} dz', \quad (4)$$

Assim, tem-se que a transmissividade do solo pode ser escrita como:

$$T(z') = \frac{K_0}{f} [e^{(-fz)} - e^{(-fz_i)}], \quad (5)$$

$$T(z') = \frac{1}{f} [K_s(Z_i) - K_{(s)}(Z)], \quad (6)$$

$$T = \frac{K_0}{f} e^{-fz'}, \quad (7)$$

Onde: T - Transmissividade da camada de solo saturado com a profundidade z' . (m^2/s)

Segundo a lei de Darcy, a vazão por unidade de comprimento pode ser obtida através do produto entre a condutividade hidráulica do solo e o gradiente hidráulico. Segundo a hipótese 2 do modelo, o gradiente de potencial hidráulico do solo é aproximadamente igual à declividade da superfície topográfica. Assim sendo, a vazão subsuperficial por unidade de comprimento é:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} e^{-fz} \cdot c \cdot \tan\beta \quad (8)$$

Ou

$$Q_b = T \cdot c \cdot \tan\beta \quad (9)$$

Na qual:

Q_b : vazão subsuperficial (m^3/s);

c : comprimento de contorno (m);

$\tan\beta$: declividade da superfície topográfica (m/m).

De acordo com Hornberger et al. (1998), a profundidade z' , isto é, a profundidade do lençol freático, pode ser expressa em termos de armazenamento (déficit de saturação local) S . Então:

$$z' = \frac{S}{\eta} \quad (10)$$

Onde: S : déficit de armazenamento (m); e.

η : porosidade total do solo (m^3/m^3)

Nesse momento, introduz-se o conceito de “déficit de armazenamento”, isto é, a quantidade de água necessária em um determinado ponto para elevar o lençol freático até a superfície, tornando o solo saturado (SANTOS, 2001). Ou seja, S é a capacidade máxima de armazenamento do solo em função de sua porosidade total η , ou seja, do volume total de vazios em relação ao volume total de solo.

Substituindo a equação (10) na equação (8), obtém-se:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} e^{-f\left(\frac{S}{\eta}\right)} \tan\beta, \quad (11)$$

O termo f/η pode ser substituído por $1/m$, sendo m um parâmetro que também descreve o decaimento da transmissividade hidráulica com a profundidade e pode ser estimado a partir da interpretação da curva de recessão da vazão no canal, lida no hidrograma, utilizando a equação (12), descrita por Mine e Clarke (1996). A Figura 7 mostra uma representação da estimativa de m .

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_b} - \frac{t}{m} \quad (12)$$

Denominando o termo K_o/f como T_o , o qual representa a transmissividade do perfil do solo quando este está saturado na superfície, pode-se obter a seguinte equação:

$$q_b = T_o e^{-\left(\frac{S}{m}\right)} \tan \beta, \quad (13)$$

O parâmetro m , denominado de fator de decaimento da transmissividade, pode ser interpretado fisicamente como um parâmetro que descreve a profundidade real do perfil de umidade do solo da bacia hidrográfica (SILVA, 2005). Um alto valor de m aumenta a profundidade ativa do perfil de solo. Um pequeno valor de m , especialmente quando associado com um valor alto de T_o , caracteriza um solo pouco profundo, mas com um pronunciado decaimento da transmissividade. Esta combinação tende a produzir uma curva de recessão bem definida e curta (BEVEN *et.al.* 1995; apud SILVA, 2005).

O déficit de armazenamento S_i assume valores positivos para déficit e valores negativos para saturação. Desta forma, quando o $S_i < 0$, a equação (13) é utilizada para definir o escoamento de retorno. Considerando-se também a quarta hipótese fundamentada pelo modelo, de que, dentro de um determinado intervalo de tempo, a taxa de recarga da zona saturada é espacialmente homogênea, obtém-se:

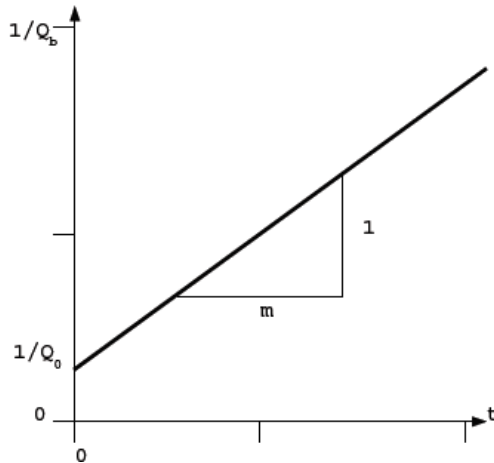
$$q_{b_i} = r_i a_i \quad (14)$$

Sendo que:

$$a_i = \frac{ac'_i}{cl_i} \quad (15)$$

Onde: r_i = taxa de recarga que alimenta a lâmina de água saturada (m/s),
 q_b = vazão subsuperficial. (m²/s),
 ac' = área de drenagem acumulada (m²),
 cl_i = comprimento de contorno (m).

Figura 7 - Estimativa do parâmetro m pela curva de recessão.



FONTE: Silva (2005)

Substituindo a Equação (14) em (13) e isolando o déficit de armazenamento S , obtém-se:

$$S_i = -m \ln \left(\frac{a_i r_i}{T_o \tan \beta_i} \right) \quad (16)$$

Segundo o conceito de índice topográfico temos que:

$$\lambda_i = \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) \quad (17)$$

Onde: λ_i – valor de índice topográfico para a célula i ;
 a_i – área acumulada por unidade de contorno para a célula;
 $\tan \beta$ – declividade da célula.

Sendo assim, substituindo na equação obtemos:

$$S_i = -m \ln \left(\frac{r_i}{T_o} \right) - m \lambda_i \quad (18)$$

O índice topográfico local λ_i estabelece o conceito de similaridade hidrológica, ou seja, as células que apresentam o mesmo índice topográfico possuem comportamento hidrológico semelhante. Este índice representa a tendência de qualquer local da bacia de desenvolver condição de saturação. O índice topográfico é obtido através da metodologia proposta por Quinn et al. (1991) com o emprego de técnicas de geoprocessamento. Através dessa metodologia é possível obter a distribuição espacial do índice topográfico permitindo, desta forma, a obtenção da distribuição espacial dos déficits de saturação em toda a bacia.

Dessa forma, o mapa de índice topográfico de uma bacia hidrográfica indica as áreas com potencialidades para gerar escoamento superficial por saturação (SANTOS, 2001). Locais que apresentem elevados valores de índice topográfico indicam regiões que apresentam grandes áreas de contribuição a montante e baixas declividades. Já os baixos valores de índice topográfico, são observados em regiões de alta declividade e pequena área de contribuição. Tais características hidrológicas são esperadas no caso da bacia do Alto Canoas, objeto deste estudo, tendo em vista a composição topográfica da bacia, cuja descrição pode ser encontrada no capítulo II.

O déficit de armazenamento pode ser calculado para cada célula com a equação (18). As células que apresentem os mesmos valores de índice topográfico apresentam os mesmos valores de déficit de armazenamento, por isso são consideradas como áreas de similaridade hidrológica. A partir disso, a área é dividida em um determinado número de classes de índice topográfico, e os cálculos das variáveis são feitos para cada classe.

De acordo com o modelo, assume-se que T_0 é constante espacialmente. Admitindo-se que a chuva (R) também seja constante sobre a bacia, pode-se calcular o déficit de armazenamento médio aplicando a equação (19) em toda a extensão da bacia hidrográfica e dividindo pela sua área.

$$\hat{s} = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \bar{\lambda} \quad (19)$$

Em que:

$$\bar{\lambda} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) \quad (20)$$

Onde: \hat{s} – déficit de armazenamento médio da bacia (m);
 $\bar{\lambda}$ – índice topográfico médio para a bacia;
 n – número total de células que discretizam a bacia.

Unindo as equações (19) e (20), resulta:

$$s_i = \hat{s} + m \left[\bar{\lambda} - \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) \right] \quad (21)$$

Ou

$$s_i = \hat{s} + m(\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (22)$$

Esta equação indica que o déficit de armazenamento (s_i) de um ponto qualquer da bacia hidrográfica é igual ao déficit de armazenamento médio da bacia (\hat{s}) mais o parâmetro de decaimento da condutividade hidráulica do perfil do solo (m), multiplicado pela diferença entre o índice topográfico médio ($\bar{\lambda}$) e o índice topográfico local (λ_i).

Dessa forma, pode-se calcular a proporção da área saturada em relação à área total, considerando-se as áreas saturadas como sendo os locais em que s é menor ou igual à zero. O parâmetro m pode ser calculado pelas características do solo ou pela curva de recessão da vazão de base (MINE E CLARKE, 1996). A partir de um modelo digital de terreno com malha compatível com a escala da modelagem consegue-se calcular o λ e o \hat{s} é obtido pelo balanço hídrico da bacia realizado a partir de séries empíricas de chuva e vazão, e de dados primários ou secundário de evapotranspiração, escoamento subsuperficial, escoamento superficial e interceptação.

Resumidamente pode-se dizer que se $s \leq 0$ significa que o solo está completamente saturado e toda chuva é convertida em escoamento superficial. Sendo assim, o escoamento superficial é determinado pela intensidade de chuva não interceptada e pela fração da área da bacia que está saturada mais o escoamento de retorno (Equação 2). O escoamento de retorno (q_r) ocorre onde $s < 0$, e a taxa é dada por:

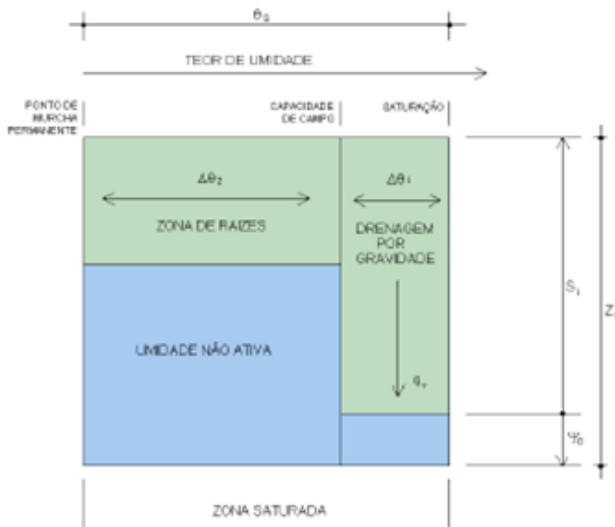
$$q_{r_i} = |s| \cdot A_i / A \quad (23)$$

Quando o $s > 0$ entende-se que existe um déficit de armazenamento, ou seja, necessita-se de certa quantidade de água para que o solo atinja a saturação e passe a gerar escoamento superficial. Nesta situação, o modelo assume que a única forma de escoamento que ocorre é o subsuperficial. Esse é medido em termos médios integrando a equação (13) para a área total da bacia hidrográfica e dividindo o resultado pela área da bacia. Esse escoamento é calculado pela equação (24):

$$q_b = T_0 \cdot e^{-\lambda} \cdot e^{\frac{s}{m}} \quad (24)$$

A versão clássica do TOPMODEL considera que o armazenamento de água no solo é representado por dois reservatórios, correspondente às zonas saturadas e não saturadas do solo. Na figura 8 visualizamos uma representação dos armazenamentos no modelo.

Figura 8 - Armazenamento de água no solo no TOPMODEL



FONTE: Mine & Clarke (1996)

Observando a Figura 8 notam-se três teores de umidade do solo que são utilizados como referência. A umidade do solo em condições de Ponto de Murcha Permanente, que é quando a água está retida no solo com tensões elevadas, o que não permite que a mesma seja consumida pelos vegetais. A umidade na capacidade de campo, em que todos os microporos estão preenchidos com água e a umidade de saturação que é o momento em que todo o solo se encontra saturado, ou seja, tanto os microporos quanto os macroporos estão preenchidos.

Desta forma, o fluxo vertical de água da zona de raízes para a lamina de água pode ocorrer na zona de drenagem somente quando a capacidade de campo for atingida. Antes disso, toda a água se encontra disponível para absorção pelos vegetais. Segundo Xavier et. al (2007) a conversão entre déficit de armazenamento devido à drenagem e altura da lâmina de água assume que a drenagem por gravidade rápida afeta somente os poros maiores, abaixo da capacidade de campo, e que a diferença em armazenamento entre a saturação e a capacidade de campo não se altera com a profundidade. Isso resulta na seguinte relação:

$$S_i = (\theta_s - \theta_{cc})(Z_i - \phi_0) \quad (25)$$

Onde: S_i = déficit de armazenamento da drenagem por gravidade ou déficit de armazenamento da zona saturada (m);

θ_s = Umidade de saturação;

θ_{cc} = Umidade da capacidade de campo;

Z_i = Profundidade (m);

ϕ_0 = Profundidade efetiva da franja capilar.

Assumindo-se também que uma profundidade efetiva na zona de raízes (z_{zr}), então o déficit de armazenamento máximo no solo pode ser calculado por:

$$S_{r_{max}} = z_{zr}(\theta_{cc} - \theta_{mp}) \quad (26)$$

Onde: z_{zr} = profundidade efetiva na zona de raízes (m);

θ_{cc} = umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo (m^3/m^3);

θ_{mp} = umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente (m^3/m^3);

O fluxo vertical, ou seja, a vazão de percolação em um determinado local do solo pode ser obtido, com base na lei de Darcy, pela seguinte expressão.

$$q_v = \zeta \cdot K_0 \cdot e^{-f z_i} \quad (27)$$

Onde: q_v = escoamento de percolação (m/s);

ζ = parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo (adimensional);

K_0 = condutividade hidráulica saturada à superfície (m/s); e

z_i = profundidade da lamina de água (m).

Considerando-se, ainda, q_v como sendo o fluxo de água que atinge o aquífero, para se obter a média do balanço de água deve-se somar todas as recargas. Denominando Q_v como a recarga total no aquífero, tem-se que:

$$Q_v = \sum_{i=1}^n q_{vi} A_i \quad (28)$$

Sendo: A_i = Área associada à determinada classe i do índice topográfico como uma fração da área total.

No TOPMODEL a evaporação real (E_r) é calculada como uma função da evapotranspiração potencial (E_p) e da umidade armazenada na zona de raízes para os casos em que E_r não pode ser especificado diretamente medido. A evapotranspiração é calculada pela expressão:

$$E_r = E_{vp} \left(1 - \frac{S_{rz}}{S_{r_{max}}} \right) \quad (29)$$

$S_{r_{max}}$ – déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo (m).

Essa zona de raízes corresponde, no modelo, a um reservatório de interceptação, cuja função é representar a fração do volume precipitado que estará disponível para a evapotranspiração, englobando tanto a interceptação propriamente dita como o armazenamento na zona radicular (Franchini et al., 1996).

O modelo considera que a evapotranspiração potencial e o parâmetro $S_{r_{max}}$ são constantes para toda a bacia. Como o S_{rz} é calculado para cada classe de índice topográfico, obtém-se os valores de evapotranspiração real para cada uma dessas classes.

O escoamento na bacia é propagado ao longo da rede de drenagem através de uma função distância-resposta. Essa função representa as características da rede de drenagem de uma bacia e deriva um histograma tempo área, responsável por propagar os escoamentos no TOPMODEL. O tempo para que determinada área contribua para a exutória da bacia é expresso por:

$$tc = \sum_{i=1}^N \frac{L_i}{RV \tan \beta_i} \quad (30)$$

Onde: tc = tempo de concentração de uma determinada área da bacia;

RV = é a velocidade média do escoamento nos canais da bacia;

L_i = é a distância do i-ésimo segmento que compõe o caminho de contribuição desta área até a exutória da bacia.

3.5.3 Estudos com o TOPMODEL

Mine & Clarke (1996) utilizaram o TOPMODEL no estado do Paraná, na bacia hidrográfica do rio Belém, localizada no município de Prado Velho. A área de drenagem da bacia de estudo era de 42 km², sendo uma região com auto grau de urbanização (cerca de 92%). O modelo foi testado utilizando-se oito enchentes ocorridas em 1986. Utilizando o programa GRIDATB e uma matriz de elevações com resolução de 250 m (equivalente à escala 1: 1.000.000) para a obtenção do índice topográfico, os autores concluíram que, em termos médios, a eficiência de Nash Sutcliffe do modelo foi 0,54, abaixo do recomendado na literatura (0,70), mas para as enchentes maiores atingiu eficiências superiores a 0,80.

Na bacia do Rio Descoberto, Varella & Campana (2000) aplicaram o TOPMODEL objetivando, principalmente, a análise da influência da resolução do modelo digital de terreno (MDT) sobre o seu desempenho. A bacia de estudo tem uma área de drenagem de 114 km² e os dados de vazão e chuva foram obtidos em estações hidrológicas localizadas na área. Para a obtenção do índice topográfico utilizaram o programa GRIDATB e foram elaborados sete modelos numéricos de

terreno, com resoluções espaciais de 30, 60, 90, 120, 150, 180 e 210 m. Portanto, as escalas equivalentes foram 1:120.000, 1:240.000, 1:360.000, 1:480.000, 1: 600.000, 1:720.000 e 1:840.000. Os valores de eficiência encontrados foram baixos; com isso, os autores concluíram que a aplicação desta versão do modelo na área de estudo seria mais apropriada para estudos de enchentes, onde o interesse está na vazão de pico. Os autores indicam ainda que o modelo apresentou maior sensibilidade para os parâmetros m e To , sendo este último intimamente ligado à resolução espacial do terreno, ou seja, quanto menor a resolução do MDT, maior é a influência desta resolução sobre o valor de To .

Schuler et al. (2000) aplicaram o TOPMODEL no rio Corumbataí, no município de Analândia no Estado de São Paulo. O objetivo principal do trabalho foi avaliar a representatividade física dos parâmetros do modelo. A área de drenagem da bacia de estudo foi de 59 km² e a análise foi feita utilizando-se eventos isolados dos biênios 92/93 e 93/94. A obtenção do índice topográfico foi realizada utilizando-se um MDT de 20 m de resolução espacial, com uma escala equivalente de 1:80.000. Os autores concluíram que em geral o significado físico dos parâmetros é questionável, indicando uma grande dificuldade na obtenção de um conjunto ótimo destes parâmetros.

Xavier (2002) propôs uma metodologia de análise da incerteza através do método de Monte Carlo, baseado no método de estimação de Glue. O estudo foi realizado numa sub-bacia do rio Iguaçu, com uma área de drenagem de 253 km². Para obtenção do índice topográfico utilizo um MDT com resolução de 25 m (1:100.000). Para cada classe de índice topográfico foram derivadas funções de distribuição da chuva. Confirmou-se que a representação imperfeita da chuva em um modelo hidrológico constitui-se em uma considerável fonte de incerteza. Com base na análise de sensibilidade do modelo, verificou ainda que o modelo apresenta grande sensibilidade ao parâmetro m . O resultado mais interessante foi à alteração da distribuição dos parâmetros aceitos à medida que diferentes campos de chuva foram utilizados, efeito particularmente marcante para o parâmetro m .

Com o objetivo de observar o comportamento hidrológico das vazões em eventos chuvosos, Ferreira (2004) estudou o TOPMODEL numa sub-bacia do Ribeirão dos Martins, em Piracicaba no estado de São Paulo, com uma área de drenagem de 20 km². Os resultados mostraram que o modelo tendeu a subestimar as vazões máximas observadas e superestimar os volumes escoados. No entanto, o modelo

apresentou um bom desempenho na simulação dos eventos para a bacia em estudo.

Ranzini et al (2004) aplicaram o modelo TOPMODEL numa bacia experimental de 56 ha localizada na Serra do Mar, SP. O estudo mostrou que a simulação para períodos longos apresentou eficiências muito baixas, enquanto a simulação de eventos isolados mostrou uma melhor eficiência do modelo. Observou-se que dos 35 eventos simulados, sete apresentaram uma eficiência de Nash e Sutcliffe superior a 0,7.

Araújo et al (2005) utilizou uma versão do TOPMODEL desenvolvida pelo *Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et en Environnement* – LTHE, na França, denominada TOPSIMPL. Essa versão apresenta apenas quatro parâmetros para calibração (K_0 , m , SR_{max} e um parâmetro que representa a evapotranspiração e interceptação – *Inter*). Utilizou-se uma sub-bacia de 6,5km² pertencente ao Rio Gameleira. O trabalho mostrou bons resultados de calibração e validação do TOPSIMPL com alguns eventos chuvosos selecionados.

Buscando propor alternativas para o zoneamento e o planejamento ambiental da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, Santos (2001) empregou o modelo hidrológico TOPMODEL e apresentou valores médios de eficiência de Nash Sutcliffe de 0,698 entre as vazões observadas e calculadas, confirmando sua eficiência em regiões de clima úmido e relevo suave.

3.6 – ÍNDICE TOPOGRÁFICO

Como visto anteriormente, o TOPMODEL baseia-se em uma área variável de contribuição, ou seja, no decorrer de um evento de chuva somente algumas áreas da bacia hidrográfica são responsáveis por originar escoamento superficial. Para determinação destas áreas de escoamento, o modelo utiliza o índice topográfico (IT). Em geral, valores elevados de IT indicam regiões com maior predisposição a gerar escoamento superficial. Dessa forma, um mapa de IT de uma bacia revela as áreas com potencialidade de gerar escoamento superficial por saturação (SANTOS, 2001).

O IT é o único parâmetro distribuído do TOPMODEL, sendo derivado a partir da topografia da bacia. O valor do IT é função da área acumulada e a declividade de cada célula, ou seja:

$$IT_i = \ln \frac{a_{c_i}}{tg\beta_i} \quad (31)$$

Sendo que:

- IT_i : índice topográfico da *i-ésima* célula do MDT;
- a_c : área de contribuição a montante da *i-ésima* célula do MDT por unidade de comprimento do contorno;
- $tg\beta$ = declividade local da *i-ésima* célula do MDT (quantidade que aproxima as condições locais do gradiente hidráulico sob condições estáveis de fluxo).

A forma logarítmica surge a partir de um pressuposto de que a transmissibilidade do solo decai com a profundidade. Antigamente, o cálculo de IT era realizado manualmente, utilizando mapas de curvas de nível (QUINN et al, 1995). Atualmente a obtenção dos valores de IT para cada *i-ésima* célula do MDT é feita através do algoritmo de múltipla direção de fluxo desenvolvido por Quinn et al. (1991). Esse algoritmo calcula para cada célula um valor de área de drenagem, a partir do MDT da bacia.

Segundo o algoritmo, em cada célula a água possui oito direções de fluxo possíveis quando se considera o movimento de água de uma célula para a sua adjacente. Na Figura 09, se visualiza as possibilidades de direções de fluxo de uma célula para as suas células vizinhas. Nesse procedimento o algoritmo distribui o fluxo ou a área acumulada entre as células considerando a cota entre as células, o comprimento do fluxo e o comprimento de contorno. Um exemplo de calculo do algoritmo é visualizado na Figura 10.

O passo da área ou a vazão a ser acumulada para a próxima célula *i*, na direção *k* é obtido por:

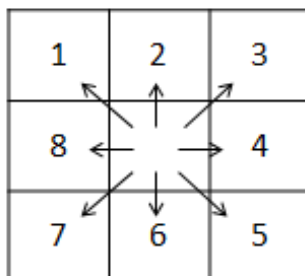
$$P_{i,k} = \varepsilon_{i,k} cl_k \cdot \tan\left(\frac{el_t - el_j}{d_{i,k}}\right) \quad (32)$$

Sendo que:

- $P_{i,k}$: Peso de área ou vazão a ser acumulada para a próxima célula;
- $\varepsilon_{i,k}$: Peso para o comprimento de contorno na direção *k*;
- Cl_k : comprimento de contorno na direção *k*;
- el_t = Cota da célula atual;
- el_j = Cota de célula vizinha;

$d_{i,k}$: = Distância do escoamento entre as células.

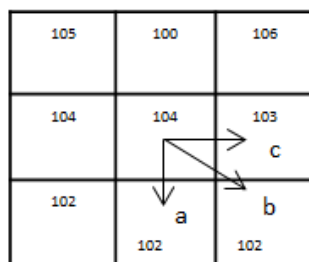
Figura 9 - Possibilidades das direções de fluxo de uma célula



FONTE: produção do próprio autor

Observa-se que o comprimento de contorno depende da direção de fluxo e do tamanho da célula. No caso das direções cartesianas, o comprimento de contorno equivale à resolução do MDT; nas direções diagonais esse valor é obtido através da relação trigonométrica entre catetos e hipotenusa de um triângulo retângulo, conforme ilustra a Figura 11.

Figura 10 - Cálculo do algoritmo de direções de fluxos proposto por Quinn et al. (1991) considerando grades de 50 m



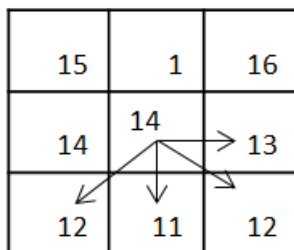
$$a = 0.5 * \tan((104 - 101) / 50) = 56,86 \%$$

$$b = 0.356 * \tan((104 - 102) / 70,1) = 14,72 \%$$

$$c = 0.5 * \tan((104 - 103) / 50) = 28,24 \%$$

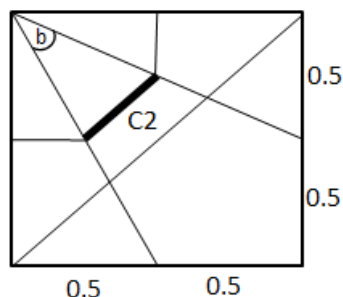
FONTE: Produção do próprio autor

Figura 11 - Algoritmo de Quinn et al. (1991) - Obtenção do valor de Comprimento de Contorno (Cc) para direções cartesianas e diagonais para células de 1 m de resolução espacial.



Cc na direção Cardinal (C1) = 0,5
Cc na direções Diagonais (C2) = 0,354

O valor de C2 é calculado conforme a figura abaixo a partir de relações trigonométricas.



FONTE: produção do próprio autor

O IT representa no TOPMODEL o conceito de similaridade hidrológica. Sendo assim, células que apresentam um mesmo valor de IT, apresentam comportamento hidrológico semelhante. O modelo efetua simulações para cada classe de IT, e obtém a resposta final do comportamento hidrológico da bacia a partir do somatório destas classes, considerando a porcentagem de área da bacia correspondente a cada uma. Os maiores valores de IT indicam uma maior probabilidade de acumulação e estão associados principalmente aos fundos dos vales e canais dos rios (FERREIRA, 2004). Já os baixos valores de IT, segundo Santos (2001) são encontrados nos topos onde a área de contribuição de

encosta a montante é relativamente pequena e a declividade é alta, tendo a gerar pouco escamento superficial.

A distribuição do IT na bacia é função da resolução espacial adotada no MDT. Segundo Ferreira (2004), a resolução espacial utilizada na determinação do IT tem efeito direto na informação e na precisão da saída da simulação e os valores dos parâmetros podem não ter significado físico. Segundo BEVEN, citado por Ferreira (2004, p.71) a modelagem do relevo utilizando malha pode não representar os caminhos de fluxo numa bacia, pois a escolha da resolução condiciona à qualidade da representação da realidade.

Vários trabalhos vêm investigando a influência da resolução da malha sobre os parâmetros do TOPMODEL. Em geral, alguns trabalhos mostram que resoluções menores proporcionam maior precisão na simulação, enquanto outros destacam a não interferência do tamanho de grade na eficiência do modelo. Quinn et al. (1995), por exemplo, afirma que grande malhas não são representativas de detalhe da forma da bacia. Já Zhang e Montgomery (1994) observaram que, em geral, nenhum benefício em termos de eficiência foi obtido na utilização de resoluções menores, utilizando tamanhos de grade variando de 10 a 90 m. No Brasil Varela e Campana (2000) aplicaram o modelo em uma bacia do distrito federal, utilizando sete resoluções espaciais: 30, 60, 90, 120, 150, 180 e 210 m e observaram uma maior eficiência nas resoluções menores, além de relatarem uma alta influência da resolução espacial sobre os valores do parâmetro T_o . Segundo Ferreira (2004) a resolução espacial do MDT influencia no controle da distribuição do IT. De acordo com o autor, à medida que o tamanho da célula aumenta ocorre um aumento nos valores do IT.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi realizado na bacia Hidrográfica do Rio Canoas, no Estado de Santa Catarina (Figura 12), localizada entre os paralelos 27° 39' e 28° 08' de latitude Sul e entre os meridianos de 49° 16' e 49° 53' de longitude Oeste.

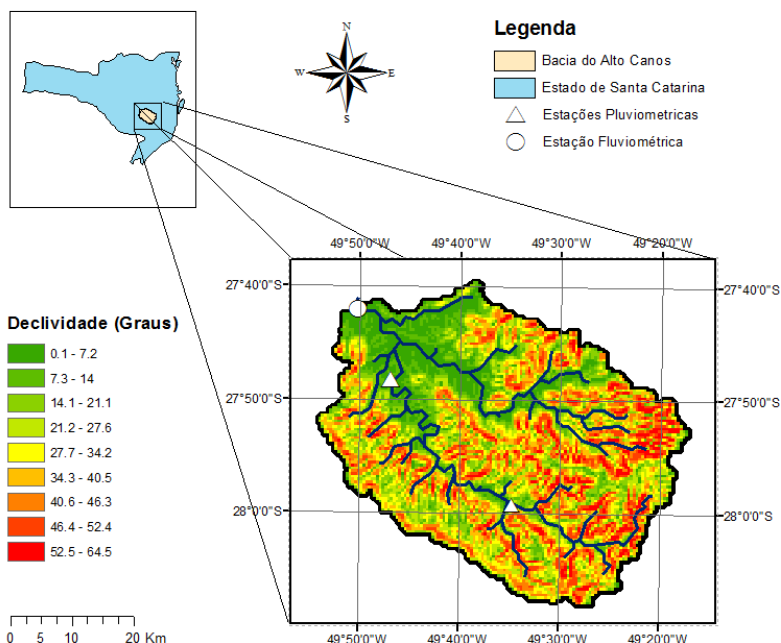
A bacia do Rio Canoas pertence a grande bacia do rio Uruguai, com uma área de drenagem de aproximadamente 15.000 km², correspondente a 23,7 % do território catarinense e compreendem os municípios de Celso Ramos, Campos Novos, Anita Garibaldi, Abdon Batista, Vargem, Brunópolis, Fraiburgo, Lebon Régis, Santa Cecília, Ponte Alta do Norte, São Cristóvão do Sul, Curitibanos, São José do Cerrito, Cerro Negro, Campo belo do Sul, Ponte Alta, Correia Pinto, Lages, Capão Alto, Otacílio Costa, Palmeira, Lages, Bocaina do Sul, Bom Retiro, Rio Rufino e Urubici. De acordo com a subdivisão elaborada para efeito do gerenciamento dos recursos hídricos estaduais, a bacia integra Região Hidrográfica RH4, denominada planalto de Lages.

O Rio Canoas, nasce próximo à Serra do Corvo Branco, no município de Urubici. Sua foz intercepta o Rio Pelotas, no município de Celso Ramos, a partir de onde passa-se a denominar Rio Uruguai. Os principais afluentes do Rio Canoas são: Rio Caveiras (Lages), Rio Marombas (Curitibanos), Rio Corretes (Frei Rogério) e Lava Tudo (São Joaquim), entre outros.

Segundo o Comitê Canoas, a bacia apresenta um consumo urbano de 1.027.731 m³/mês, o que equivale ao consumo de 133 litros/habitante/dia. Trata-se de uma bacia muito utilizada pela indústria e pela agricultura e com a presença de três usinas hidrelétricas, localizadas em Lages, Curitibanos e Campos Novos.

De acordo com a classificação de Köppen, o clima predominante na Região RH4 é o Subtropical Cfb (Clima temperado úmido, sem estação seca definida), com variações de temperatura média de 13,4°C a 16,4°C. A umidade relativa do ar média e a chuva média regional variam de 70,6% a 83,1% e de 1.370,5mm a 1.783,0mm, respectivamente; a chuva anual total da bacia hidrográfica do rio Canoas é em média 1650 mm (SANTA CATARINA, 2006).

Figura 12 - Localização da bacia hidrográfica do Alto Canoas e o mapa de declividades



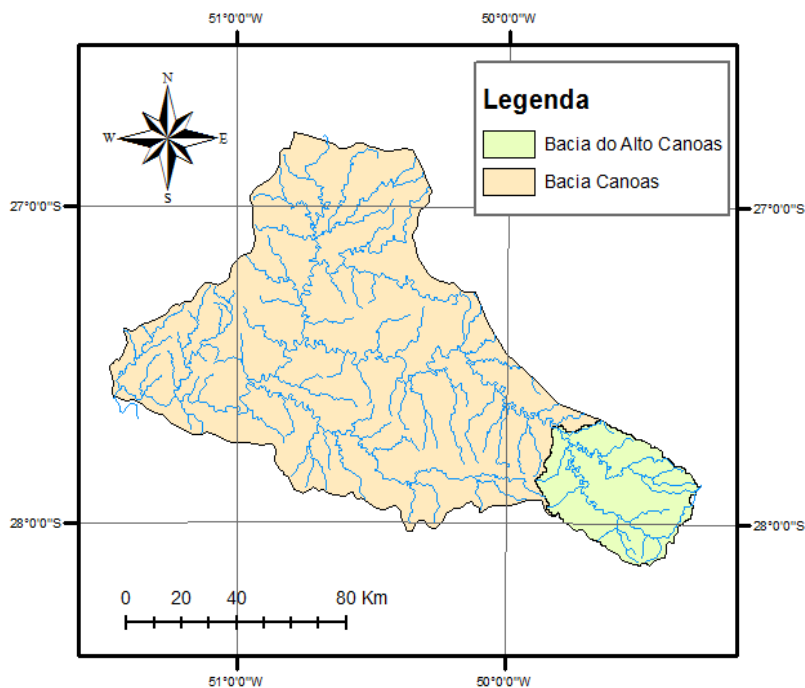
FONTE: produção do próprio autor

Como o clima na Região é subtropical, se caracteriza por apresentar estações do ano bem definidas com verões quentes e invernos frios, e chuvas bem distribuídas durante todo o ano, não caracterizando uma estação seca bem definida. Com relação ao relevo, predominam aqueles que se caracterizam como forte ondulado e ondulado. Os solos da Região são considerados profundos, mediantemente profundos ou rasos, com pedregosidade superficial e de origem sedimentar, sendo eles pouco férteis e ácidos (SANTA CATARINA, 2006)

Considerando que a bacia hidrográfica do Rio Canoas apresenta grande extensão, optou-se por utilizar como objeto de estudo uma área menor, na região mais ocidental da bacia, a qual inclui a nascente do rio principal. (Figura 13) Essa área foi denominada de bacia Hidrográfica do Alto Canoas e apresenta algumas características distintas das demais áreas da bacia. Trata-se de uma área com o relevo bastante acidentado,

com altitudes variando de 514 a 1.800 m No mapa de declividades da bacia (Figura 12), é possível observar a grande variabilidade topográfica na região. A região do Alto Canoas compreende os municípios de Urubici, Rio Rufino e Bom Retiro.

Figura 13- Localização da bacia hidrográfica do Alto Canoas em relação à bacia hidrográfica do Rio Canoas



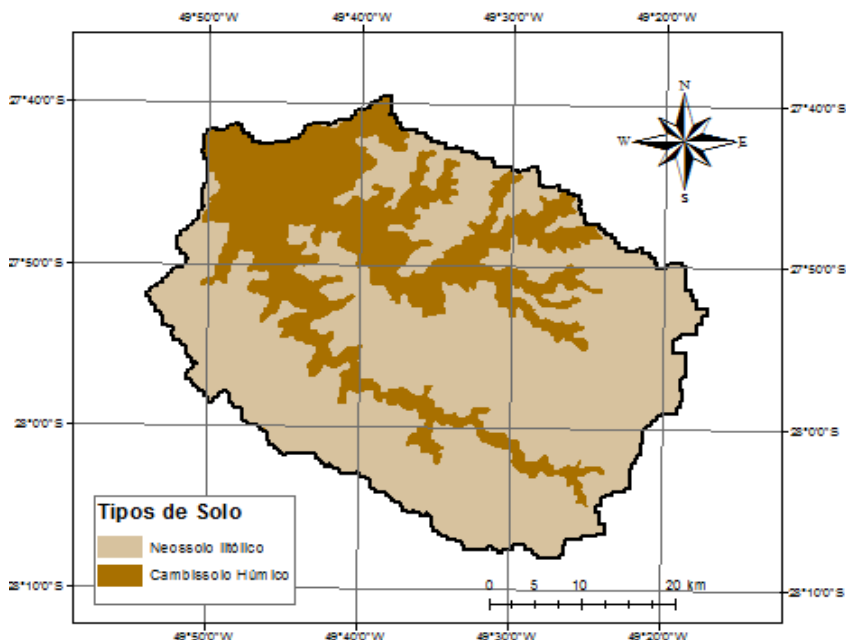
FONTE: produção do próprio autor

Segundo Santos (2001), o município de Urubici, onde se localiza grande parte da bacia do alto Canoas, pode ser considerada uma região estratégica no âmbito dos recursos hídricos, já que está situada sobre a Zona de recarga Direta do Aquífero Guarani e contempla as nascentes do rio Canoas e do rio Lava Tudo, um dos principais afluentes do rio Pelotas.

Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de solos (1999) através do mapa de solos de Santa Catarina da EMBRAPA, na escala 1:250.000 as classes de solo encontradas na bacia são: Neossolo

Litólíco e Camisolão Húmico (Figura 14). Já o relevo é altamente ondulado com declividades variando de 0,1 % até valores máximos de 64,5%.

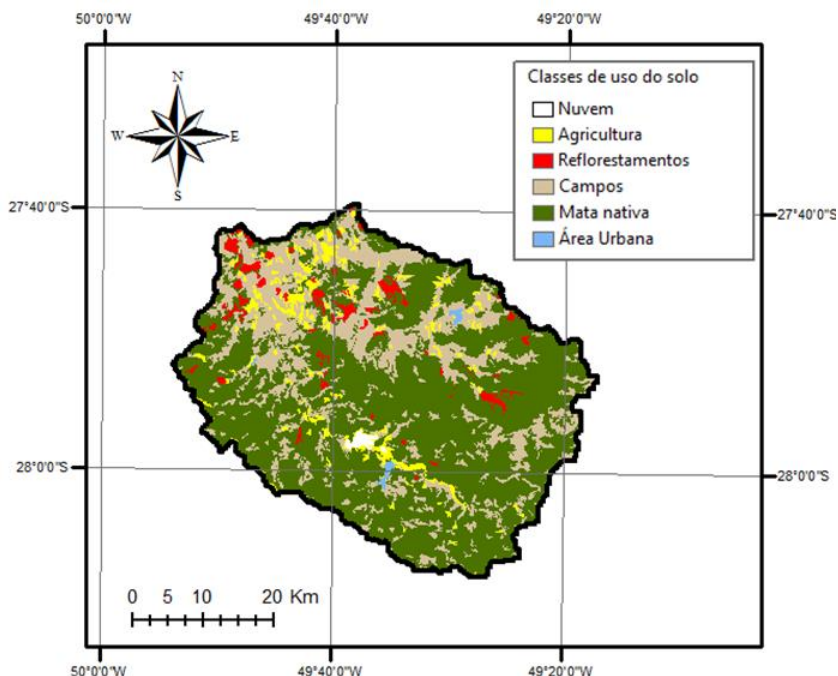
Figura 14 - Mapa de Classes de solo da bacia do Alto Canoas



Fonte: Embrapa (2004)

O uso do terra na região é classificado em: reflorestamento (6,7%), campos (15,4%), mata nativa (65,3%), agricultura (11%) e área urbana (1%). Na figura 15 observa-se a distribuição espacial das classes de uso da terra na bacia. Destaca-se a grande importância dos campos e da mata nativa que, juntos, representam cerca de 80 % de todo o uso da bacia. Essas classes são encontradas predominantemente nos topos dos morros e nas áreas mais altas da bacia, enquanto nas áreas mais baixas, próximas da foz, tem-se uma predominância de florestas plantadas e cultivos agrícolas.

Figura 15 - Mapa de uso da terra da bacia do Alto Canoas



FONTE: produção do próprio autor

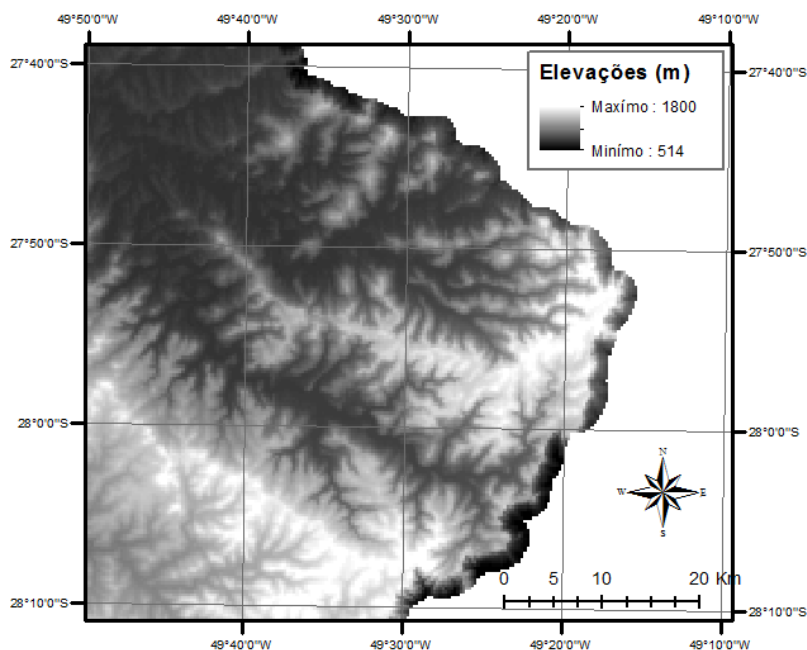
4.2 DELIMITAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO CANOAS

Para a delimitação do divisor de águas da bacia hidrográfica utilizou-se o Modelo Digital do Terreno (MDT) com resolução espacial horizontal de 30m (1:120.000) e vertical de 16 m, oriundos do projeto SRTM e publicado pela EPAGRI (EPAGRI, 2012) (Figura 16).

O MDT foi processado no SIG ArcGIS, com auxílio da extensão ArcHydro através de uma série de procedimentos, desde a correção de depressões no MDT até a etapa de determinação do perímetro da bacia de estudo, a partir de um ponto considerado como seu exutório. O MDT, obtido junto ao site da EPAGRI, apresentava 30 m de resolução espacial, no entanto, para a determinação da bacia de estudo e para a obtenção do Índice topográfico, o mesmo foi generalizado para uma

resolução espacial de 450 m, equivalente à escala 1:1.800.000 (450m/0,00025m), ou a 0,011% da área da bacia.

Figura 16-Modelo Digital de Elevação da região de estudo



FONTE: EPAGRI (2012)

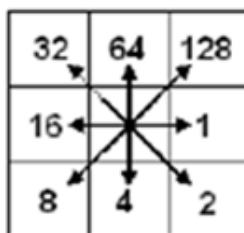
A primeira etapa para o processamento do MDT consistiu em preencher as depressões, com objetivo de obter uma superfície consistente com o sentido do escoamento superficial e acumulação nos canais. As depressões são células ou conjunto de células que não apresentam nenhuma célula de menor valor ao seu redor. A presença de depressões no MDT torna essas áreas como porções isoladas da bacia hidrográfica não permitindo que as próximas etapas sejam realizadas corretamente. Portanto, é importante a utilização da ferramenta *FillSinks*, que realiza o preenchimento dessas depressões, modificando os valores de elevação.

A segunda etapa consistiu na obtenção do mapa de direções de fluxos, obtido através da função do ArcHydro *Flow Direction*. Um MDT é constituído por uma grade com células de mesmo tamanho,

sendo que cada uma apresenta um determinado valor de elevação. (Figura 17a e b). O *Flow Direction* determina a direção do fluxo de água, segundo o método D8 (Eighth Direction Pour Point Model) em que a água flui para uma das suas células vizinhas. A cada célula é atribuído um valor de acordo com o caminho mais íngreme.

Figura 17 - (a) Formato de um MDT; (b) Método D8 para determinação das linhas de fluxo.

78	72	69	71	58	49
74	67	56	49	46	50
69	53	44	37	38	48
64	58	55	22	31	24
68	61	47	21	16	19
74	53	34	12	11	12

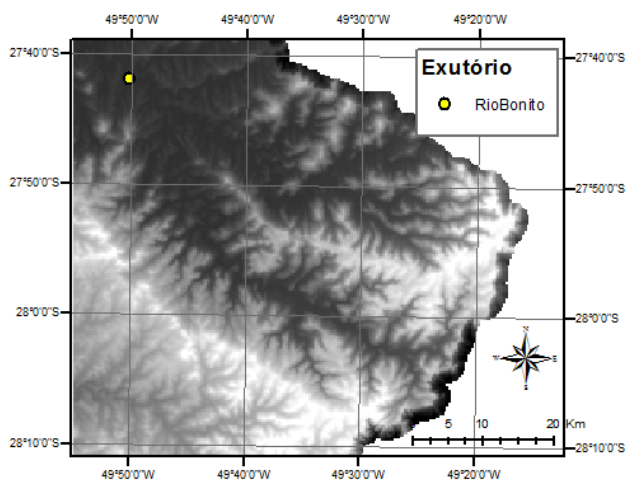


FONTE: ArcGIS Help

Com o mapa de direções de fluxo criado a próxima etapa consistiu na formação do mapa de áreas acumuladas, com o uso da função *Flow Accumulation*. Essa função computa a área acumulada em uma grade que contém o número de células que drenam, para cada célula de uma grade de entrada. Posteriormente aplica-se a função *Stream Definition*, para a obtenção da rede de drenagem.

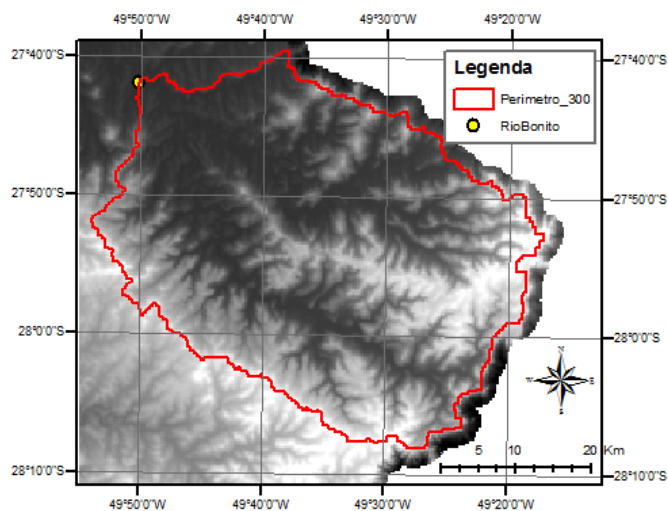
A última etapa para a delimitação da bacia hidrográfica consiste na definição do ponto de exutório da bacia (Figura 18) e posterior definição do perímetro da mesma (Figura 19). Para este estudo utilizou-se como foz da bacia a seção do rio Canoas, onde se localiza a estação fluviométrica Rio Bonito (DNAE 71300000). Utilizou-se a função *Batch Point Generation*, para definição do ponto na estação fluviométrica Rio Bonito (coordenadas 27°45'08,1" Sul e 49°50'24,1" Oeste) e a ferramenta *Batch Subwatershed Delineation* para a obtenção do perímetro da área de contribuição a este

Figura 18 - Definição do ponto representando a estação fluviométrica Rio Bonito como sendo o ponto de exutório da bacia.



FONTE: produção do próprio autor (ArcGIS)

Figura 19 - Delimitação do perímetro da bacia hidrográfica do Alto Canoas



FONTE: produção do próprio autor (ArcGIS)

A área de estudo foi então denominada de *bacia hidrográfica do Alto Canoas*, tendo como exutório a estação fluviométrica Rio Bonito e com uma área de drenagem de aproximadamente 1979 km².

4.3 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO TOPMODEL

4.3.1 Séries históricas para entrada no modelo

4.3.1.1 Série de chuvas

Embora o TOPMODEL possa ser classificado como modelo semi-distribuído, o mesmo processa, a cada intervalo de tempo, um único valor da chuva para toda a bacia. Para caracterização da chuva no período, utilizaram-se os dados obtidos do sistema HIDROWEB de duas estações pluviométricas localizadas no interior da área, pertencentes à ANA (Agência Nacional das Águas): a estação pluviométrica de Vila Canoas (DNAE 02749031) e a estação pluviométrica Urubici (DNAE 2849021). A primeira apresenta uma série continua de dados consistidos de 1957 a 2013 e a segunda possui registros do período de 1943 a 2013.

A chuva média na bacia foi obtida pela média aritmética simples das chuvas medidas nas duas estações mencionadas. Este método foi adotado, ao invés do método dos polígonos de Thiessen, pelo fato das estações estarem relativamente bem distribuídas na bacia. Assim, a área de contribuição de cada estação foi considerada a mesma para ambas.

Na estação pluviométrica Vila Canoas não houve registro de chuvas no período de 01 de Janeiro a 31 de Março de 1997. Para este período foram utilizadas apenas as chuvas registradas na estação pluviométrica Urubici.

4.3.1.2 Série de vazões

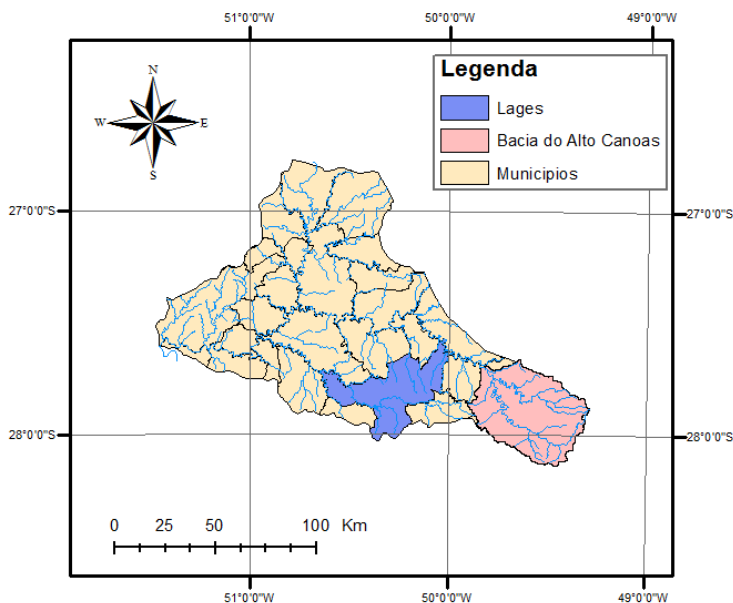
A série histórica de vazões médias diárias observadas foi obtida da estação fluviométrica Rio Bonito, localizada no exutório da bacia. Os dados foram obtidos do sistema HIDROWEB, da Agência Nacional de Águas – ANA.

4.3.1.3 Evapotranspiração diária

Para obtenção desta série, calculou-se a evapotranspiração potencial pelo método de Penman-Monteith-Padrão FAO/1998, utilizando-se de dados diários da estação meteorológica da EPAGRI/CIRAM/INMET em Lages/SC, localizada fora da área de estudo ($27^{\circ}08'$ de latitude sul e $50^{\circ}34'$ de longitude oeste, a 937 m de altitude) (Figura 20).

A escolha desta estação se deveu ao fato de não haver estações meteorológicas na área de estudo que apresentassem uma série de dados com todas as informações necessárias para a aplicação do método de Penman-Monteith. Diante disso, utilizou-se a estação localizada em Lages pela proximidade e por apresentar uma altitude média semelhante a região de estudo.

Figura 20 - Localização da estação meteorológica de Lages (EPAGRI) em relação a bacia de estudo



FONTE: produção do próprio autor

Os dados necessários para a aplicação do método são: temperatura média ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa do ar (%), radiação solar ($\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{dia}$) e velocidade do vento a 2 m de altura (m.s^{-1}) (Equação 33).

$$ETP = \frac{0,408 s(Rn - G) + \frac{\gamma \cdot 900 U_2 (e_s - e_a)}{T + 273}}{S + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (33)$$

Sendo: ETP – evapotranspiração potencial (mm.dia^{-1});

s – declividade da curva de pressão de vapor na temperatura do ar, em $\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$

Rn – radiação líquida total diária ($\text{MJ} \cdot \text{M}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$);

G – fluxo de calor no solo ($\text{MJ} \cdot \text{M}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$);

γ – constante psicrométrica = $0,063 \text{ kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$;

U_2 – velocidade do vento a 2 m de altura (m.s^{-1});

e_s – pressão de saturação de vapor (kPa);

e_a – pressão parcial de vapor (kPa);

T – temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$).

4.3.2 Obtenção do índice topográfico (IT)

A influência da topografia da bacia na geração do escoamento superficial é representada no modelo pelo índice topográfico (IT), calculado a partir do MDT.

Para a obtenção do IT, optou-se pela resolução do MDT em 300 m de tamanho da grade, ou a 0,005% da área da bacia, devido à grande dimensão da área ($\approx 2000 \text{ km}^2$) em relação às dimensões comumente utilizadas por outros autores.

O IT foi proposto por Beven e Kirkby (1975) e é obtido pela seguinte expressão:

$$\lambda = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \quad (34)$$

Sendo: λ : Índice Topográfico;

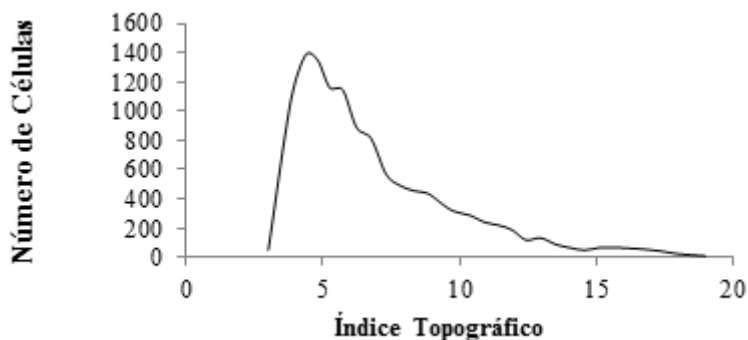
a : Área de drenagem por unidade de comprimento;

$\tan\beta$: Declividade local da célula

O IT de cada célula foi gerado segundo o método proposto por Quinn et al. (1991). Os valores de IT foram agrupados em classes e obteve-se a distribuição de frequências destas classes (Figura 21). A porcentagem da área da bacia referente a cada classe é uma das entradas do modelo. O índice topográfico é determinado por meio de algoritmo desenvolvido por Quinn et al. (1995). O algoritmo calcula um valor de área de drenagem (aci) para cada célula, em função de informações obtidas no MDT, dimensão e declividade da parcela e direção de fluxo.

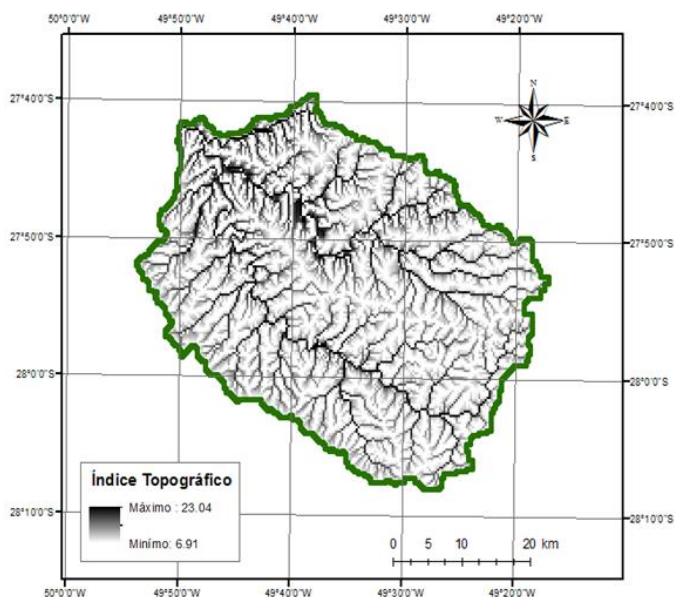
Conforme ilustram as Figuras 21 e 22, há uma predominância de valores baixos do IT, o que indica que a bacia hidrográfica do Alto Canoas é uma bacia composta predominantemente por encostas íngremes e poucas áreas de vales. Assim sendo, espera-se que o escoamento superficial seja predominante nesta bacia, visto que nessas áreas o solo é mais raso, fazendo com que o lençol freático alcance mais rapidamente a superfície do solo, saturando o mesmo e gerando esse tipo de escoamento.

Figura 21 - Distribuição de frequências absolutas do índice topográfico para resolução de 300 m



FONTE: produção do próprio autor

Figura 22 - Distribuição espacial do índice topográfico para resolução de 300m.



FONTE: produção do próprio autor

4.3.3 Calibração e validação

Para a estimativa dos parâmetros do modelo hidrológico na bacia do Alto Canoas utilizou-se o procedimento de *subdivisão da amostra teste* (“slipt-test”) segundo a classificação de Klemes (1986). Nesse sistema, subdivide-se o período de dados existentes em duas partes. Uma das partes é utilizada para o ajuste ou calibração do modelo e a segunda parte da série é utilizada para a verificação ou validação. Neste caso, considera-se que o ponto utilizado para o ajuste é o mesmo ponto em que haverá a previsão.

Utilizou-se o período de 01 de Janeiro de 1996 a 31 de Dezembro de 1997 para a calibração e de 01 de Janeiro de 1998 à 31 de Dezembro de 1999 para a validação.

Para verificação da qualidade da simulação utilizou-se dois tipos de função objetivo, Nash-Sutcliffe e log de Nash-Sutcliffe:

$$NSE(\theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N ((o(t)) - (\hat{o}(t)))^2}{\sum_{t=1}^N (o(t)) - \bar{o})^2} \quad (35)$$

$$NSE_{Log}(\theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (\ln(o(t)) - \ln(\hat{o}(t)))^2}{\sum_{t=1}^N (\ln(o(t)) - \ln(\bar{o}))^2} \quad (36)$$

Nos quais $o(t)$ é a variável observada no instante t ; $\hat{o}(t)$ é a variável prevista para o instante t ; \bar{o} é a média da variável observada e N é o número de intervalo de tempo.

4.4 INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO ESPACIAL

Para avaliar a influência da resolução espacial de modelo digital do terreno (MDT) na distribuição do IT e na eficiência do modelo, foram elaboradas sete MDTs com resoluções diferentes para a bacia hidrográfica do Alto Canoas. Utilizaram-se tamanhos de célula de 300, 450, 600, 750, 900, 1050 e 1500 m. Em cada uma das resoluções determinou-se a distribuição do IT a partir da metodologia proposta por QUINN et. al (1991). Para a aplicação da metodologia utilizou-se o *Software ArcGIS 10.0*. O procedimento padrão para a obtenção do mapa de IT pode ser observado na figura 23.

Observando o fluxograma na figura 23 observam-se as etapas que foram utilizadas para o cálculo do IT. Da mesma forma que os procedimentos para extração do perímetro da bacia, inicialmente aplica-se sobre o MDT a função FillSinks, responsável por preencher as depressões do terreno que impedem o caminho de fluxo natural da água e são formadas durante a geração do MDT. A partir daí, obtém-se os mapas referentes às direções de fluxo (Flow Direction) e à acumulação de fluxo (Flow Accumulation). Além desses, também são obtidos os mapas de declividade a partir da função *Slope* do ArcGIS e da tangente da declividade. O mapa de IT é obtido pelo quociente entre o mapa de acumulação de fluxos multiplicado pela resolução espacial do MDT e o mapa da tangente da declividade.

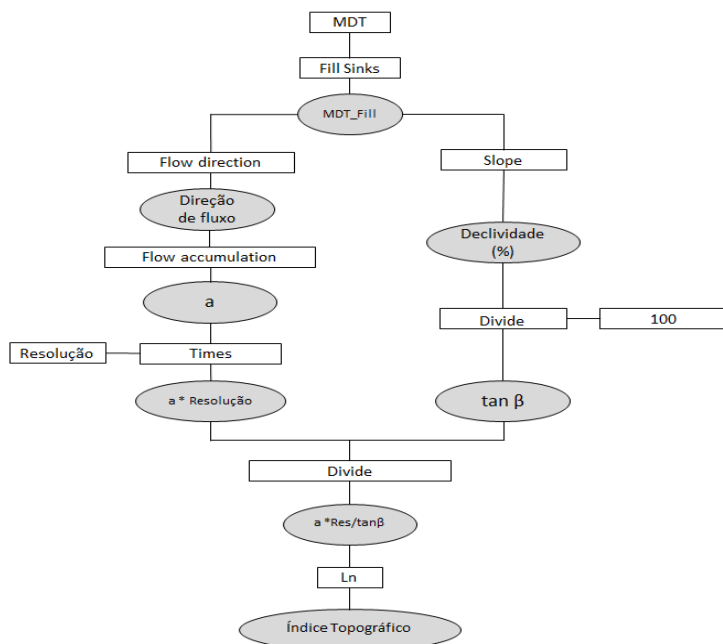
A redução do tamanho de células produz um aumento na quantidade de dados de entrada, dificultando o processamento do modelo de simulação. Comparado a outros estudos já citados, a bacia do

Alto Canoas apresenta uma grande área de contribuição. Assim, o modelo foi aplicado com dimensões de células maiores.

A entrada dos valores de IT no modelo se dá através das proporções da área da bacia em relação a cada classe de índice e a partir de uma matriz de valores de IT. Para a entrada do modelo, dividiu-se os valores de IT em 29 classes e obtiveram-se as proporções para cada classe e para cada resolução analisada

Para cada resolução, a bacia foi novamente delimitada, a fim de obter o perímetro atualizado, bem como a área relativa a cada resolução. A influência dos tamanhos de células no índice foi observada utilizando a distribuição de frequência dos valores dos índices e a eficiência de Nash Sutcliffe para as diferentes resoluções, considerando as mesmas variáveis de entrada e os mesmos valores para os parâmetros.

Figura 23 - Fluxograma do procedimento de obtenção do IT a partir do ArcGIS 10.0.



FONTE: Adaptado de Shannon Siefert(2006)

Quanto à calibração dos parâmetros, foram utilizados para todas as resoluções os mesmos valores calibrados para a maior resolução. De acordo com Quinnet al. (1995), haveria um conjunto novo de parâmetros conforme a resolução adotada. Sendo assim, aplicou-se o modelo nas cinco resoluções adotadas buscando recalibrar seus parâmetros de forma a obter a melhor eficiência em cada resolução.

4.5 CALIBRAÇÃO MENSAL

Após a calibração para dados diários, procurou-se investigar se seria possível calibrar o modelo com dados mensais, em um período cujos eventos hidrológicos fossem extremos. Assim sendo, o período de 1980 e 1984 foi selecionado para a calibração, pois incorpora os anos de 1983 e 1984, reconhecidamente considerados os dois anos mais chuvosos da série histórica.

Para a validação, foi selecionado o período de 1985 a 1989, por incorporar o ano de 1985, sendo este um ano de estiagem extrema. Portanto, o objetivo deste estudo foi analisar como o modelo se comportaria em situações extremas. Para realização das simulações utilizou-se a mesma versão do modelo hidrológico e a mesma bacia hidrográfica utilizada para a calibração de enfoque diário.

4.5.1 Dados hidrológicos

4.5.1.1 Série de chuvas

Para simulação no modelo utilizaram-se as séries de chuvas da estação pluviométrica de Vila Canoas (DNAE 02749031) e da estação pluviométrica Urubici (DNAE 2849021). Obtiveram-se as séries de chuvas do período de 1980 a 1989, a partir do website da ANA (HIDROWEB).

Para a simulação do TOPMODEL considerou-se a entrada de chuva no modelo como sendo, a média aritmética entre as duas estações pluviométricas anteriormente citadas.

4.5.1.2 Série de vazões

A série de vazões utilizadas foi proveniente da estação fluviométrica Rio Bonito, localizada no exutório da bacia hidrográfica. Os dados foram obtidos junto ao HIDROWEB.

4.5.1.3 Evapotranspiração Mensal

Como não se dispunha de uma série de dados meteorológicos suficientes das variáveis meteorológicas necessários para a aplicação do método de Penman-monteith, optou-se por utilizar a metodologia de Thornthwaite para a obtenção dos valores de evapotranspiração.

Para estimativa da evapotranspiração mensal, utilizou-se do método de Thornthwaite (equação 5), a partir de dados de temperatura média do ar obtidos junto à estação meteorológica de Lages (latitude: 27°08'S; Longitude: 50°34'W; Altitude 937 m), pertencente à EPAGRI.

$$ETP = f \cdot 1,6 \left(\frac{10t}{I} \right)^{\alpha} \quad (37)$$

Onde:

ETP = evapotranspiração média mensal (mm/dia);

t – temperatura média mensal (°C);

f – fator de ajuste em função da latitude e mês do ano;

I – índice de calor.

O índice de calor anual é calculado pela equação (38)

$$I = \sum_{1}^{12} \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \quad (38)$$

O valor de α é dado pela função cúbica do índice anual:

$$\alpha = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,7292 \times 10^{-2} I + 0,49239$$

4.5.2 Índice topográfico

Os dados de índice topográfico utilizados foram os mesmo que haviam sido utilizados para a calibração de enfoque diário, a partir de um MDT de resolução espacial de 300m.

4.5.3 Calibração e validação

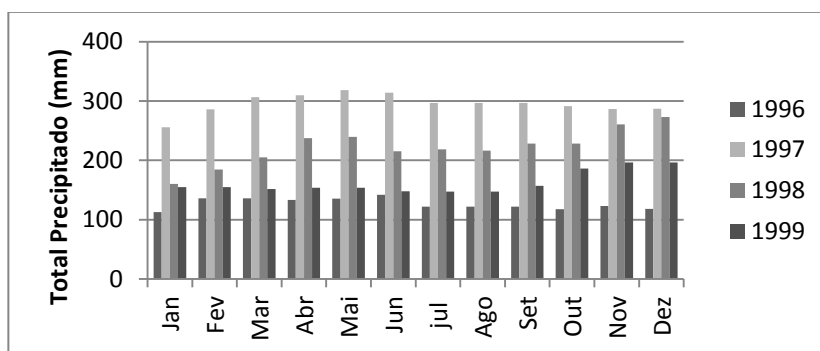
A exemplo do procedimento utilizado para a série diária, para a estimativa dos parâmetros do modelo hidrológico na bacia do Alto Canoas na série mensal, utilizou-se o procedimento de *subdivisão da amostra teste* (“slipt-test”), nos períodos de 1980 a 1984 e de 1985 a 1989. Para a avaliação da qualidade da simulação, nos períodos de validação e calibração, utilizou-se a função objetivo de Nash-Sutcliffe.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 DADOS HIDROLÓGICOS DA SÉRIE DIÁRIA

A distribuição do total de chuva mensal na bacia para a série utilizada é apresentada na Figura 24. Neste período, a chuva total na bacia hidrográfica do Alto Canoas, considerando as médias aritméticas entre as estações Vila Canoas e Urubici, foi de 1520,5 mm para o ano de 1996, 3544,2 mm em 1997 e 2667,7 mm e 1947,5 mm nos anos de 1998 e 1999 respectivamente. Comparando-se esses valores, observa-se grande variação entre os totais precipitados anualmente para o período, bem como uma variação bem distinta na escala mensal.

Figura 24 - Distribuição mensal da chuva ao longo do ano



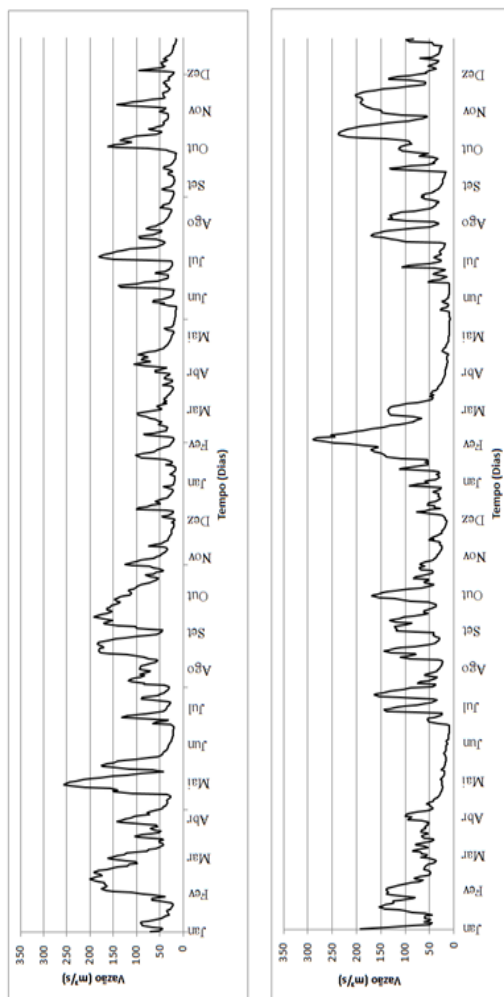
FONTE: produção do próprio autor.

As chuvas diárias dos anos de 1996 e 1997 foram utilizadas para calibrar o modelo. De acordo com a Figura 20, o ano de 1996 apresentou as mais baixas chuvas do período de 4 anos do estudo e o ano de 1997 as precipitações mais altas. Os anos de 1998 e 1999, utilizados para validar o modelo, apresentaram chuvas intermediárias entre aquelas do período de calibração.

Essa discrepância nos valores de chuva nos anos estudados está ligada a influência do fenômeno atmosférico El niño sobre a região, nos anos de 1997 e 1998. A chegada do El niño caracteriza um aumento da evaporação no oceano pacífico, aumentando as precipitações na região sul do país e reduzindo as mesmas na região nordeste. Esse aumento na

quantidade de chuva nos anos de El niño pode ser observado no gráfico acima.

Figura 25 - Série de Vazões observadas (m^3/s) para o período de calibração e validação



FONTE: produção do próprio autor

Os dados de Vazão para o período são observados na figura 25. Através da análise das séries dos biênios 96-97 e 98-99 observa-se que, no primeiro biênio, o regime hidrológico do rio mostrou comportamento sazonal, com períodos de estiagens bem definidos nos meses de dezembro e janeiro. Entretanto, o regime hidrológico no segundo biênio apresentou-se dicotômico, ou seja, vazões superiores nos primeiros 270 dias em relação ao restante do mesmo período. Isto está relacionado com a grande variabilidade das chuvas nesse biênio, as quais não apresentaram sazonalidade, o que ocorreu, devido a influência do El Niño.

5.2 AVALIAÇÃO DA CALIBRAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1996 A 1997

A Figura 27 apresenta os hidrogramas observado e estimado do período de calibração utilizando dados diários. O índice de Nash-Sutcliffe obtido foi de 0,75. Segundo Mine & Clark (1996), valores acima de 0,7 indicam boa eficiência do modelo, ou seja, o modelo representaria os eventos hidrológicos da bacia, especialmente a vazão no exutório. Contudo, há que se considerar que, em se tratando de parâmetros de modelos, é possível haver outro ou outros conjuntos de parâmetros que também o tornem representativo da entrada e saída de água da bacia.

A calibração inicial do modelo foi realizada através de simulações Monte Carlo, utilizando-se 1000 simulações. Deste conjunto de parâmetros, selecionou-se o conjunto que produziu o maior valor da função objetivo (índice de Nash-Sutcliffe) e passou-se a manipular manualmente os valores dos parâmetros em busca de uma melhoria. Os valores de parâmetros encontrados que produzem melhor representação dos eventos hidrológicos podem ser observados na tabela 2.

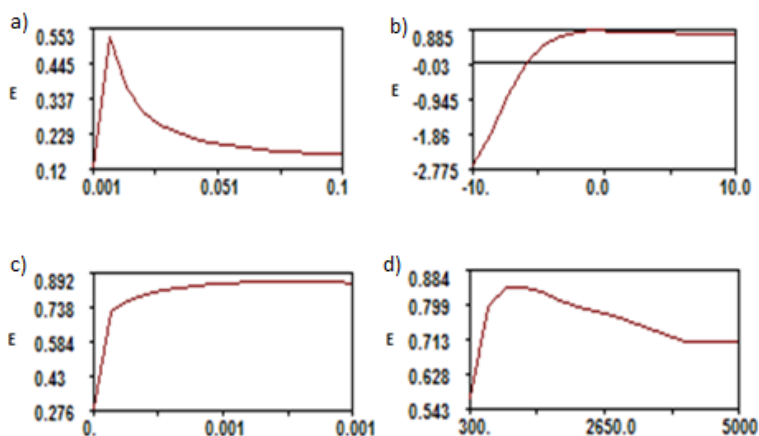
Através da análise de sensibilidade, observa-se que dois parâmetros do modelo apresentaram alta sensibilidade: o parâmetro m , responsável por controlar a taxa de decaimento da transmissividade do solo ao longo de um perfil de profundidade e o parâmetro da velocidade média de propagação superficial ($ChVel$) (Figura 26).

Tabela 2 - Conjunto de parâmetros de calibração do modelo no biênio de 1996 e 1997.

Parâmetro	Descrição	Valor calibrado	Unidade
M	Parâmetro de decaimento exponencial da transmissividade	0,0020	m
Ln(<i>To</i>)	Transmissividade efetiva do solo saturado	- 0,1	m ² /h
SRmax	Capacidade efetiva do solo saturado ou capacidade de água na zona de raízes	0,00055	m
SRinit	Déficit de armazenamento inicial na zona de raízes (proporção de SRmáx)	0,052	m
ChVel	Velocidade de propagação superficial (assume propagação linear)	665	m/h

FONTE: produção do próprio autor

Figura 26 - Análise de sensibilidade dos principais parâmetros do modelo: a) Parâmetro de decaimento exponencial da transmissividade (*m*); b) Transmissividade efetiva do solo saturado (*ln(*To*)*); c) Capacidade de água na zona de raízes (*SRmax*); d) Velocidade de propagação do canal (*CHVel*).



FONTE: aplicativo do TOPMODEL.

Segundo Schuler (2000), o parâmetro m atua como controlador da profundidade efetiva do perfil do solo e, junto com a transmissividade saturada ($\ln(T_o)$), determina a zona ativa do solo onde ocorre escoamento subsuperficial. Quanto maior o valor de m , maior é a espessura da camada do solo que efetivamente gera escoamento subsuperficial. Por outro lado, o relevo da bacia hidrográfica do Alto Canoas é bastante acidentado, principalmente nas áreas mais elevadas da bacia (cabeceiras), próximas às nascentes, com declividades de até 64 % e onde também foram encontrados os maiores valores para o Índice Topográfico. Os solos encontrados em encostas de alta declividade nesta região se caracterizam por serem rasos, uma característica presente em grande parte da bacia. Isso pode explicar o baixo valor de m encontrado bem como a alta sensibilidade do parâmetro à medida que seu valor aumenta (Figura 26).

Na medida em que ocorre um aumento nos valores de m , o modelo produz um aumento do escoamento subsuperficial, devido à hipótese de haver um aumento na profundidade efetiva do solo e com consequente redução do escoamento superficial, estando implícita uma maior capacidade de infiltração. Isso faria com que houvesse uma superestimativa nas vazões de estiagem e uma subestimativa nos eventos de pico. O valor encontrado para o parâmetro m (0,0020 m) assemelha-se aos valores encontrados por Mine & Clarke (1996). Os autores encontraram para a bacia do Rio Belém em Padro Velho (PR), valores de m variando entre 0,0018 a 0,0023 m.

Para a calibração do modelo, encontrou-se um valor de 0,1 m²/h para o parâmetro $\ln(T_o)$, que representa o valor da transmissividade hidráulica do solo na superfície. Esse valor se assemelha aos valores encontrados por Mine & Clark (1996) e Ranzini (2002). Os primeiros encontraram valores de $\ln(T_o)$ variando entre 0,01 a 0,10 m²/h para a bacia do Rio Belém em Padro Velho, enquanto o segundo obteve valores de 0,03 a 0,1 m²/h na bacia D localizada no Parque Estadual da Serra do Mar. Entretanto, eles diferem de outros trabalhos como Schuler (2000) e Ferreira (2004) que obtiveram $\ln(T_o)$ calculado de 0,005 a 0,08 m²/h. Isso evidencia a grande amplitude de valores que este parâmetro pode alcançar de acordo com as características topográficas e edáficas da bacia.

O baixo valor de Ch_{Vel} pode ser explicado pela baixa declividade do canal principal da bacia. Este parâmetro é responsável por controlar a velocidade da propagação da água pelos canais de drenagem. Como o canal principal da bacia de estudo apresenta uma

baixa declividade, a água flui até o exutório de maneira mais lenta. Este efeito da declividade também foi evidenciado em SILVA (2000) que, a partir da utilização de três bacias de estudo, observou que aquela que apresentava menores valores de declividade foi a que apresentou menor valor de ChVel.

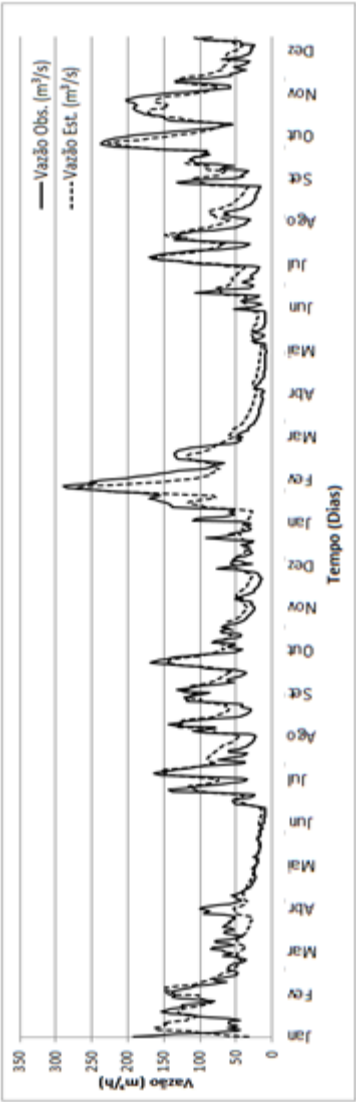
Quanto à representatividade dos parâmetros calibrados, observa-se que entre os meses de Março e Abril de 1996 (50 e 100 dias) ocorre uma subestimativa dos valores de vazão estimados em relação aos valores observados. (Figura 27).

Uma possível explicação para esta discrepância seria o modelo necessitar de um determinado período de tempo para começar a reproduzir o comportamento das vazões de maneira correta. A vazão que chega ao exutório, produzida pelo modelo, é proveniente do somatório entre o escoamento superficial, quando o solo está saturado e o escoamento subsuperficial. Segundo uma das hipóteses do modelo, a dinâmica da zona saturada é obtida a partir de sucessivas representações de estados uniformes, ou seja, a vazão em determinado passo de tempo é obtida considerando a vazão do passo de tempo anterior, mais os novos valores de descarga provenientes do escoamento superficial e subsuperficial. Portanto, o modelo acumula volumes em eventos sucessivos, necessitando desta forma de um período inicial em que os seus reservatórios hidrológicos são preenchidos.

A deficiência do modelo em representar respostas aos primeiros eventos de chuvas, também é observada no trabalho de Schuler (2000). Segundo o autor, isso ocorre no início da simulação e após um período prolongado de estiagem porque o reservatório de drenagem rápida permanece desativado até o preenchimento das zonas de raízes. Se fossem retirados os primeiros 120 dias, necessários para ajuste do modelo obter-se-ia um coeficiente de determinação de 81% entre as vazões observadas e estimadas (Figura 28).

Apesar de apresentar um índice de Nash-Sutcliffe maior que 0,7, observa-se certa tendência do modelo em superestimar as vazões nos períodos de recessão do hidrograma no biênio. Através da escolha aleatória de cinco eventos de recessão do hidrograma, observou-se uma superestimativa média de 64 %, com um mínimo de 37% e um máximo de 83%. (Tabela 03).

Figura 27 - Vazões observadas e estimadas para o período de calibração do modelo utilizando séries de dados diários



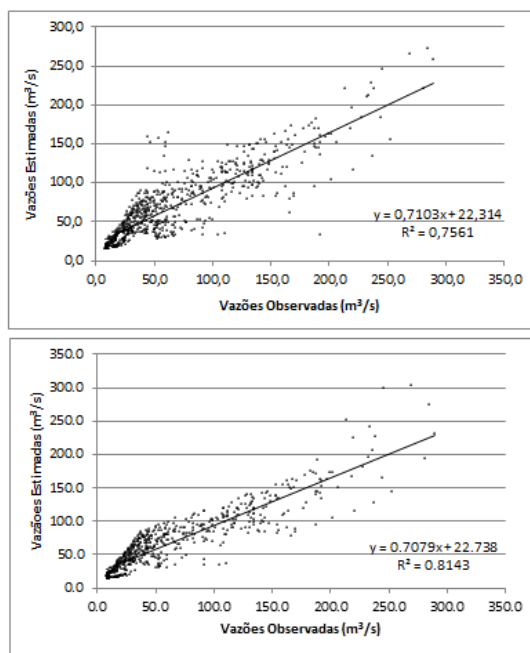
FONTE: produção do próprio autor

Tabela 3 - Resíduo médio entre as vazões básicas observadas e estimadas em alguns eventos de recessão do hidrograma no biênio 96/97.

Evento	Data	Q obs (m ³ /s)	Q est (m ³ /s)	Resíduo (m ³ /s)	Resíduo (%)
1	29/07/96	46.6	74.3	27.7	59.44
2	28/08/96	36.4	64.6	28,2	77.47
3	26/11/96	18.5	33.9	15,4	83.24
4	26/03/97	23.3	38.3	15,0	64.38
5	05/07/97	41.7	56.9	15,2	36.45
				Média	64.20

FONTE: produção do próprio autor

Figura 28 - Coeficiente de determinação entre as vazões estimadas e observadas: a) Considerando o período completo; b) Suprimindo os primeiros 120 dias.



FONTE: produção do próprio autor

Destaca-se o dia 26 de novembro de 1996 em que a vazão estimada foi aproximadamente 83 % maior que a vazão observada no

dia. Silva & Kobayama (2007) apontam a hipótese das chuvas ocorrerem fora dos locais dos pluviômetros, de modo que o modelo calibraria os parâmetros buscando compensar essa suposta falta de chuva.

Essa tendência de superestimar as vazões de recessão do hidrograma, e simultaneamente o modelo apresentar um bom valor de eficiência, pode ser explicado pela escolha da função objetivo utilizada na calibração. O coeficiente de Nash-Sutcliffe enfatiza os ajustes das vazões de pico, desta forma as vazões mínimas podem ter sido preteridas em função de um melhor ajuste, já que o modelo não consegue modelar a variância de dados observados. (Silva, 2010)

Ainda segundo Silva (2010) a função objetivo log de Nash Sutcliffe prioriza o ajuste das vazões mínimas. Então, aplicou-se essa função aos dados utilizados na calibração do modelo com o objetivo de averiguar a eficiência do modelo nas vazões básicas. Encontrou-se um valor de eficiência mais baixo ($E = 66,13$). Isso mostra o baixo ajuste do modelo para representar as vazões nesses períodos de recessão do hidrograma.

Quanto às vazões de cheia, observa-se que o modelo conseguiu representar bem estes eventos. Nota-se que os eventos com maiores valores de descarga encontrados na série apresentaram um resíduo médio de 12,5%, ou seja, houve uma redução média de aproximadamente 13,0 % nos valores de vazão estimada em relação aos valores de vazão observada (Tabela 4). Esse bom ajuste para as vazões de pico é o grande responsável pelo bom índice de eficiência encontrado no modelo.

A não aderência entre as vazões observadas e estimadas em alguns eventos de pico pode ser explicada pelo fato de o modelo considerar a chuva homogênea em toda a bacia, o que efetivamente dificilmente ocorre na prática, pois se trata de um fenômeno com alta variabilidade espacial. Como os dados foram obtidos a partir de apenas dois pluviômetros instalados e operacionais na bacia, podem ter ocorrido precipitações fora das áreas destes pluviômetros. Nestes casos, o modelo tenderia a subestimar as vazões.

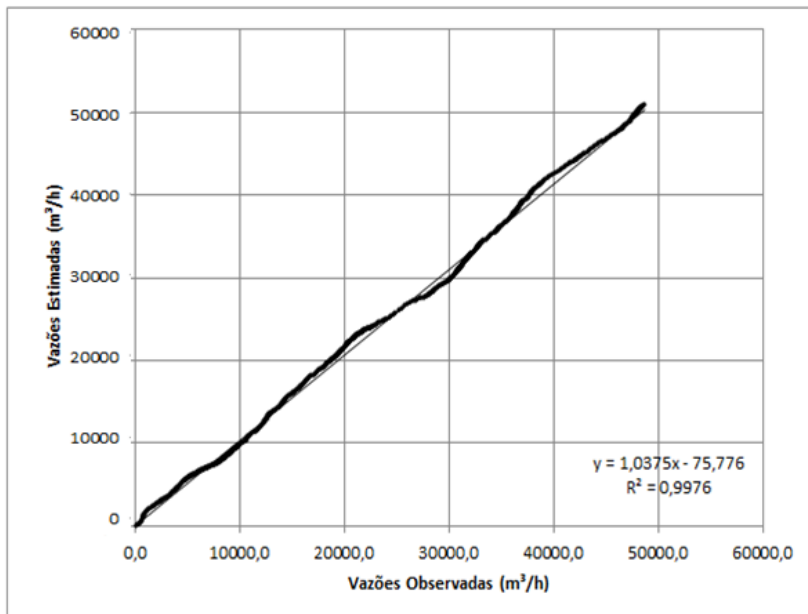
Com relação à média anual das vazões houve uma superestimativa das vazões estimadas em relação às vazões observadas no ano de 1996, sendo da ordem de 58,9 m³/s para as vazões observadas e de 63,6 m³/s para as vazões estimadas. Para o ano de 1997, observa-se um aumento de 1,4 % das vazões estimadas em relação às vazões observadas. Analisando o Coeficiente de determinação entre os dados estimados e observados de forma acumulada ao longo do período de tempo obtêm-se um r^2 de 0,9976 . (Figura 29).

Tabela 4 - Resíduo médio encontrado entre as vazões de pico estimadas e observadas em alguns eventos de cheias.

Evento	Data	Q obs (m ³ /s)	Q est (m ³ /s)	Resíduo (m ³ /s)	Resíduo (%)
1	11/07/96	164,0	147,6	-16.4	10.00
2	30/09/96	169,0	147,7	-21.3	12.60
3	06/02/97	290,0	257,7	-32.3	11.14
4	23/07/97	171,0	159,9	-11.1	6.49
5	14/10/97	238,0	221,6	-16.4	6.89
6	09/11/97	193,0	152,2	-40.8	21.14
7	15/11/97	202,0	162,5	-39.5	19.55
				Média	12.55

FONTE: produção do próprio autor

Figura 29 - Coeficiente de determinação entre valores acumulados de vazão observada e vazão estimada do período de calibração.



FONTE: produção do próprio autor

Como se observou que durante toda a série o modelo tendeu a superestimar as vazões básicas buscou-se representar as mesmas, considerando uma redução nos valores de chuva. Desta forma, aplicou-se uma redução de 20% em todos os valores das séries diárias de chuva e buscou-se recalibrar os parâmetros de forma a obter uma melhor estimativa das vazões (Tabela 5 e Figura 30).

Na recalibração, apenas o parâmetro ChVel foi modificado, tendo em vista a alta sensibilidade do modelo ao mesmo. A velocidade no canal foi aumentada de 665m/h para 900m/h, o que indica que a diminuição das precipitações seria compensada por um aumento na velocidade de propagação. Entretanto, em alguns momentos o modelo não conseguiu bom ajustamento, ao passo que em outros momentos da série o modelo conseguiu representar perfeitamente o hidrograma das vazões básicas observadas, especialmente entre os dias 150 a 300 e 550 a 600 da série (Junho a Setembro).

Fica evidente no hidrograma que nos períodos de inverno, com menor quantidade de chuva e quando se encontra um padrão espacial mais homogêneo das mesmas o modelo conseguiu representar bem as vazões básicas, enquanto nos períodos mais quentes, com maior ocorrência de chuvas convectivas, caracterizadas por eventos de curta duração, alta intensidade e com um padrão espacial mais heterogêneo o modelo não se mostrou satisfatório. Isso ocorre porque, no inverno, os dois pluviômetros conseguem coletar dados representativos de chuva na área de estudo, visto que as chuvas são mais homogêneas, enquanto no verão devido a heterogeneidade da chuva, dois pluviômetros são insuficientes para caracterizar esse processo meteorológico.

O valor de eficiência de Nash-Sutcliffe encontrado foi de 0,597. Verifica-se também que, à medida que o modelo se adere às vazões básicas, o mesmo tende a perder sua boa eficiência na modelagem das vazões máximas. Este comportamento pode também estar relacionado com a ETP, uma vez que nos períodos de inverno a ETP mínima atinge cerca de 1 mm/dia e triplica no período de verão.

Isso mostra a importância de utilizar dados bem consistidos de chuva, vazão e evapotranspiração no modelo, bem como a importância de se definir o objetivo do estudo antes de se utilizar modelo hidrológico.

Tabela 5- Resíduo médio encontrado entre as vazões de pico estimadas e observadas em alguns eventos de cheias.

Parâmetro	Valor calibrado	Unidade
M	0,0010	M
Ln(To)	- 0,1	m ² /h
SRmax	0,00055	M
SRinit	0,052	M
ChVel	900	m/h

FONTE: produção do próprio autor

De acordo com os resultados apresentados acima, o modelo mostrou comportamento distinto nas estimativas das vazões básicas e das vazões máximas, o que sugere seu uso para estas últimas. Caso o objetivo sejam as vazões básicas, uma possibilidade de melhorar sua estimativa seria calibrá-lo com novas precipitações, sendo estas ponderadas por algum critério que as façam menores do que os valores utilizados neste trabalho.

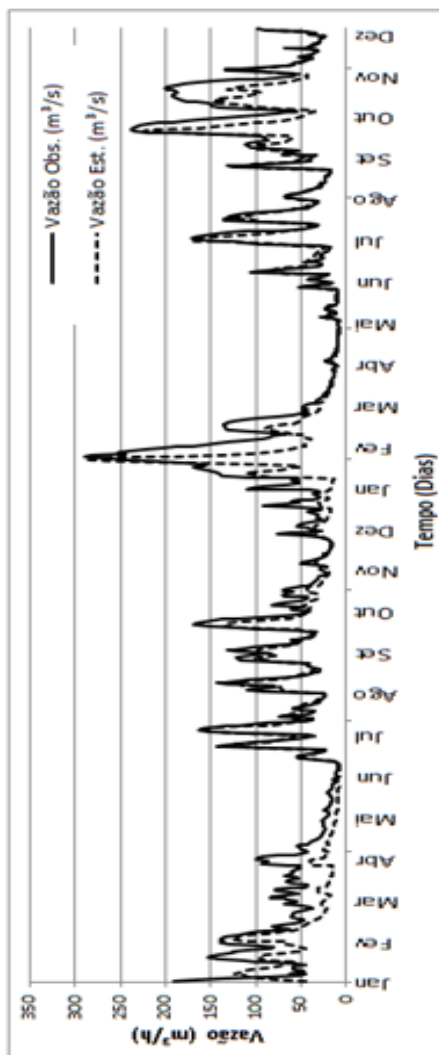
Outra possibilidade para melhorar a estimativa seria diminuir os valores de evapotranspiração potencial, uma vez que esta representa uma saída importante de água da bacia. O fato de haver subestimativa nas vazões básicas pode também estar relacionado com os valores de evapotranspiração potencial que foram utilizados como entrada no modelo. Neste caso, os valores utilizados estariam acima do que efetivamente pode ter ocorrido, ou seja, se diminuir os valores de evapotranspiração, o volume de perda seria menor, o que poderia aumentar a vazão no canal.

5.3 VALIDAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1996 A 1997

A validação do modelo foi realizada no período. Para o período de 01 de Janeiro de 1998 a 31 de dezembro de 1999, obteve-se um valor de eficiência de Nash-Sutcliffe de 84,4 %, portanto, maior que o do período de calibração. Isso pode estar associado ao regime de vazões do primeiro biênio (utilizado para a calibração) mostrar-se de comportamento sazonal, enquanto o regime de vazões do segundo biênio (utilizado para validação) apresentar-se dicotômico, ou seja, vazões superiores nos primeiros 270 dias em relação ao restante do mesmo período. Outro fator que aumenta a eficiência do modelo no

período de validação é a ausência de um período inicial para o ajuste do modelo, fato presente no período de calibração.

Figura 30 - Vazões observadas e estimadas para o período de calibração do modelo com 20% de redução na chuva.



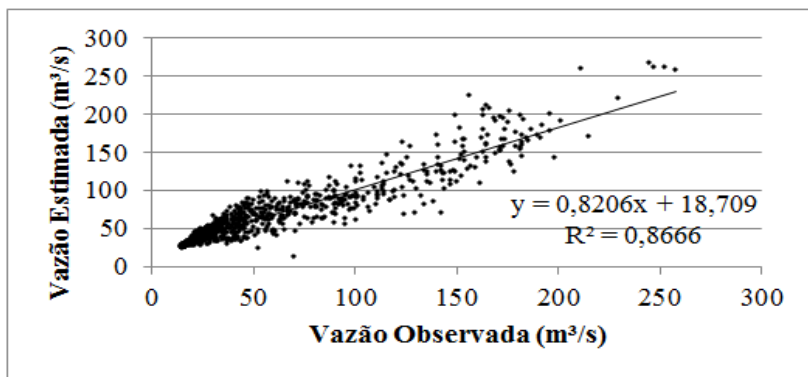
FONTE: produção do próprio autor

Da mesma forma que o período de calibração, no período de validação, o modelo apresentou uma tendência de superestimar as vazões nos períodos de recessão do hidrograma. Com relação às estimativas das vazões de pico, o modelo se comportou bem, embora tenha superestimado alguns picos, o que pode ter ocorrido devido à variabilidade espacial das chuvas no interior da bacia, fator não considerado no modelo, visto que se utilizou a média aritmética de dois pluviômetros para caracterizar esse processo.

Comparando-se os períodos de calibração e validação (Figuras 31 e 35), as vazões médias respectivas foram de $64,4 \pm 1,6 \text{ m}^3/\text{s}$ e $72,07 \pm 1,8 \text{ m}^3/\text{s}$ com desvios padrões de $\pm 44,0 \text{ m}^3/\text{s}$ e $\pm 43,7 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente. O teste t em amostras pareadas indicou não haver diferenças significativas entre estas médias, ao nível de significância de 5% ($GL=729$; $t_{\text{calc}} = 0,17$; $p\text{-valor} = 0,86$). Com isso, observa-se que, embora a distribuição temporal das vazões aparentemente se mostrarem distintas entre os períodos de calibração e validação, seu comportamento quantitativo não apresentou diferenças significativas ao nível de 5%.

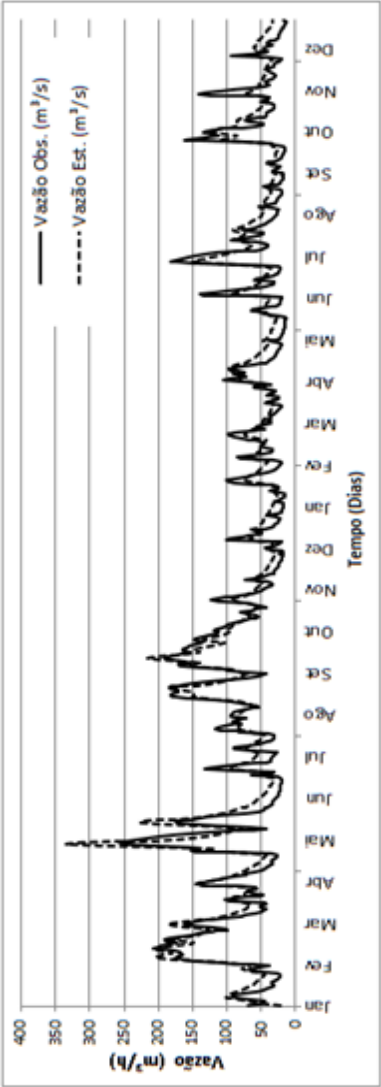
Na figura 27 observa-se uma concentração de permanência de vazões de até $50 \text{ m}^3/\text{s}$, ligeiramente distinto do período de calibração. Contudo, algumas discrepâncias significativas ocorrem no período de calibração em torno desta vazão (Figura 31). Ao se analisar o período de validação, estas discrepâncias deixam de ocorrer. Esta observação é corroborada pelos parâmetros das duas retas representadas nas figuras 32 e 36 e os respectivos R^2 .

Figura 31 - Coeficiente de determinação entre as vazões estimadas e observadas para o período de validação



FONTE: produção do próprio autor

Figura 32 - Vazões observadas e estimadas para o período de validação do modelo



FONTE: produção do próprio autor

O valor de eficiência encontrado e a análise gráfica das vazões estimadas e observadas mostram que a calibração do modelo seria eficiente para a bacia de estudo se o objetivo for a simulação de vazões de picos. Esta conclusão poderia indicar o modelo para estudos de cheias e talvez em áreas urbanas, onde há controle topográfico predominante do escoamento superficial. Contudo, existe a possibilidade de melhoria na calibração, através de experimentos que manipulem os dados de chuva média e de ETP média.

Ao se observar as vazões básicas, confirma-se novamente tendência de superestimativa das mesmas, o que tornaria o modelo inadequado para estudos que objetivam as vazões mínimas. Esse baixo ajuste pode estar associado a problemas na calibração do modelo, erros nos dados hidrológicos ou até mesmo a dificuldade do modelo hidrológico em representar vazões básicas em uma bacia hidrográfica de alta extensão e com resolução espacial de 300m. Como citado anteriormente, os estudos realizados com o TOPMODEL no Brasil concentraram-se em áreas significativamente menores, geralmente em pequenas bacias hidrográficas.

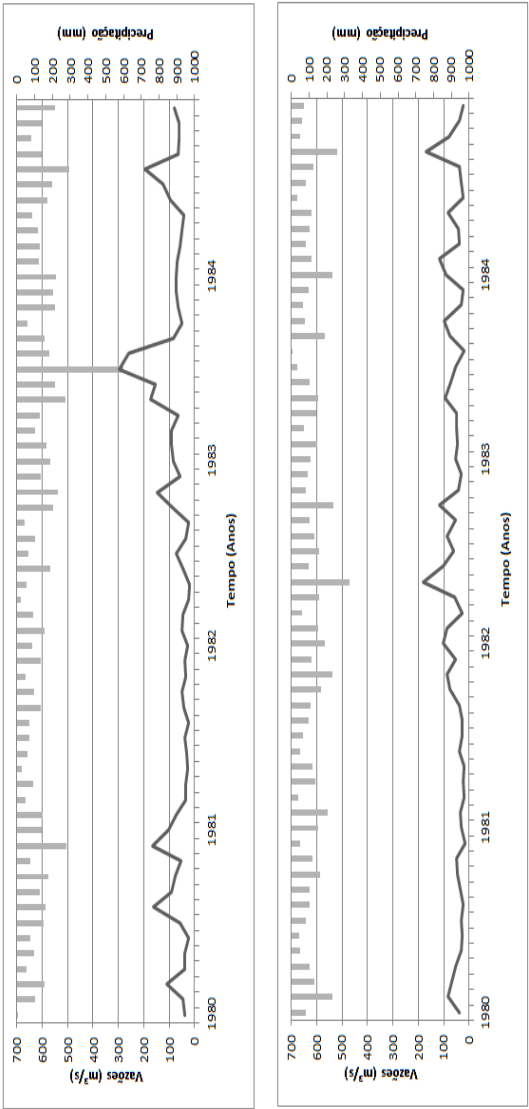
5.4 CALIBRAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1980 A 1984

Entre o período de 1982/83, ocorreu o fenômeno “El Niño” que ocasionou uma forte seca no norte e nordeste do país e grandes enchentes na região sul do Brasil. O estado de Santa Catarina foi o mais afetado por este fenômeno, principalmente entre os meses de julho a agosto de 1983. Através dos dados de chuva obtidos, observa-se a grande quantidade de chuva que ocorreu na região nesses meses, chegando a 600 mm de chuva no mês de Julho.

Após este período chuvoso, passou-se a ter no estado um período de menor pluviosidade. Entre os anos de 1985 a 1989 os totais mensais precipitados caem bastante em relação ao período anterior, que o caracterizou como um período de estiagem.

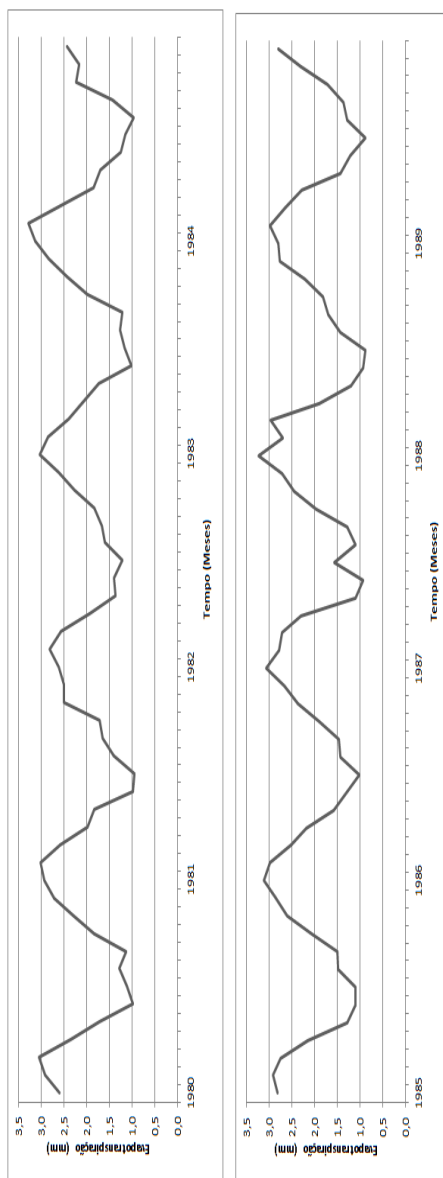
Na Figura 33 é possível observar o padrão de chuva e as vazões para os períodos de calibração e validação respectivamente. Verifica-se nos gráficos os altos valores de precipitação encontrados nos anos de atuação do fenômeno El Niño, entre 1983 a 1984. A partir daí, tem-se uma queda acentuada dos valores de chuva. Os valores de evapotranspiração encontrados para o período estudado são apresentados na figura 34. Observa-se um comportamento claramente sazonal, função direta da temperatura na região.

Figura 33-Série histórica de dados mensais de vazão para o período de calibração (1980-1984) e validação (1985-1989) junto com o hietograma.



FONTE: Produção do próprio autor

Figura 34 - Evapotranspiração mensal calculada pelo método de Thornthwaite para a estação de Lages



FONTE: produção do próprio autor

Comparando-se a tabela 6 acima com os parâmetros obtidos com os dados diários do biênio 1996-1997 (Tabela 2), percebe-se uma discrepância entre os mesmos. Considerando que o TOPMODEL originalmente foi concebido para dados diários, é de se supor que os valores encontrados com os dados mensais não tenham, necessariamente, significado físico. As unidades dos parâmetros produzidos pela calibração são em metros e horas, quando os dados fornecidos são médias diárias. Quando os dados diários são agrupados de forma mensal, as unidades comumente produzidas não seriam aquelas. Portanto, apesar de ser possível calibrar o modelo, há que se considerar na análise se, efetivamente, os parâmetros possuem significado físico.

Tabela 6 - Melhor conjunto de parâmetros calibrados para o modelo TOPMODEL no período de 1980 a 1984, com dados mensais de observações.

Parâmetro	Valor calibrado	Unidade
M	0,001	M
Ln(To)	12	m ² /h
SRmax	1	M
SRinit	0,0001	M
ChVel	90	m/h

FONTE: produção do próprio autor

5.5 VALIDAÇÃO DO MODELO NO PERÍODO DE 1985 A 1989

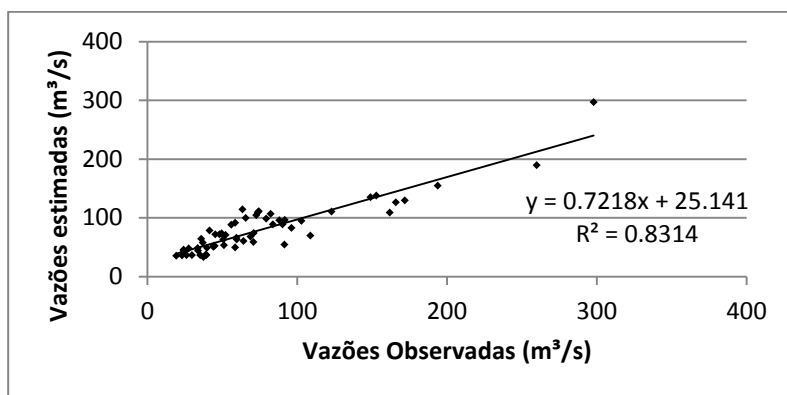
Para o período de calibração, obteve-se um coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe de 81,1 %, e o Coeficiente de determinação entre as vazões observadas com as vazões estimadas foi de 83,1 %. Estes indicadores apontam para uma Boa qualidade da calibração do modelo no período com dados mensais (Figura 36). Destacam-se na figura 36 dois eventos extremos cujas vazões ultrapassam 250m³/s.

Observando o hidrograma das vazões estimadas e observadas (Figura 36) verifica-se que, apesar de apresentar um bom valor de índice de Nash, a simulação deixa de representar alguns eventos hidrológicos de forma satisfatória. Observa-se que no início da série o modelo subestima a vazão, não conseguindo representar os picos iniciais, em

contrapartida, a partir de 1981 o modelo superestima as mesmas, cuja característica é serem menores que do período anterior.

Este comportamento de subestimar e superestimar de forma relativamente igualitária, contribui para que o índice de Nash-Sutcliffe seja elevado, uma vez que o mesmo resulta da razão entre a soma do quadrado dos resíduos pela soma do quadrado dos desvios em relação à media. Deve-se destacar também a eficiente representação do modelo da grande cheia de 1983, em que o modelo conseguiu representar muito bem a ascensão, o pico e a recessão do hidrograma neste evento.

Figura 35 - Coeficiente de determinação entre as vazões observadas e estimadas para o período de calibração de 1980 a 1984.



FONTE: produção do próprio autor

Da mesma forma que na calibração utilizando valores diários, o modelo obteve um bom coeficiente de Nash-Sutcliffe, demorou um período de tempo para conseguir representar as vazões de pico, mas após este período inicial, aderiu razoavelmente bem às vazões de cheias e tendeu, em toda a série, a subestimar as vazões básicas.

Com relação ao período de validação, o modelo atingiu um valor de 50,1 % de eficiência de Nash-Sutcliffe, o que pode ser considerado um resultado satisfatório quando se considera a severa diferença de comportamento entre os períodos hidrológicos da calibração e da validação. O coeficiente de determinação encontrado neste período foi de 63,2 %. Observando a série, verifica-se claramente que o modelo não conseguiu representar bem as vazões no período de

validação. Sempre superestimando as vazões básicas e subestimando os picos.

A utilização de séries mensais na simulação hidrológica aparece como uma boa alternativa quando se objetiva trabalhar com gestão e planejamento dos recursos hídricos. Além de necessitar de uma menor quantidade de variáveis de entrada para o cálculo na evapotranspiração, essas séries permitem uma verificação mais geral dos processos hidrológicos dentro de uma bacia, bem como, buscar certa sazonalidade nos regimes de vazão.

5.6 INFLUÊNCIA DA RESOLUÇÃO ESPACIAL DO MDT NA DISTRIBUIÇÃO DO IT

Este ensaio teve por objetivo analisar como a resolução espacial do MDT pode influenciar na distribuição espacial do índice topográfico. Esta análise se mostra relevante, uma vez que a principal hipótese do modelo é de que a transmissividade vertical do solo saturado é proporcional ao IT. Portanto, é de se supor que se a resolução espacial do MDT provoca alterações significativas na distribuição do IT, haveria também alterações associadas à respectiva transmissividade hidráulica no solo.

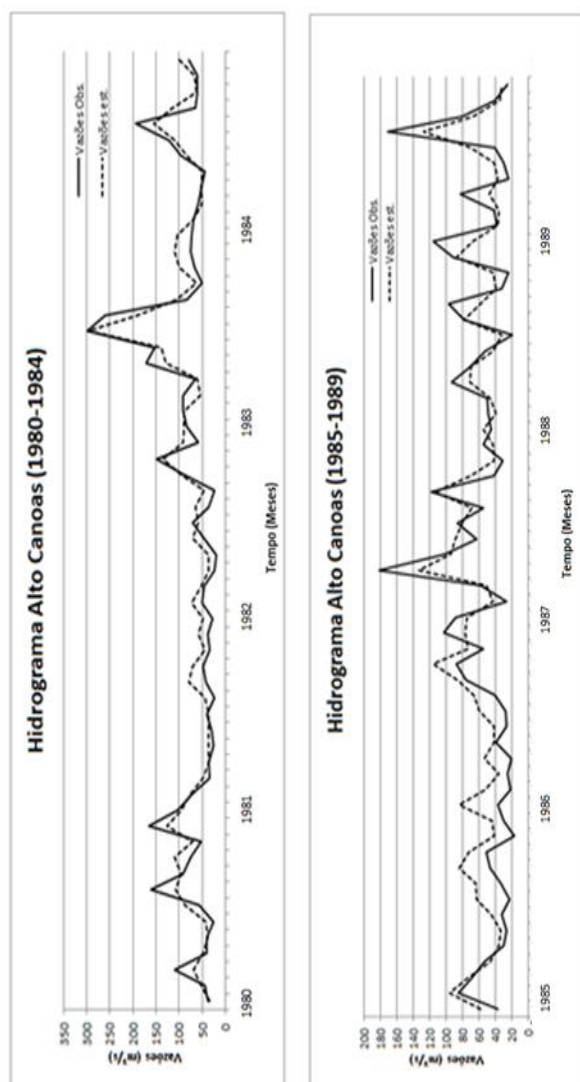
As resoluções adotadas no ensaio e os parâmetros descritivos dos respectivos conjuntos de Its podem ser observados na Tabela 7.

Tabela 7 - Classes de IT e Área total relativa a cada resolução

Resolução (m)	Parâmetro de IT				Área Total da bacia (km ²)
	Mínimo	Máximo	Média	Amplitude	
300	6,91	23,04	14,975	16,13	1.970,00
450	7,59	22,46	15,025	14,87	1.979,00
600	8,09	21,56	14,825	13,47	1.967,04
750	8,56	21,22	14,890	12,66	1.991,25
900	8,91	20,98	14,945	12,07	2.076,03

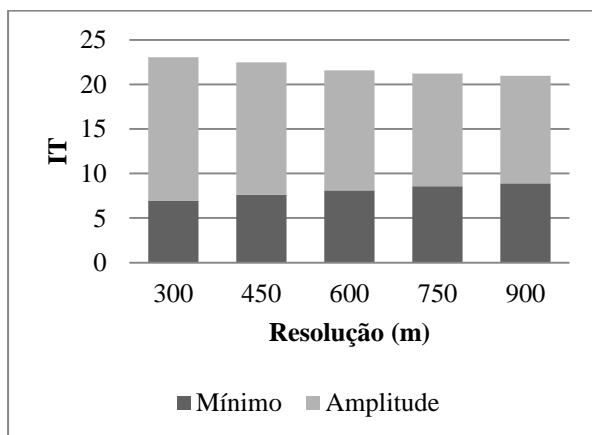
FONTE: produção do próprio autor

Figura 36 - Vazões observadas e estimadas para o período de calibração e validação do modelo



FONTE: produção do próprio autor

Figura 37 - Amplitude dos valores de índice topográfico em cada resolução



FONTE: produção do próprio autor

Observa-se que o perímetro e a área da bacia obtidos a partir de cada MDT são diferentes de acordo com a resolução espacial adotada. Na tabela 07 verifica-se que cada resolução apresentou um valor de área específico.

Como a entrada do TOPMODEL se dá com valores unitários de vazão (m/h), ou seja, a vazão em volume (m^3/h) é dividido pela área da bacia (m^2), é necessário atualizar o perímetro e área da bacia para cada MDT, bem como a obtenção do mapa de distribuição espacial do IT. Ainda na mesma tabela, nota-se que à medida que o tamanho da grade aumenta (portanto, diminui a resolução espacial), os valores mínimos aumentam e os valores máximos diminuem. O maior (23,04) e o menor (6,91) valor de IT foi encontrado na resolução de 300 x 300m, enquanto para tamanhos de grade 900 x 900m encontrou-se valores mínimos de 8,91 e máximos de 20,98. Nota-se também que à medida que o tamanho das células aumenta ocorre uma redução na amplitude dos dados, variando de 16,13 para a resolução de 300m até 12,07 para 900 m de resolução.

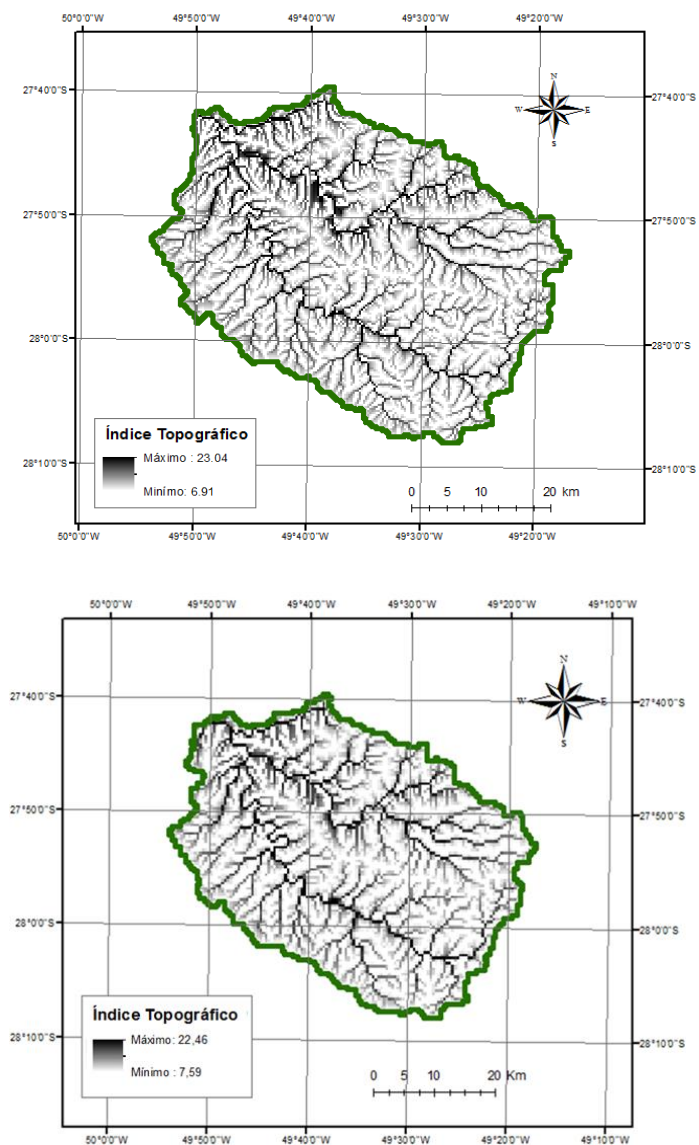
Esses resultados diferem de Varela e Campana (2000) que, utilizando tamanhos de grade de 30, 90, 150 e 210 m observaram que o aumento do tamanho das células provoca aumento dos valores máximos, mínimos e médias. O mesmo foi observado no trabalho de Ferreira (2004) que, para resoluções de 30, 50, 70 e 100m verificaram que, na medida em que o tamanho da célula aumenta ocorre um deslocamento

dos valores de IT na direção dos valores mais altos. Essa diferença pode estar relacionada aos grandes tamanhos de células utilizadas no presente estudo.

A distribuição do IT é um importante fator para a modelagem hidrológica pelo TOPMODEL, já que ela representa as áreas potencias de geração de escoamento superficial e subsuperficial. Conforme abordado no capítulo I, um valor elevado de IT numa célula indica que esta possui grande área de contribuição e baixa declividade, típicas das bases de encostas e das proximidades do canal. Estas áreas geralmente correspondem às áreas de descarga do aquífero. Por outro lado, baixos valores do IT são encontrados nos topos de morros onde a área de contribuição de encostas a montante é relativamente pequena e a declividade é alta.

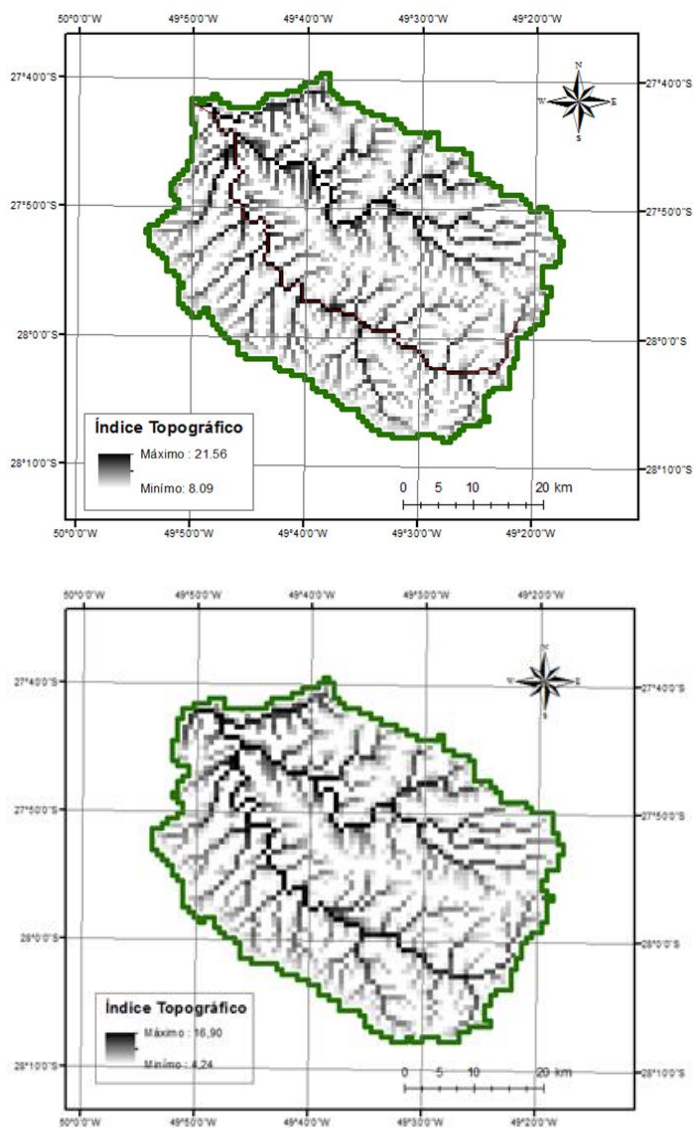
Das figuras 38 a 40 são apresentados os mapas da distribuição espacial do IT nas diferentes resoluções. Nas figuras 41 e 42 são apresentadas as distribuições de frequências para as 29 classes utilizadas na bacia de estudo.

Figura 38 - Distribuição espacial do Índice Topográfico: resolução 300 m (acima); resolução 450 m



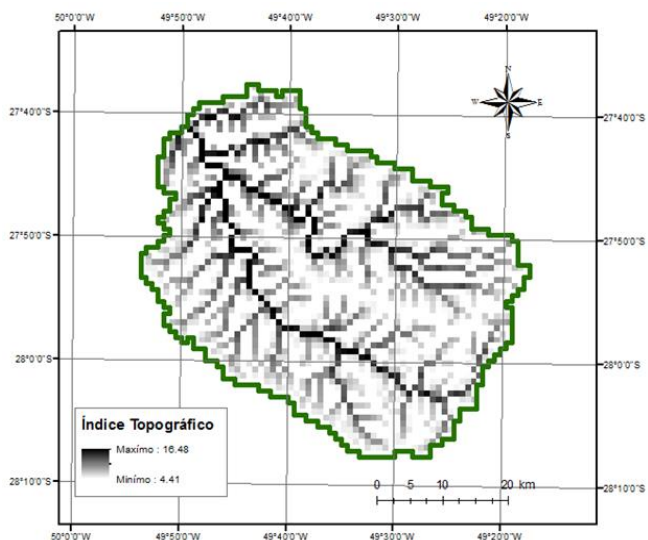
Fonte: produção do próprio autor

Figura 39 - Distribuição espacial do Índice Topográfico: Resolução 600 m (acima); resolução 750 m (abaixo).



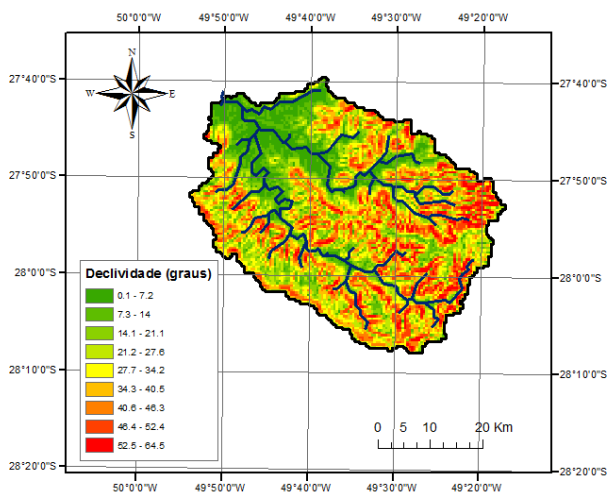
Fonte: produção do próprio autor

Figura 40 - Distribuição espacial do Índice Topográfico: Resolução 900 m



Fonte: produção do próprio autor

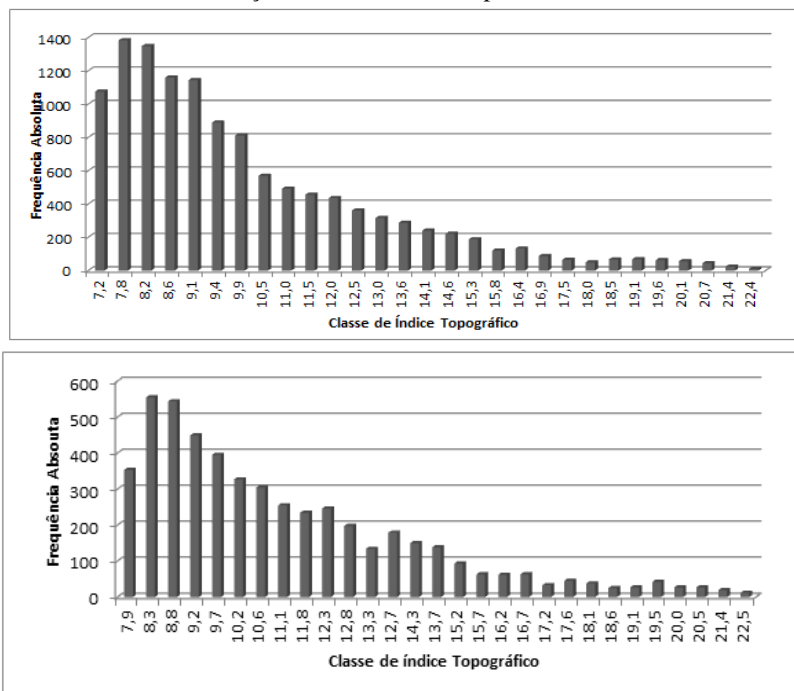
Figura 41 - Mapa de declividades da bacia hidrográfica do Alto Canoas



Fonte: produção do próprio autor

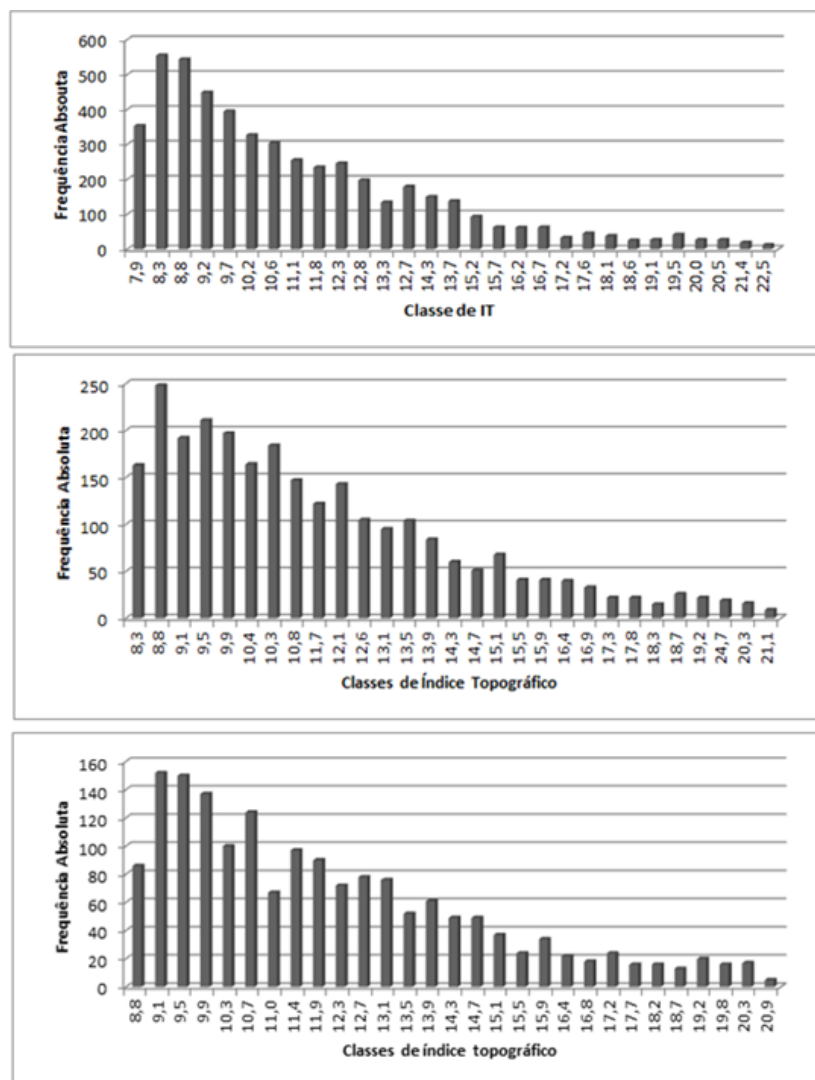
Áreas com maiores valores de IT tendem a alcançar mais facilmente a saturação, e a partir daí gerar escoamento superficial. Analisando os mapas de IT, observa-se que a na maior parte da bacia de estudo, principalmente na região leste e sudeste, tem-se locais de elevada altitude e alta declividade, gerando uma maior predominância de valores mais baixos de IT. Essa concentração na bacia de valores mais baixos de IT é constatada também nos gráficos de distribuição de frequência acumulada, em que as maiores frequências são encontradas nessas faixas.

Figura 42 - Distribuição de frequência absoluta do índice topográfico para resolução de 300 e 450 m respectivamente.



FONTE: produção do próprio autor.

Figura 43 - Distribuição de frequência absoluta do índice topográfico para resolução de 600, 750 e 900 m respectivamente.



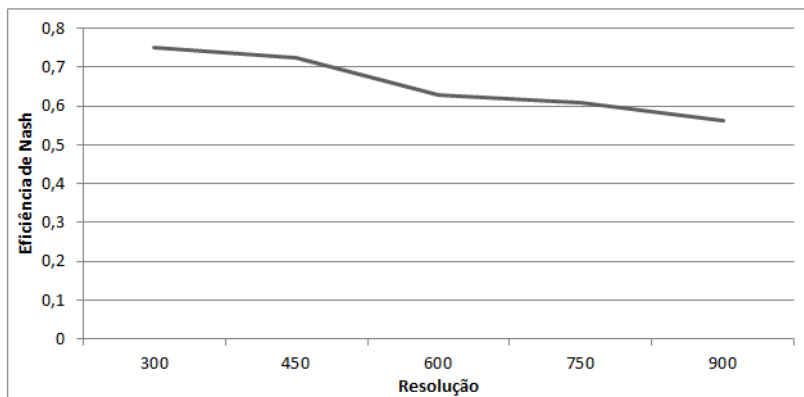
FONTE: produção do próprio autor.

5.7 INFLUÊNCIA DESTA RESOLUÇÃO NA PARAMETRIZAÇÃO E NA EFICIÊNCIA DO MODELO

Além de observar a influência da resolução espacial do MDT na distribuição do IT, este trabalho também buscou analisar e influencia desta resolução na parametrização e na eficiência do modelo. Para isso, aplicou-se os mesmo parâmetros obtidos no item 5.1 para a resolução de 300m nas demais resoluções e obteve-se o índice de Nash-Sutcliffe para cada resolução. O resultado pode ser observado na Figura 44..

O maior valor de eficiência encontrado foi na resolução de 300m. Na medida em que a resolução diminui, observa-se que o valor de eficiência decresce, variando de 0,75 para a resolução de 300m até cerca de 0,56 para 900m de tamanho da grade.

Figura 44 - Valores de eficiência em cada resolução utilizando os mesmos parâmetros da calibração na resolução de 300 m.



FONTE: produção do próprio autor

A degradação do índice de eficiência com a diminuição da resolução espacial, mantendo-se os parâmetros inicialmente calibrados, sugere que o modelo necessita ser recalibrado a cada resolução de grade. Existiria, portanto, um novo conjunto de parâmetros que representaria melhor os processos hidrológicos na bacia. Assim sendo, procedeu-se a realização de alguns testes procurando-se recalibrar o modelo.

Aplicando-se os parâmetros encontrados para a resolução de 300m (eficiência de 75%) na simulação das vazões com MDT de

resolução de 600m resultou uma queda do índice de eficiência ao patamar de 0,63. A partir disso, procedeu-se à redução do valor do parâmetro *ChVel* (pela sensibilidade demonstrada pelo modelo) de 665 m/h para 380 m/h, o que produziu um retorno do índice ao patamar de eficiência de 743,8 % (tabela 08). O mesmo ocorreu na resolução de 750 m que apresentou uma eficiência de 0,62 utilizando os parâmetros iniciais e 72,4 % quando o *ChVel* foi alterado para 290 m/h.

Tabela 8 - Valores dos parâmetros para a recalibração do modelo nas diferentes resoluções

Parâmetros	Resolução de 600m		Resolução de 750	
	Valores Originais	Valores alterados	Valores Originais	Valores alterados
M	0,0022	0,0022	0,0022	0,0022
Ln (T ₀)	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
SRmax	0,00055	0,00055	0,00055	0,00055
SRmin	0,052	0,052	0,052	0,052
ChVel	665	370	665	290
Eficiência	0,63	0,74	0,62	0,724

FONTE: produção do próprio autor

Esses resultados concordam com Ferreira (2004) que observou que em função da resolução a ser adotada deverá ocorrer uma re-otimização dos parâmetros utilizados na simulação.

No caso específico da bacia hidrográfica do Alto Canoas, à diminuição da resolução espacial deve seguir também uma diminuição da velocidade de propagação no canal (*ChVel*). Isso significaria que o aumento da célula do MDT deve ser compensado com o aumento do tempo para o fluxo atingir o exutório da bacia e refletir na vazão. Uma possível explicação para este comportamento paramétrico estaria na dificuldade de representar a realidade hidrológica da bacia (através de mapas de IT) na medida do aumento do tamanho de grade.

Segundo BEVEN (1997) a modelagem do relevo utilizando uma malha pode não representar os caminhos de fluxo numa bacia, pois a escolha da resolução condiciona à qualidade da representação da realidade. Quando a escolha do tamanho das células for superior ao comprimento da rampa das encostas isto resultaria em uma distribuição do IT que não reflete o caminhamento dos escoamentos, consequentemente não terá interpretação física correta. Desta forma,

como as encostas não são bem definidas nas maiores resoluções, para conseguir representar corretamente os escoamentos na bacia, o modelo exige, nestas resoluções, valores mais baixo de *ChVel*, para evitar uma superestimativa da vazão.

Beven (1997) afirma que se devem utilizar menores valores de tamanho de grade na determinação do IT. Por outro lado, para Ferreira (2004), a redução do tamanho de célula produz um aumento expressivo na quantidade de dados de entrada dificultando o processamento do modelo de simulação. Isso fica evidente no presente estudo, já que ao utilizar-se a Versão 97.01, o modelo não conseguiu processar as informações de entrada quando se trabalhou com tamanhos de grade menores que 300m. Isso ocorre devido a grande área da bacia e consequentemente ao grande número de células obtido na obtenção da matriz dos valores de IT.

6 CONCLUSÃO

O modelo hidrológico TOPMODEL se mostrou eficiente para a bacia hidrográfica do Alto Canoas, quando objetiva-se trabalhar com vazões máximas a partir de dados diários. Mesmo apresentando um índice de Nash-Sutcliffe de 75 % para a calibração e 84,4 % para a validação, a comparação entre os hidrogramas de vazões observadas e estimadas mostra que o modelo conseguiu representar bem as vazões de pico, mas superestima as vazões básicas durante toda a série.

A utilização de um fator de correção sobre a chuva (redução em 20%) se mostrou eficiente para a representação das vazões básicas, no entanto desajustou o modelo na simulação das vazões máximas. Desta forma, caso o objetivo do estudo sejam as vazões básicas, uma possibilidade de melhorar sua estimativa seria calibrá-lo com novas precipitações, sendo estas ponderadas por algum critério que as façam menores do que os valores utilizados neste trabalho.

O bom desempenho do modelo em uma bacia de aproximadamente 2.000 km² pode ser explicado pelas características topográficas da bacia de estudo, a qual apresenta grande incidência de relevo acidentado e encostas de alta declividade. Sendo assim, o principal fator que regula o escoamento na região são as características topográficas da bacia. Como no TOPMODEL a topografia é considerada como participante do processo de formação do escoamento superficial e o índice topográfico é um dos principais parâmetros do modelo, foi possível obter uma boa estimativa de vazões mesmo em uma bacia de grande extensão.

Os parâmetros do modelo que apresentaram maior sensibilidade na bacia de estudo foram o parâmetro de decaimento exponencial da transmissividade (m) e a velocidade de propagação superficial ($ChVel$). Como o relevo da bacia do Alto Canoas é bastante acidentado, com locais de alta declividade, o solo na região é pouco profundo. Isso explica o baixo valor de m (0,0020 m) encontrado na simulação. Embora a bacia apresente predominância de áreas de alta declividade, a declividade do canal principal é baixa, isso explica o baixo valor de $ChVel$ (665m/h) encontrado no modelo.

O uso da média entre as precipitações das duas estações foi um modo simplificado de generalizar para toda a bacia, estando às mesmas fisicamente próximas entre si e estrategicamente localizadas em seu interior. Embora a distribuição temporal das vazões aparentemente se mostrarem distintas entre os períodos de calibração e validação, seu

comportamento quantitativo não apresentou diferenças significativas ao nível de 5%.

Os mapas de índice topográfico estão coerentes com as características da bacia, visto que os valores mais baixos de índice topográfico aparecem nas áreas de elevada declividade e pequena área de contribuição e os valores mais elevados nas regiões de baixa declividade e grande área de contribuição.

Na simulação de enfoque mensal, o modelo conseguiu representação satisfatória das séries de vazões no período de calibração e validação, mesmo com períodos hidrológicos significativamente distintos. A simulação com enfoque mensal aparece como alternativa à simulação diária, uma vez que necessita de uma menor quantidade de variáveis meteorológicas na obtenção da evapotranspiração, pois permite a utilização do método de Thornthwaite na estimativa da ETP e fornece informações sobre a sazonalidade do regime hídrico. Embora necessite de maiores estudos, esta abordagem possui potencial de aplicação no planejamento e na gestão dos recursos hídricos da bacia.

Na avaliação das diferentes resoluções espaciais do MDT na obtenção o índice topográfico conclui-se que, para cada resolução adotada, existe um novo conjunto de parâmetros de calibração. Na bacia de estudo o parâmetro que mais sofreu alterações neste caso foi o *ChVel*, sendo que a medida que se aumenta o tamanho da grade do MDT, o valor de *ChVel* diminui. Isso pode estar relacionado à redução do valor médio da declividade nas bacias com o aumento do tamanho da grade.

O modelo TOPMODEL aparece como alternativa para a simulação de vazões na bacia hidrográfica do Alto Canoas, desde que os dados de entrada e os valores dos parâmetros sejam adequados ao objetivo de estudo. Os parâmetros de calibração do modelo são diferentes de acordo com as séries de chuva e evapotranspiração de entrada no modelo, com a resolução do MDT utilizado na obtenção do índice topográfico e com o intervalo temporal das séries (mensal ou diária).

Sendo assim, o modelo TOPMODEL, corretamente calibrado, torna-se uma ferramenta importante para gerar informações sobre a disponibilidade hídrica na bacia hidrográfica de estudo, auxiliando no planejamento e na tomada de decisão a cerca do gerenciamento dos recursos hídricos na bacia.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO FILHO, P. F.; CABRAL, J. J. S. P.; ANTONINO, A. C. D.; SAULNIER, G. (2005). Modelagem Hidrológica da bacia do Rio Riacho Gameleira (Pernambuco) utilizando TOPSIMPL, uma Versão Simplificada do Modelo TOPMODELBRH, vol. 10, n. 2, pp. 61-72, abr-jun2005

CÂMARA, G.; CASANOVA, M.; HEMERLY, A.; MAGALHÃES, G.; MEDEIROS, C.. Anatomia de sistemas de informação geográfica. São José dos Campos: INPE. 1994. 206p.

CASTILHO, C. P. G. Simulação hidrológica de uma bacia rural utilizando o modelo TOPMODEL acoplado a um modelo de interceptação de chuva pela cobertura vegetal. 2005. 280 f. Tese (Doutorado em Engenharia) -Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, São Paulo, 2005.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, EMBRAPA, 1999. 412 p

EPAGRI (2012). Mapas digitais de Santa Catarina. Endereço: http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca/pre_download_elevacao.jsp. Acesso em 10/10/12.

FERREIRA, L. (2004) Simulação Hidrológica utilizando o Modelo TOPMODEL em Bacias Rurais, Estudo de Caso na bacia do Ribeirão dos Marins – Seção Monjolinho (SP). 205 p.Tese de Doutorado em Engenharia Agrícola da Faculdade de Engenharia Agrícola da Universidade Estadual de Campinas.

FRANCHINI, M.; Wendling, J.; Obled, C.; Todini, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. Journal of Hydrology, v. 175, p.293-338, 1996.

HORNBERGER, G.M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L. **Elements of Physical Hydrology**.Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 1998. 302 p.

LUCAS, E. W. M., F. ASSIS, S. SOUSA, F. D. S. SILVA E P. S. LUCIO (2009), “Modelagem hidrológica determinística e estocástica aplicada à região hidrográfica do Xingu – Pará”, Revista Brasileira de Meteorologia, núm. 3, pp. 308-322. Filho (2012)

MARINHO FILHO, G.M.; ANDRADE, R. S; ZUKOSKI JUNIOR, J. C;MAGALHÃES FILHO L. N. L.Modelos hidrológicos: Conceitos e aplicabilidades.**Revista de ciências ambientais**, v.6, n.2, p.35-47, 2012.

MINE, M.R.M.; CLARKE, R. T. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.1, n.2, p.89-105, 1996.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models.**Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 282-290, 1970.

PEREIRA JÚNIOR, José de Sena. Recursos Hídricos - Conceituação disponibilidade e usos. Brasília DF, 2004.
Disponível em: <http://bd.camara.gov.br/bd/bitstream/handle/bdcamara/1625/recursos_hidrico_jose_pereira.pdf?sequence=1>. Acesso em: 04 mar. 2013.

QUINN, P.; *etal*. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models.**Hydrological Processes**, v.5, p.59-79, 1991.

RAFAELI NETO, S.L.R. **Um modelo conceitual de sistema de apoio à decisão espacial para a gestão de desastres por inundações**, São Paulo, 2000. Tese (Doutorado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.

RANZINI, M. **Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP, com o modelo TOPMODEL** – simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso. 2002. 116p. (Tese de Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) – Escola de Engenharia de São Carlos - USP, São Carlos, 2002.

SANTOS, I. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental**: estudo da bacia hidrográfica do rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR. 2001. 93p.(Dissertação de Mestrado em Agronomia). Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2001.

SANTOS, L. L. (2009). “Modelos Hidráulico-Hidrológicos: Conceitos e Aplicações”. **Revista Brasileira de Geografia Física**. Recife. v.2. n.3. p. 1-19.

SCHULER, A. E.; *et al.* Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do rio Corumbataí, São Paulo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.5, n.2, p.5-25, 2000.

SETTI, A. A.; *et al.* **Introdução ao gerenciamento de recursos hídricos**. Brasília: Agência Nacional de Energia Elétrica; Agência Nacional de Águas, 2001. 328p.

SILVA, R.V. *Análise comparativa de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno - PR*. Florianópolis, 2005. 128 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.

SILVA, R.V. da; KOBAYAMA M. Estudo comparativo de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, pp. 93 -105, 2007.

SILVA, R. V. **Desenvolvimento de um modelo hidrológico distribuído por meio de células voronoi com consideração das profundidades do solo**. 2010. 226p. (Tese de Doutorado em Engenharia Ambiental) – Universidade federal de Santa Catarina – UDESC, Florianópolis, 2010.

SIEFERT, C. A. C.; DOS SANTOS, I. Áreas hidrologicamente sensíveis: teoria e aplicação para a bacia do rio Barigui, PR, Brasil. **Ambi-Água**, v. 5, n. 2, p.61-76, 2010.

SIEFERT, C. A. C.; DOS SANTOS, I. Áreas hidrologicamente sensíveis: teoria e aplicação para a bacia do rio Barigui, PR, Brasil. **Ambi-Água**, v. 5, n. 2, p.61-76, 2010.

SHANNON SIEFERT, M. P. S. Quickguide to generation of soil topographic index and monthllysaturation probability maps in arcgis 9.1. 2006. **Cornell University**.

SANTA CATARINA (Estado). Secretaria de Estado da Agricultura e Desenvolvimento Rural. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Sustentável. Programa de Recuperação Ambiental e de Apoio ao Pequeno Produtor Rural. Estudo dos Instrumentos de Gestão de Recursos Hídricos para o Estado de Santa Catarina e Apoio para sua Implantação – Panorama dos Recursos Hídricos em Santa Catarina. Santa Catarina, Maio de 2006. 315p.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 1998, 669p.

VARELLA, R. F.; CAMPANA, N. A. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.5, n.4, p.121-139, 2000.

XAVIER, M. C. R. Estudo da Distribuição Espacial de Vazões na Gestão dos Recursos Hídricos. 2007. 116 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental Área de Concentração: Gestão de Recursos Hídricos) Universidade do Estado do Rio de Janeiro UERJ, Rio de Janeiro, 2007.

XAVIER, L. N. R., Análise da incerteza causada pela representação da chuva no modelo TOPMODEL. Rio de Janeiro, 2002. 124 f. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ZAKIA, M. J. B. **Identificação e caracterização da zona ripária em uma micro bacia experimental**: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de florestas.1998. 100p. (Tese de Doutoramento em Ciências da Engenharia Ambiental). Escola de Engenharia de São Carlos – USP, São Carlos, 1998.

ZHANG, W.; MONTGOMERY, D. R. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. **Water Resources Research**, v.30, n.4, p. 1019- 1028, 1994.