



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/03.07.17.46-TDI

USO DE DADOS DE RADAR METEOROLÓGICO EM MODELO HIDROLÓGICO SCS-CN PARA ESTIMATIVA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Bárbara Hass Miguel

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelo Dr. Camilo Daleles Rennó,
aprovada em 28 de março de 2018.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QM2PHS>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QM2PHS)

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/03.07.17.46-TDI

USO DE DADOS DE RADAR METEOROLÓGICO EM MODELO HIDROLÓGICO SCS-CN PARA ESTIMATIVA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Bárbara Hass Miguel

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelo Dr. Camilo Daleles Rennó,
aprovada em 28 de março de 2018.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QM2PHS>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QM2PHS)

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Miguel, Bárbara Hass.

M588u Uso de dados de radar meteorológico em modelo hidrológico
SCS-CN para estimativa de escoamento superficial / Bárbara Hass
Miguel. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxvi + 104 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/03.07.17.46-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.
Orientador : Dr. Camilo Daleles Rennó.

1. Chuva. 2. Modelo Hidrológico SCS. 3. Radar meteorológico.
4. Escoamento superficial. I. Título.

CDU 556.06



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

Aluno (a): **Bárbara Hass Miguel**

Título: "USO DE DADOS DE RADAR METEOROLÓGICO EM MODELO HIDROLÓGICO SCS-CN PARA ESTIMATIVA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em

Sensoriamento Remoto

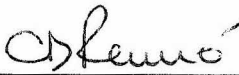
Dra. Evelyn Márcia Leão de Moraes Novo



Presidente / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Camilo Daleles Rennó



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

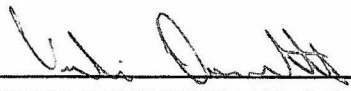
Dra. Laura de Simone Borma



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Vandoir Bourscheidt



Convidado(a) / UFSCAR/DECAm / São Carlos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

☒ unanimidade

São José dos Campos, 28 de março de 2018

“Limitações são fronteiras criadas apenas pela nossa mente”.

Provérbio chinês

Em memória do meu querido irmão gêmeo Bruno Hass Miguel.

AGRADECIMENTOS

Ao meu querido noivo Hélio Kiyohara por estar sempre ao meu lado me dando muita força ao longo desta jornada.

A meus pais, Leonice e Jorge, responsáveis pela minha educação e que, desde cedo, me incentivam na busca pelo aperfeiçoamento contínuo.

Ao meu querido irmão gêmeo Bruno que sempre foi meu motivo de orgulho e inspiração e que infelizmente faleceu durante a fase de término desse trabalho. A saudade que eu sinto de você é algo imensurável.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por fornecer toda a infraestrutura necessária para o desenvolvimento deste trabalho, e, ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto que por meio de seus pesquisadores e grade curricular contribuíram muito para o meu amadurecimento científico.

Ao Dr. Camilo, que, com sabedoria e paciência, orientou-me durante minha jornada no INPE. Seu conhecimento e sua força de vontade servem de exemplo para todos que com ele convivem.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado, que me auxiliou a residir em São José dos Campos durante o período do mestrado.

Ao Hermes, Demilson e Professora Clara do Centro de Meteorologia de Bauru – IPMet/Unesp pelo fornecimento dos dados do radar meteorológico. Apesar da dificuldade em conseguir esses dados, vocês fizeram de tudo para me ajudar, possibilitando assim a realização desse trabalho.

À minha querida amiga/irmã Camile Sothe que o INPE me deu, agradeço por sempre estar ao meu lado em todos os momentos, tristes ou felizes durante a minha estadia em São José dos Campos.

Aos meus colegas Inpeanos e companheiros de Ltid Jéssica, Erone, Bruno, Alindomar, Éder, Natália, Paula, Mickaela, Maurano e Priscila agradeço vocês pela amizade e companheirismo. Sem vocês o caminho teria sido muito mais difícil.

RESUMO

As enchentes e inundações são comuns em muitas cidades brasileiras, decorrentes do inadequado processo de urbanização e das atividades humanas. A impermeabilização do solo diminui ou impossibilita a infiltração da água da chuva, causando um grande aumento do escoamento superficial. Em vista deste cenário, o presente trabalho tem como objetivo implementar o modelo hidrológico *Soil Conservation Service SCS-CN*, a fim de estimar o escoamento superficial na bacia hidrográfica do Rio Jacaré Guaçu, através da utilização de estimativas de chuva de radar meteorológico. Essa bacia hidrográfica apresenta uma área de 1820 km² e está localizada na região central do estado de São Paulo, abrangendo importantes municípios do estado como Araraquara e São Carlos. Para esse modelo, foram utilizados dados do radar meteorológico do Centro de Meteorologia de Bauru – IPMet/Unesp referentes ao ano de 2013. Na validação das estimativas de chuva do radar, foram utilizados dados de 18 estações pluviométricas. A quantificação da precipitação pluviométrica representativa de toda a bacia foi estimada através dos polígonos de Thiessen. Para a validação dos dados de radar, foram testadas 3 relações *Z-R* : Calheiros, Jones e Marshall Palmer. Os melhores resultados da validação foram obtidos pela relação Marshall-Palmer que apresentou o maior r^2 , mas sempre subestimando o valor precipitado. Já para o ajuste entre a chuva observada pelas estações e a chuva estimada pelo radar, utilizou-se um método alternativo de interpolação das estações para saber qual foi a chuva mais representativa para a bacia em 2013. Após o ajuste, observou-se uma maior semelhança entre a média diária dos dois instrumentos. Em seguida, para a implementação do modelo SCS-CN, criou-se uma rotina com base nos sentidos de fluxo obtidos com a grade de *Local Drainage Direction* (LDD), que utiliza o algoritmo D8 para a definição de uma célula vizinha à qual é drenada a água de cada elemento do espaço celular. A escolha dos eventos analisados foi realizada através da aplicação de um filtro digital de separação de escoamentos nos dados de vazão coletados por uma estação fluviométrica localizada no exutório da bacia. A implementação de um modelo hidrológico distribuído utilizando estimativas de chuva de radar meteorológico apresentou resultados satisfatórios, mostrando-se uma importante ferramenta para o monitoramento e previsão hidrometeorológica.

Palavras-chave: Chuva. Modelo Hidrológico SCS. Radar Meteorológico. Escoamento Superficial.

USE OF WEATHER RADAR DATA IN SCS-CN HYDROLOGICAL MODEL FOR SURFACE RUNOFF ESTIMATION

ABSTRACT

Floods and inundations are common in many Brazilian cities, due to inadequate urbanization and human activities. The waterproofing of the soil decreases or prevents the infiltration of rainwater, causing a great increase in surface runoff. To estimate the surface runoff in the Jacaré Guaçu watershed, the present work aims to implement the Soil Conservation Service hydrological model, using meteorological radar rain estimates. This watershed covers an area of 1820 km² and is in the central region of the state São Paulo, encompassing important municipalities of the state such as Araraquara and São Carlos. For this model, data from the weather radar of Bauru - IPMet / Unesp Meteorological Center for the year 2013 were used. Data from 18 rain stations were used to validate the radar rain estimates. The quantification of rainfall representative from the whole basin was estimated through the Thiessen polygons. For the validation of the radar data, 3 *Z-R* ratios were tested: Calheiros, Jones and Marshall Palmer. The best validation results were obtained by the Marshall-Palmer relation, that presented the highest r^2 , but always underestimating the precipitate value. For the adjustment between the rainfall observed by the stations and the rainfall estimated by the radar, an interpolation alternative method of the stations was used to know which rain was the most representative for the basin in 2013. After the adjustment, a greater similarity between the daily average of the two instruments. Then, for the implementation of the SCS-CN model, a routine was created based on the flow directions obtained with the Local Drainage Direction (LDD) grid, which uses the D8 algorithm to define a neighboring cell to which it is drained of water from each element of the cell space. The choice of the analyzed events was carried out through the application of a digital filter of flow separation in the flow data collected by a fluviometric station located in the exudation of the basin. The implementation of a distributed hydrologic modelling using weather radar data presented satisfactory results, proving to be an important tool for hydrometeorological monitoring and forecasting.

Keywords: Rain. SCS Hydrological Model. Weather Radar. Surface runoff.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Ilustração dos sistemas convectivos e estratiforme de precipitação.	6
Figura 2.2 – Ilustração com o princípio de funcionamento do radar.....	10
Figura 2.3 – Esquematização dos fragmentos de elevação utilizados para gerar uma imagem CAPPI.	11
Figura 2.4 – Exemplo de um produto CAPPI do radar de Bauru.....	14
Figura 2.5 – Ilustração dos tipos de modelos hidrológicos de acordo com a escala espacial.	15
Figura 2.6 – Características importantes para a definição de hidrograma unitário sintético.	20
Figura 2.7 – Hidrograma triangular definido por T_p, T_b, T_c e Q_p	21
Figura 2.8 – Determinação dos sentidos de escoamento segundo o algoritmo D8.	24
Figura 3.1 – Fluxograma da metodologia adotada.	28
Figura 3.2 – Mapa de localização da área de estudo.	29
Figura 3.3 – Mapa de solos da bacia em análise.	31
Figura 3.4 – Climograma baseado nas normais climatológicas do INMET para a região de São Carlos-SP (1961-2016).	32
Figura 3.5 – Representação da localização do radar de Bauru e da bacia hidrográfica do rio Jacaré Guaçu.	35
Figura 3.6 – Mapa de localização das estações pluviométricas e fluviométrica utilizadas neste estudo.	36
Figura 3.7 – Cena do sensor OLI/Landsat 8 utilizada para classificação do uso e cobertura da terra.	38
Figura 3.8 – Representações gráficas do método de Dupla-massa.	41
Figura 3.9 – Mapa Altimétrico da bacia.	47
Figura 3.10 – Fluxograma do Modelo Hidrológico SCS-CN.	51

Figura 3.11 – Rede de drenagem referente ao valor da área acumulada usada como limiar.	53
Figura 4.1 – Matriz de correlação entre as estações pluviométricas.	57
Figura 4.2 – Gráficos resultantes da aplicação do método de dupla massa às séries correspondentes às estações utilizadas na elaboração dos polígonos de Thiessen.	59
Figura 4.3 – Representação da distribuição espacial das estações através do Método de Thiessen.	60
Figura 4.4 – Distribuição da precipitação de acordo com as Relações Z-R.	62
Figura 4.5 – Dias que apresentaram o maior volume de chuva média [mm] estimada pelo radar meteorológico.	63
Figura 4.6 – Distribuição da precipitação de acordo com as Relações Z-R sem os outliers.	64
Figura 4.7 – Gráficos de dispersão entre a chuva estimada pelo radar meteorológico através das relações Z-R e a chuva observada pelas estações pelo Método de Thiessen.	65
Figura 4.8 – Comparação dos pesos selecionados pelo método dos polígonos de Thiessen e pelo método de mínimos quadrados (2ª seleção). .	68
Figura 4.9 – Gráficos de dispersão das seleções realizadas pelo método de alternativo de interpolação	69
Figura 4.10 – Resultado da aplicação do fator de correção para o dia 12/01/2013.	69
Figura 4.11 – Comparação da precipitação média diária estimada pelo radar após a calibração, com a precipitação observada pelos pluviômetros. Período: ano de 2013.	70
Figura 4.12 – Mapa do uso e cobertura da terra da bacia.	72
Figura 4.13 – Aplicação do Filtro de Eckhardt.	74
Figura 4.14 – Escoamento superficial do Rio Jacaré Guaçu para o ano de 2013, gerado após a aplicação do filtro de Eckhardt e eventos selecionados para a modelagem.	74

Figura 4.15 – Mapa de CNs corrigidas pela declividade. Uma CN maior representa maior geração de escoamento.	76
Figura 4.16 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 1 (9 a 23 de janeiro de 2013).	77
Figura 4.17 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 2 (4 a 14 de fevereiro de 2013).	78
Figura 4.18 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 3 (27 a 31 de maio de 2013).	80
Figura 4.19 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 4 (4 a 14 de novembro de 2013).	82

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Alguns coeficientes $Z-R$ e suas validades para determinados tipos de precipitações.	12
Tabela 2.2 – Classificação dos grupos hidrológicos e suas características.	17
Tabela 2.3 – Tabela da SCS-CN de 1975 dos valores de coeficiente k em relação aos usos da terra e regime de escoamento.	23
Tabela 3.1 – Características dos dados utilizados neste trabalho.....	34
Tabela 3.2 – Características do sensor OLI/Landsat 8.	39
Tabela 3.3 – Características do sensor REIS.....	39
Tabela 3.4 – Chaves de interpretação utilizadas para a identificação das classes de uso da terra, na composição colorida R5G4B3 do sensor OLI.	49
Tabela 3.5 – Curva número (CN) para diferentes tipos de uso e cobertura da terra, condição hidrológica e grupo hidrológico do solo.	52
Tabela 3.6 – Valores pré-definidos de BFI_{max} de acordo com a natureza dos rios e da característica hidrogeológica.	55
Tabela 4.1 – Estatísticas de validação do radar meteorológico.	61
Tabela 4.2 – Estatísticas de validação do radar meteorológico sem outliers. ...	64
Tabela 4.3 – Comparação dos pesos das estações de acordo com o algoritmo de otimização $BFGS$ e o método dos polígonos de Thiessen.	67
Tabela 4.4 – Matriz de confusão da classificação.	73
Tabela A.1 – Descrição das estações pluviométricas.	97
Tabela A.2 – Descrição da estação fluviométrica.....	97

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMC	<i>Antecedent Moisture Condition</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
BFGS	<i>Broyden Fletcher Goldfarb Shanno</i>
CAPPI	<i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
CN	Curva Número
D8	<i>Deterministic eight-neighbors</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
IAC	Instituto Agronômico de Campinas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPMET	Centro de Meteorologia de Bauru
LDD	Direção de Fluxo Local
NIR	<i>Near Infrared</i>
OLI	<i>Operational Land Imager</i>
PPI	<i>Plan-Position Indicator</i>
RADAR	<i>Radio Detection And Ranging</i>
REIS	<i>RapidEye Earth Imaging System</i>
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
RHI	<i>Range-Height Indicator</i>
RHO4	<i>Random four-node</i>
RHO8	<i>Random eight-node</i>
SAG	Sistema Aquífero Guaraní
SAR	Radar de Abertura Sintética
SCS-CN	<i>Soil Conservation Service – Curve Number</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SWIR1	<i>Short Wave Infrared 1</i>
SWIR2	<i>Short Wave Infrared 2</i>
TIRS	<i>Thermal Infrared Sensor</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>
UNESP	Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”

USDA	<i>United States Department of Agriculture</i>
USGS	<i>United States Geological Service</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

η	Coeficiente de Manning
θ	Declividade média da bacia, %
λ	Parâmetro de absorção inicial da chuva, adimensional
Δa	Amplitude altimétrica da bacia, m
Δt	Duração do evento de chuva, horas
a	Constante estimada
A	Área de drenagem da bacia hidrográfica, m ² ou km ²
A_C	Área de um círculo de perímetro igual ao da área da bacia, km ²
A_i	Área do polígono de Thiessen, km ²
b	Constante estimada
B	Função da constante de recessão, adimensional
b_i	Escoamento de base no momento i, m ³ /s
BFI_{max}	Índice de fluxo de base máximo
C	Função da constante de recessão, adimensional
CN_1	Curva número para uma condição de solo seco, adimensional
CN_2	Curva número para uma condição de solo na capacidade de campo, adimensional
CN_3	Curva número para uma condição de solo saturado, adimensional
D_d	Densidade de drenagem, km/km ²
I_S	Índice de Sinuosidade, adimensional
k	Coeficiente de simplificação da fórmula da Velocidade
k_x	Período utilizado de parâmetro para o cálculo da constante de recessão
L	Comprimento do canal principal, km
L_h	Comprimento hidráulico da bacia, m
L_V	Comprimento vetorial entre a nascente do canal principal e o seu exutório, m
n	Número de observações
P	Chuva acumulada, mm
$\bar{P}$	Precipitação média na bacia, mm
P_i	Precipitação no posto i, mm
$\bar{P}_e$	Média da chuva estimada pelo radar meteorológico, mm

$\bar{P}_o$	Média da chuva observada pelas estações pluviométricas, mm
$P_{e,l}$	Chuva observada pelo radar meteorológico, mm
$P_{o,l}$	Chuva observada pelas estações pluviométricas, mm
Q	Escoamento superficial, m ³ /s
Q_i	Vazão no momento i, m ³ /s
Q_p	Vazão de pico, m ³ /s
r	Coeficiente de correlação, adimensional
r^2	Coeficiente de determinação, adimensional
R	Taxa de precipitação, mm/h
R_C	Razão de Circularidade, adimensional
R_h	Raio hidráulico, m
R_r	Relação de relevo, m/km
S	Desvio padrão, mm
S_{max}	Parâmetro de retenção máxima, mm
T_b	Tempo de base, horas
T_c	Tempo de concentração, horas
T_L	Tempo de retardo, horas
T_p	Tempo de pico, horas
V	Velocidade do escoamento superficial, m/s
x	Constante de recessão
Z	Refletividade, mm ⁶ /m ³

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivo.....	4
1.1.1. Objetivos Específicos	4
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1. Precipitação atmosférica.....	5
2.1.1. Efeitos da Urbanização sobre os picos de vazões	6
2.2. Estimativa de chuva por Sensoriamento Remoto	7
2.3. Radar Meteorológico.....	9
2.3.1. Quantificação da chuva média em área pelo radar meteorológico	11
2.3.2. Radar Meteorológico do IPMet de Bauru	13
2.4. Modelagem Hidrológica	14
2.4.1. Modelo Hidrológico SCS (<i>Soil Conservation Service</i>)	16
2.4.2. Hidrograma unitário e propagação do Escoamento Superficial.....	18
2.5. Direção do fluxo de escoamento a partir de um DEM.....	23
3 MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1. ÁREA DE ESTUDO	28
3.1.1. Geologia e Solos	29
3.1.2. Clima e Sistemas atmosféricos	31
3.1.3. Vegetação	32
3.2. MATERIAIS.....	33
3.2.1. Dados Hidrometeorológicos	34
3.2.2. Dados SRTM-DEM.....	36
3.2.3. Dados Landsat 8 e RapidEye	37
3.2.4. Mapa de Solos	40
3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS.....	40
3.3.1. Seleção das estações pluviométricas através da Análise de Consistência Dupla Massa.....	40
3.3.2. Estimativas de Chuva do Radar Meteorológico.....	42

3.3.3.	Comparação das estimativas de chuva das estações pluviométricas e do radar	43
3.3.3.1.	Escolha da melhor Relação Z-R	45
3.3.4.	Correção das estimativas de chuva do radar	46
3.4.	MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	48
3.4.1.	Classificação do Uso e Cobertura da Terra.....	48
3.4.2.	Modelo Hidrológico SCS-CN	50
3.4.3.	Avaliação do Modelo	54
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	57
4.1.	Análise dos Dados Pluviométricos.....	57
4.2.	Validação das Estimativas de Chuva do Radar Meteorológico.....	61
4.3.	Correção das Estimativas de Chuva do Radar Meteorológico.....	66
4.4.	Classificação do Uso e Cobertura da Terra	71
4.5.	Seleção dos Eventos de Escoamento Superficial.....	73
4.6.	Modelagem Hidrológica	75
5	CONCLUSÕES.....	85
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
	APÊNDICE A – DADOS COMPLEMENTARES	97
	APÊNDICE B – CÓDIGO FONTE DO MODELO HIDROLÓGICO SCS-CN	98

1 INTRODUÇÃO

As transformações dos centros urbanos em áreas com altas densidades populacionais e as atividades humanas que degradam a vegetação natural apresentam efeitos negativos que são refletidos diretamente sobre o sistema de drenagem das bacias hidrográficas (TUCCI, 2003; BRILLY et al., 2006). A existência de áreas altamente impermeabilizadas traz como consequência o aumento do volume escoado superficialmente, pois a água das chuvas não consegue penetrar no solo impermeabilizado. Esse escoamento superficial geralmente ocorre de forma muito abundante e rápida, criando vazões nos cursos d'água extremamente altas durante e imediatamente após as chuvas, formando as enchentes (BEVEN, 2012).

No Brasil, ainda existe uma grande escassez em relação a estudos e registros de dados para um monitoramento preciso do regime pluviométrico e, sobretudo, da frequência desses eventos sobre uma determinada região (FAN et al., 2015). A falta de dados consistentes sobre o regime hidrológico e a complexidade desses sistemas são os principais problemas enfrentados durante a análise e avaliação da distribuição espacial e temporal da precipitação nas bacias hidrográficas. Nesse contexto, os modelos hidrológicos são fundamentais para o estudo de monitoramento de enchentes e análise do sistema de drenagem de uma bacia hidrográfica (WOOD et al., 1988; TROCH et al., 2003; PEREIRA, 2009; BEVEN, 2012).

A simulação hidrológica tem como princípio desenvolver modelos que representem os processos e os mecanismos hidrológicos em uma bacia (BEVEN, 2012). Um importante modelo utilizado na simulação hidrológica é o modelo que simula a transformação da chuva em vazão direta. Eles são utilizados para simular processos hidrológicos, principalmente, no que se refere à dinâmica dos escoamentos na seção exutória da bacia (ASCE, 1996). Esses modelos permitem simular cenários futuros de uso e ocupação das bacias, o que

auxilia os tomadores de decisão em suas ações no planejamento do desenvolvimento do território.

A precipitação é a principal entrada desses modelos e, como parte fundamental do ciclo hidrológico, tem características próprias de ocorrência de acordo com a localização, intensidade e variabilidade espaço-temporal. A chuva nada mais é do que a forma mais comum de precipitação e é caracteristicamente um fenômeno contínuo no espaço limitado, porém, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos do terreno, resultando numa baixa densidade de pluviômetros e distribuição irregular de postos pluviométricos em áreas mais remotas (KIDDER; HAAR, 1995; TUCCI, 1998).

Entretanto, com o avanço de tecnologias de sensoriamento remoto como o uso de satélites e radares meteorológicos, houve a possibilidade de se desenvolver e aprimorar metodologias voltadas para a análise da distribuição espacial e temporal da chuva. O início da estimativa de precipitação por satélites ocorreu no ano de 1997. Até o início de 2015, a melhor estimativa de chuva por satélite era o produto gerado pelo satélite *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) com uma resolução espacial de 25 km e temporal de 3 horas (KUMMEROW et al., 2000). Atualmente, o avanço tecnológico dos sensores de micro-ondas passivo e ativo a bordo da constelação de satélites *Global Precipitation Measurement* (GPM) permitiu a geração de um novo produto, com resolução espacial mais fina de 5 km (HOU et al., 2014).

Já os radares meteorológicos foram utilizados inicialmente para fins militares durante a Segunda Guerra Mundial e posteriormente para fins civis. Os dados provenientes de radar fornecem, em intervalos de poucos minutos, informações da precipitação de forma espacializada, com resolução espacial média de 1 km (RAGHAVAN, 2013; PRICE et al., 2014). Esse instrumento é um sensor de micro-ondas ativo colocado em torres, plataformas aéreas ou espaciais que transmite pulsos de energia eletromagnética em intervalos de tempo regulares, concentrados em um feixe de pequena abertura através de uma antena rotativa.

A fração da energia que retorna ao radar é medida pelo receptor e, conhecendo-se o intervalo de tempo entre a emissão e o retorno do eco, é possível estimar a precipitação (WILSON; BRANDES, 1979; CALHEIROS; ZAWADZI, 1987; RINEHART, 2004).

No âmbito da hidrologia tem se utilizado dados de radar principalmente na aplicação de modelos hidrológicos. Diversos estudos implementaram modelos hidrológicos através da integração de dados de radar com a rede pluviométrica (WILSON; BRANDES, 1979; CALHEIROS; ANTONIO, 1979; MIMIKOU; BALTAS, 1996; BORGA, 2002; GIANNONI et al., 2003).

Wilson e Brandes (1979) foram os primeiros a compararem os dados de chuva estimados pelo radar com os dados observados pelos pluviômetros. No Brasil, Calheiros e Antonio (1979) foram os pioneiros a quantificar a chuva do radar e compará-la com uma rede de postos pluviométricos, utilizando dados do radar meteorológico de Bauru. Mimikou e Baltas (1996) demonstraram que os dados de radar meteorológico junto com os dados dos pluviômetros são informações eficazes para previsão de inundações. A ascensão e o pico dos hidrogramas calculados, utilizando dados de radar calibrados junto com uma rede de 19 postos pluviométricos para uma bacia hidrográfica na região central da Grécia foram mais precisos do que os hidrogramas calculados apenas com os dados dos pluviômetros.

A implementação de modelos hidrológicos chuva-vazão necessita de dados distribuídos da chuva (PEREIRA, 2009; EMMANUEL et al., 2015), que podem ser obtidos tanto através de técnicas tradicionais de espacialização dos dados pontuais de pluviômetros, dos dados de radar meteorológico, ou ainda pela combinação destas duas fontes de dados. O adensamento da rede de postos pluviométricos é sempre vantajoso do ponto de vista da disponibilidade de informação, embora gere custos em sua implantação e operação.

Desta forma, o melhor aproveitamento das informações hidrológicas, sem a geração adicional de custos, como o uso de estimativas de chuva por

sensoriamento remoto é uma das linhas de estudo da engenharia hidrológica, principalmente em países como o Brasil, que tem uma disponibilidade limitada de recursos para investir em coleta de dados. Sabe-se, porém, que todas estas técnicas apresentam imprecisões, e a sua implantação é um dos grandes desafios da hidrologia.

1.1. Objetivo

O objetivo do presente trabalho é calibrar as estimativas de chuva do radar meteorológico do Centro de Meteorologia de Bauru (IPMet/UNESP) e testar a viabilidade de seu uso através da implementação de um modelo hidrológico distribuído simplificado *Soil Conservation Service SCS-CN* com essas estimativas, a fim de se analisar o escoamento superficial de alguns eventos extremos de precipitação na bacia hidrográfica do Rio Jacaré-Guaçu.

1.1.1. Objetivos Específicos

Os objetivos específicos do trabalho são:

- i) analisar a consistência da chuva observada pelas estações pluviométricas a fim de selecionar as estações representativas da área de estudo;
- ii) analisar e validar as estimativas de chuva obtidas pelo radar meteorológico com a chuva observada pelas estações;
- iii) selecionar a relação $Z-R$ que melhor represente as estimativas de chuva do radar meteorológico e encontrar o fator de correção necessário para corrigir estas estimativas;
- iv) implementar um modelo hidrológico distribuído baseado no conceito SCS-CN, calibrando-o para alguns eventos de chuva que resultaram em escoamento superficial acentuado na bacia estudada.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Para o desenvolvimento deste trabalho, alguns conceitos são abordados nas seções apresentadas a seguir. Inicialmente, na seção 2.1 são expostos alguns conceitos sobre precipitação atmosférica. A seção 2.2 aborda a estimativa de chuva por sensoriamento remoto. Na sequência, a seção 2.3 apresenta o conceito de radar meteorológico. A seção 2.4 trata de métodos e conceitos de modelagem hidrológica. E por fim, na seção 2.5 são discutidos conceitos sobre direção de fluxo a partir de um DEM.

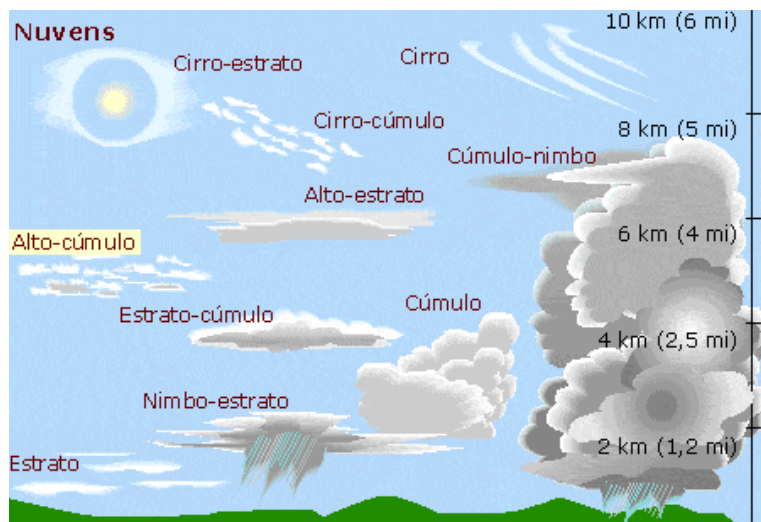
2.1. Precipitação atmosférica

A precipitação é definida como toda água proveniente do vapor de água da atmosfera, seja em forma líquida ou sólida, que atinge a superfície da Terra. Entre as diferentes formas de precipitação, destacam-se as chuvas, granizo, neve, orvalho e geada (EMIDIO, 2008). Devido às suas características, a precipitação é uma das variáveis climáticas mais importantes na determinação de balanços hídricos e é a fonte de água predominante da parcela terrestre do ciclo hidrológico.

Para que haja precipitação na atmosfera, é necessário que o ar fique saturado de vapor de água e apresente núcleos de condensação (poeira ou gelo), formando grande quantidade de gotículas de água em suspensão nas nuvens. O tipo de precipitação está relacionado à estrutura das nuvens precipitantes, que pode ser caracterizada pela dominância relativa de sistemas convectivos e estratiformes (Figura 2.1). Esses dois mecanismos básicos de precipitação diferem no tempo de crescimento das partículas precipitantes e na magnitude da movimentação vertical de ar com as nuvens precipitantes (SMITH, 1993; EMIDIO, 2008). De acordo com Smith (1993), os sistemas convectivos estão associados às nuvens cúmulo-nimbos e apresentam fortes campos verticais de vento e altas taxas pluviométricas, sendo o tempo de desenvolvimento da precipitação bastante curto (aproximadamente 45 minutos). Já os sistemas estratiformes estão associados às nuvens nimbos-estrato, havendo o

predomínio de uma extensa área de cobertura, baixas velocidades verticais de vento, homogeneidade horizontal, taxas de precipitação menores e o tempo necessário para o desenvolvimento pode ser bastante longo (ordem de horas).

Figura 2.1 – Ilustração dos sistemas convectivos e estratiforme de precipitação.



Fonte: Colombo (2017).

A precipitação mais comum são as chuvas (forma líquida), que podem ser classificadas de acordo com o mecanismo que as provoca, sendo esses de três tipos: convectivas, frontais e orográficas. As chuvas também podem variar em relação a sua distribuição espacial e quanto à intensidade, sendo uma das variáveis climáticas de maior influência nas atividades humanas (SMITH, 1993).

2.1.1. Efeitos da Urbanização sobre os picos de vazões

A urbanização é tida como grande modificadora da paisagem natural, causando impactos negativos no ambiente. Os impactos mais preponderantes são alterações no ciclo hidrológico natural da bacia, aumento na carga poluidora descarregada nos corpos d'água, bem como a contaminação de águas subterrâneas e redução da infiltração devido à impermeabilização do solo (SCHUELER et al., 2009; LEE; CHOE, 2011).

Do exposto, verifica-se que o ciclo hidrológico natural de uma bacia é alterado devido ao desenvolvimento urbano que provoca a supressão da vegetação nativa, favorecendo o escoamento direto para o talvegue principal. O excesso de chuva que atinge o solo escoará e, dependendo das características fisiografias da bacia hidrográfica, poderá influenciar diretamente na rede de drenagem, aumentando consideravelmente a vazão dos cursos d'água (TUNDISI, 2003).

A ausência de um planejamento urbano capaz de equacionar os impactos da urbanização sobre os processos hidrológicos faz com que a concepção do sistema de drenagem urbana esteja, sobretudo, condicionada à ocupação e usos do solo, que segundo Tucci (2003), tende a ocorrer de jusante para montante da bacia, devido às características do relevo. Dentre os diversos efeitos do processo de urbanização, destaca-se a ocorrência de inundações, enchentes e alagamento. É importante dar ênfase nas diferenças desses termos: as inundações são decorrentes de modificações do uso do solo e drenagem deficiente, que geralmente provocam grandes danos; enchentes referem-se à ocorrência natural da elevação do nível de água de um rio acima de sua vazão habitual. Há também os alagamentos, que ocorrem em consequência da chuva em lugares distantes de curso d'água (CANDIDO, 2007).

A ocorrência de enchentes em áreas urbanas é causada por diversos fatores que definem o nível e extensão dos danos causados, e que podem ser acentuados pela impermeabilização do solo. Desta forma, é muito importante a elaboração de um Plano de Gerenciamento e Controle de Enchentes que considere as bacias hidrográficas sobre as quais as cidades se desenvolvem (TUCCI, 2003; HORA; GOMES, 2009). Para o gerenciamento e controle das enchentes, é necessário que seja feita a avaliação do potencial risco de inundações para determinados cenários de chuva e dos impactos nas alterações no uso e ocupação do solo através da implementação de modelos de simulação hidrológica, procurando minimizar os impactos no ambiente como um todo.

2.2. Estimativa de chuva por Sensoriamento Remoto

Devido a sua grande variabilidade espaço-temporal, a chuva é uma das variáveis atmosféricas mais difíceis de medir e estimar. Os pluviômetros são aparelhos localizados em estações meteorológicas, espalhadas pela superfície terrestre que coletam informações precisas da quantidade de precipitação. Entretanto, as medidas dos pluviômetros são pontuais, abrangendo uma pequena área no entorno do dispositivo. Além disso, fatores como a baixa densidade de pluviômetros, a distribuição irregular das estações em áreas mais remotas e o caráter pontual das medições podem causar incertezas significativas no entendimento dos diferentes processos relativos aos mecanismos dinâmicos da precipitação e de sua variabilidade espaço-temporal (KIDDER; HAAR, 1995).

A utilização de sensores remotos na estimativa de chuva tornou-se uma ferramenta muito importante na minimização desses problemas. Os avanços na tecnologia de desenvolvimento dos satélites e radares e a grande quantidade de informações disponíveis permite o cálculo de estimativas de precipitação em qualquer lugar, contribuindo para o enriquecimento de estudos que envolvem diretamente a variabilidade espacial e temporal da precipitação sobre uma determinada área (ENGMAN; GURNEY, 1991; TUCCI; COLLISCHONN, 2003, BEVEN, 2012).

O Programa TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), desde que foi lançado em 1997, representou uma grande conquista em relação a utilização de sensores para a estimativa de precipitação (KUMMEROW et al., 2000). Com o fim das atividades do TRMM, a constelação de satélites GPM (*Global Precipitation Measurement*), lançada em 27 de fevereiro de 2014, veio para se tornar o seu sucessor, disponibilizando um grande número de sensores micro-ondas passivos a bordo dos satélites com órbita de baixa inclinação e altitude. O GPM é um núcleo de observações, que monitora a precipitação na atmosfera, e a sua variação na região tropical, com alta resolução temporal (HOU et al., 2014).

Entretanto, a estimativa da chuva através de radar meteorológico tem-se mostrado um dos meios disponíveis mais apropriado para resolver o problema

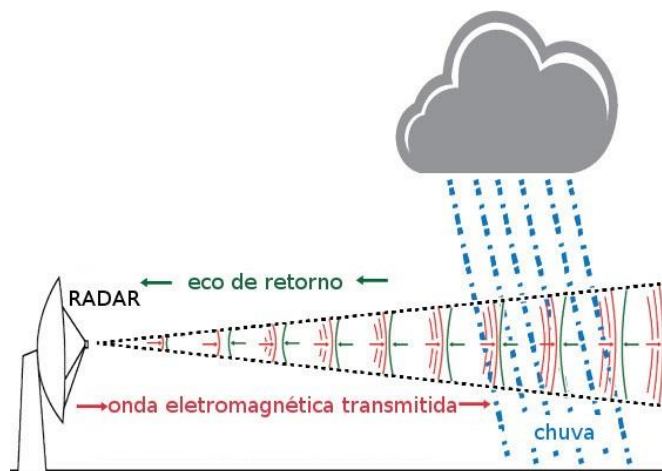
da quantificação da chuva, essencialmente devido à sua alta resolução espacial e temporal na amostragem do campo de chuva, sendo possível quantificar a precipitação de forma quase contínua (CALHEIROS; ZAWADZI, 1987; RAGHAVAN, 2013).

Estudos demonstram que de fato a utilização de dados de radar meteorológico é vantajosa, principalmente quando estes dados são integrados a uma rede pluviométrica. Steiner et al., (1999) analisaram algumas tempestades sobre uma pequena bacia do Mississipi, utilizando dados de um radar meteorológico calibrado e de uma rede pluviométrica. Os autores conseguiram estimativas de precipitação de radar com erros quadráticos médios (REQM) de apenas 10% para acumulações de precipitação total de 30 mm ou mais com a rede pluviométrica. Calvetti et al., (2003) analisaram campos de precipitação na região de Curitiba a partir do radar do SIMEPAR e de uma rede de pluviômetros. Em seu estudo, utilizaram o método estatístico ANOBES para integrar as informações dos dois instrumentos de medidas, concluindo que o radar e a rede pluviométrica forneceram informações coerentes entre si.

2.3. Radar Meteorológico

O radar (*Radio Detection And Ranging*) é um equipamento de sensoriamento remoto ativo que faz varreduras e detecta obstáculos através da emissão e recepção de ondas eletromagnéticas. A transmissão dos pulsos de energia eletromagnética ocorre na faixa de micro-ondas e esses são concentrados em um feixe por meio de uma antena rotativa. Os alvos iluminados pelo feixe podem absorver parte desta energia e refletir em diversas direções. A fração de energia que retorna ao radar (retroespalhamento) é medida pelo receptor e, conhecendo-se o intervalo de tempo entre a emissão e o retorno do eco, é possível determinar a distância do alvo, conforme ilustrado na figura 2.2. A intensidade deste eco é quantificada pela medida da energia que retorna, permitindo a obtenção de medidas provenientes do retorno dos alvos em tempo real e com alta resolução espacial (WILSON; BRANDES, 1979; RINEHART, 2004).

Figura 2.2 – Ilustração com o princípio de funcionamento do radar.



Fonte: Adaptado de IAG-USP/STARNET (2017).

Os radares operam mediante o levantamento das informações de chuva dentro de um raio de alcance. Essas respostas são coletadas executando-se uma varredura completa da antena do radar de 360° e podem ser indicadas no Plano Indicador de Posição (*Plan-Position Indicator* - PPI) ou em corte, através do Indicador de Distância e Altura (*Range-Height Indicator* - RHI). A elevação da antena é alterada e repete-se o procedimento, assim, para cada altura de antena é feita uma leitura. É necessário fazer cortes no volume amostrado, fornecendo informações no plano, sempre à mesma altura, a fim de se obter um padrão de comparação. Estes cortes indicados em mapas são conhecidos como *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) (Figura 2.3). A composição das imagens finais para visualização e interpretação do eco do radar é gerada através do uso de softwares específicos.

Figura 2.3 – Esquematização dos fragmentos de elevação utilizados para gerar uma imagem CAPPI.



Fonte: SIMEPAR (2017).

2.3.1. Quantificação da chuva média em área pelo radar meteorológico

As medidas de precipitação com radar baseiam-se na quantidade de energia refletida pela chuva que retorna ao radar. A potência de retorno está diretamente relacionada com o espectro de gotas no volume iluminado pelo radar e, por isso, há necessidade do conhecimento sobre a sua distribuição (*drop-size distribution*) (RAGHAVAN, 2013). A refletividade do radar é proporcional à sexta potência dos diâmetros das partículas contidas em um volume iluminado pelo feixe [mm^6/m^3] ou [dbZ] e é representada pela equação:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6dD \quad (2.1)$$

na qual: Z é a refletividade do radar [mm^6/h]; $N(D)$ é o número de gotas com diâmetros entre D e $D + dD$ em uma unidade de volume de ar e D é o diâmetro das gotas de chuva.

A partir do resultado de vários experimentos de estimativa de precipitação por radar, têm-se adotado uma relação empírica entre o fator de refletividade do radar (Z) e a intensidade (ou taxa) de precipitação (R). O fator de refletividade Z corresponde à quantidade e tamanho das gotas de água presentes no volume

iluminado pelo radar e R representa um fluxo de chuva que atinge o solo. Esta relação, conhecida como relação Z - R é expressa pela equação:

$$Z = aR^b \quad (2.2)$$

onde: Z é a refletividade [mm^6/m^3]; R é a taxa de precipitação [mm/h]; a e b são constantes estimadas.

Os valores de a e b calculados de Z - R variam significativamente, pois dependem da origem, tipo das precipitações, da distribuição das gotas de chuva, seu tamanho, localização geográfica e das condições meteorológicas. Não existe nenhuma relação Z - R universal, entretanto a relação Z - R mais comumente conhecida e utilizada é a relação Z - R de Marshall e Palmer (1948). Existem várias relações Z - R experimentais na literatura, com grande variabilidade nos coeficientes a e b , a qual é decorrente da variação da distribuição do tamanho da gota, para cada tipo de precipitação e localidade, observando que, para processos convectivos mais intensos, o valor de a aumenta e o valor de b diminui (RINEHART, 2004). A Tabela 2.1 apresenta algumas equações Z - R encontradas na literatura.

Tabela 2.1 – Alguns coeficientes Z - R e suas validades para determinados tipos de precipitações.

$Z = aR^b$	a	b	Tipos de Precipitações
Marshall & Palmer (1948)	200	1,6	Homogêneas e eventos estratiformes
Blanchard (1953)	31	1,37	Orográficas
Jones (1956)	486	1,37	Convectivas
Joss & Walvogel (1967)	230	1,4	Médias
Joss & Walvogel (1967)	400	1,3	Processos convectivos intensos
Joss & Walvogel (1967)	100	1,4	Processos frontais- gotas muito pequenas
Smith et al., (1975)	155	1,88	Convectivas- presença de granizo
Sekhoni & Srivastava (1970)	1780	2,21	Neve

Fonte: Adaptado de Trovati (1988), Austin (1987) e Smith et al., (1975) *apud* Kaiser (2006).

Devido às diferenças existentes entre os sistemas convectivos e estratiformes, a capacidade de classificá-los contribui para a melhora da estimativa de precipitação obtida através de radar meteorológico (WILSON; BRANDES, 1979; CALHEIROS; ZAWADZI, 1987; ANTONIO, 1998).

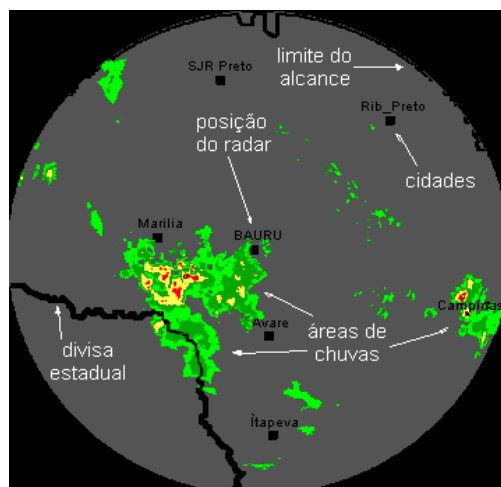
É importante ressaltar também que a relação $Z-R$ será mais representativa com relação à chuva que cai sobre uma área, quanto mais densa for a rede de pluviômetros na mesma. Além disso, outro aspecto refere-se a distância chuva-radar pois, por melhor que seja a relação determinada com base nos postos pluviométricos, à medida que se vai distanciando desses postos, a precisão da relação $Z-R$ diminui (ANTONIO, 1998).

2.3.2. Radar Meteorológico do IPMet de Bauru

O radar meteorológico do IPMet – Centro de Meteorologia de Bauru, unidade complementar da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” - UNESP está localizado no município de Bauru, área central do Estado de São Paulo, nas coordenadas geográficas: Latitude 22°21'28"S e Longitude 49°01'36"W, em uma altitude de 620m.

O radar meteorológico de Bauru é do tipo Doppler, Banda S, e entrou em funcionamento no ano de 1992. O radar detecta e quantifica as precipitações ocorridas numa área de 240 km (CAPPI) (Figura 2.4) e 450 km (PPI) de raio a partir da cidade de Bauru, cobrindo toda a região central do Estado de São Paulo e parte de alguns estados vizinhos.

Figura 2.4 – Exemplo de um produto CAPPI do radar de Bauru.



Fonte: IPMet (2017).

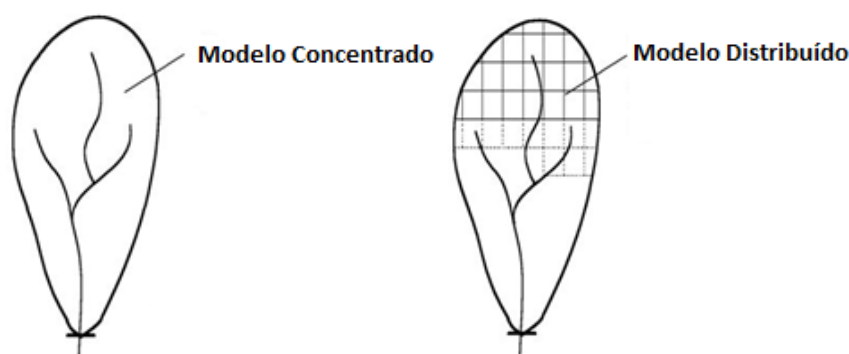
O CAPPI fornecido pelo radar de Bauru é obtido após a varredura completa da antena em todas as 15 elevações que foram adotadas, com altura padrão de 3,5km. Nesse nível, as informações do radar já não estão sujeitas à contaminação por ecos de terreno. As informações geradas atualmente são efetuadas em intervalos de 7,5 minutos, tendo como resultado final à quantificação da chuva num raio de 240 km.

2.4. Modelagem Hidrológica

No ciclo hidrológico, a água precipitada se divide em várias componentes. A chuva efetiva é a parcela do total precipitado que gera o escoamento superficial. O processo de transformação da chuva em escoamento é altamente complexo, dinâmico, não linear e apresenta variabilidade espacial e temporal, afetada por vários fatores físicos relacionados (GEETHA et al., 2008, BEVEN, 2012). Os modelos hidrológicos são representações desse sistema hidrológico terrestre, e foram desenvolvidos com o principal objetivo de suprir as limitações das técnicas de monitoramento do mesmo (BEVEN, 2012). A função de um modelo hidrológico é determinar os componentes hidrológicos de uma bacia hidrográfica, e estimar o comportamento e a magnitude de cada um deles.

Os modelos podem ser classificados segundo a escala espacial em que as suas variáveis são consideradas. Dessa forma, os modelos hidrológicos podem ser divididos em concentrados ou distribuídos (Figura 2.5). Enquanto os modelos concentrados procuram representar grandes áreas através de variáveis supostamente homogêneas no seu interior, os modelos distribuídos fazem previsões que são distribuídas no espaço, com variáveis de estado que representam médias locais de armazenamento e profundidades de fluxo ou potencial hidráulico, discretizando a captação em um grande número de elementos de grade. Os valores dos parâmetros devem ser especificados para cada elemento da grade em um modelo distribuído (BEVEN, 2012).

Figura 2.5 – Ilustração dos tipos de modelos hidrológicos de acordo com a escala espacial.



Fonte: Adaptado de Tucci (2003).

Os modelos podem incorporar a distribuição espacial de várias informações e condições de contorno, como a topografia, vegetação, tipo e uso do solo, precipitação e evaporação do solo de uma bacia hidrográfica, obtidas por sensoriamento remoto, produzindo informações de saída como umidade do solo, fluxos subterrâneos e de superfície, distribuição vertical da água do solo, dentre outras (TROCH et al., 2003).

A qualidade do modelo distribuído é avaliada pela capacidade em representar melhor a variabilidade espacial do sistema, sujeito às condições também das variáveis de entrada, como a precipitação. Um modelo distribuído pode apresentar resultados praticamente iguais aos de um modelo concentrado.

Quanto ao ajuste dos valores simulados aos observados, somente o modelo distribuído permite estudar a variabilidade do comportamento físico de diferentes partes do sistema (TUCCI, 1998; BEVEN 2012).

A concepção de um modelo hidrológico distribuído compreende a modelagem de três processos hidrológicos principais: (i) a geração de escoamento, ou seja, a produção de água (chuva efetiva) passível de ser escoada superficialmente; (ii) a propagação da chuva efetiva nas vertentes e nos canais da bacia; e (iii) a propagação do escoamento subsuperficial. Dessa forma, a seguir é descrito o modelo hidrológico *Soil Conservation Service – Curve Number* (SCS-CN), o qual simula a geração de escoamento e a propagação do escoamento superficial.

2.4.1. Modelo Hidrológico SCS (*Soil Conservation Service*)

O modelo Curva Número (CN - *Curve Number*) do Serviço de Conservação do Solo dos EUA (SCS) foi originalmente desenvolvido na década de 1950, a fim de estimar a transformação direta da precipitação em escoamento superficial (SCS, 1957). O modelo hidrológico SCS baseia-se no conceito de que a lâmina de escoamento superficial produzida em um dado evento é uma função da altura total da lâmina precipitada e de um parâmetro CN, que representa as perdas que ocorrem, principalmente, devido à infiltração, à interceptação vegetal e à retenção em depressões do terreno (PEREIRA, 2009). Segundo Arnold e Williams (1995), o modelo SCS apresenta algumas vantagens: é consistente; computacionalmente eficiente; os dados de entrada necessários são geralmente disponíveis; relaciona o escoamento superficial com o tipo, o uso e a cobertura do solo.

Para o modelo SCS-CN, a geração de escoamento (Q) em milímetros é definida pela entrada de chuva (P); um parâmetro (λ), que está relacionado à absorção inicial da chuva (I) antes que a mesma infiltre ou escoe no terreno, sendo que $I = \lambda S_{max}$; e o parâmetro de retenção máxima (S_{max}). A I também considera a evapotranspiração e interceptação no balanço hídrico do solo (BEVEN, 2012). Assim tem-se que:

$$\begin{cases} Q = \frac{(P - \lambda S_{max})^2}{(P - \lambda S_{max}) + S_{max}} & \text{se } P > I, \\ Q = 0 & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (2.3)$$

Por meio da curva número (CN) é possível determinar S_{max} em milímetros de acordo com:

$$S_{max} = \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) 254 \quad (2.4)$$

onde, CN é um valor de Curva Número tabelado em função do uso e cobertura da terra, tipo e condição hidrológica do solo, conforme definido pelo *United States Department of Agriculture – USDA*.

Tradicionalmente, utiliza-se o valor da constante λ como 0,2 (ASCE, 1996). No entanto, alguns autores atestaram que valores menores para esta constante modelam melhor o escoamento superficial, principalmente, em bacias pequenas ou urbanizadas (PANDLEY et al., 2003; MISHRA; SINGH, 2004).

A classificação do grupo hidrológico do solo proposta para os solos brasileiros de Sartori et al., (2005) é apresentada na tabela 2.2. Essa classificação leva em consideração a profundidade, a textura, o gradiente textural, a porosidade dos solos e a atividade da argila.

Tabela 2.2 – Classificação dos grupos hidrológicos e suas características.

Grupos Hidrológicos	Características
A	Solos arenosos, profundos e bem drenados.
B	Solos arenosos com pouca argila e solo orgânico.
C	Solos mais argilosos que aqueles do grupo B, com baixa permeabilidade.
D	Solos com argilas pesadas, muito impermeáveis.

Fonte: Adaptado de Sartori et al., (2005).

A aplicação do CN leva em consideração a condição média de umidade antecedente do solo, chamada de AMC (*Antecedent Moisture Condition*). Esta condição considera os eventos chuvosos ocorridos nos cinco dias anteriores ao dia analisado. São três as condições AMC consideradas:

- AMC 1 – Situação em que os solos estão secos. Tucci (2002) sugere que para a superfície atingir esta condição, a precipitação acumulada dos cinco dias anteriores deve ser menor que 36 mm;
- AMC 2 – Situação média em que os solos correspondem à umidade de capacidade de campo;
- AMC 3 – Situação em que ocorreram precipitações consideráveis nos últimos cinco dias e o solo encontra-se saturado. Nesta condição, a precipitação acumulada nos cinco dias anteriores deve ser maior que 53 mm, segundo Tucci (2002).

Os valores de CN encontrados nas tabelas do SCS correspondem ao valor para a situação média, AMC 2 (CN_2). As correções para as situações 1 (CN_1) e 3 (CN_3) são calculadas em função do valor de CN_2 por (ARNOLD; WILLIAMS, 1995):

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{100 - CN_2 + \exp[2,533 - 0,0636(100 - CN_2)]} \quad (2.5)$$

E para a condição AMC 3 (CN_3),

$$CN_3 = CN_2 \exp[0,00673(100 - CN_2)] \quad (2.6)$$

Os valores tabelados de CN_2 são estabelecidos para uma bacia com declividade média de 5%. Arnold e Williams (1995) propõem um ajuste deste valor para outras declividades por meio da equação:

$$CN_{2S} = \frac{1}{3}(CN_3 - CN_2) [1 - 2 \exp(-13,86\theta)] + CN_2 \quad (2.7)$$

onde: θ é a declividade média da bacia em porcentagem [%].

Após o cálculo de CN_{2S} , as correções de CN_1 e CN_3 pelas equações (2.5) e (2.6) devem ser feitas substituindo-se o valor de CN_2 por CN_{2S} .

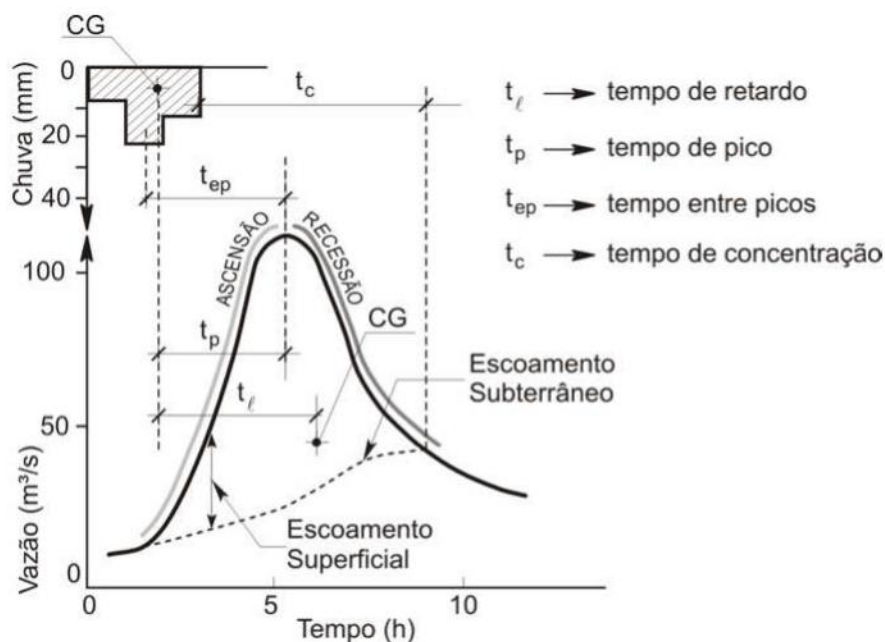
2.4.2. Hidrograma unitário e propagação do Escoamento Superficial

Junto ao modelo de geração de escoamento SCS-CN, geralmente utiliza-se o modelo do hidrograma unitário para a propagação do escoamento superficial. Esse modelo foi proposto para contornar algumas limitações dos modelos de propagação baseados na relação tempo-espço do escoamento superficial de uma bacia. É um modelo de propagação discreto, sendo concentrado na escala da bacia, ou da área de drenagem a montante (BEVEN, 2012).

Um hidrograma unitário é definido como um hidrograma do escoamento superficial resultante de uma unidade de chuva efetiva distribuída na bacia, durante uma unidade de tempo (ASCE, 1996). Existem muitas dificuldades para a obtenção do hidrograma unitário a partir dos dados de chuva e vazão observados na bacia. Em primeiro lugar, os dados são de chuva observada e não de chuva efetiva. É necessário estimar a chuva efetiva em cada intervalo de tempo. Em segundo lugar, a vazão observada inclui parte de escoamento subsuperficial ou subterrâneo (escoamento de base), e por isso o hidrograma unitário obtido vai depender das hipóteses feitas na separação de escoamento.

A situação mais frequente, na prática, é a inexistência de dados históricos. Neste caso, é necessário utilizar um hidrograma unitário sintético (Figura 2.6). Os hidrogramas unitários sintéticos foram estabelecidos com base em dados de algumas bacias e são utilizados quando não existem dados que permitam estabelecer o hidrograma unitário. Os métodos de determinação do hidrograma unitário baseiam-se na determinação do valor de algumas características do hidrograma, como o tempo de retardo, o tempo de concentração, o tempo de base, o tempo de pico e a vazão de pico (COLLISCHONN; TASSI, 2008).

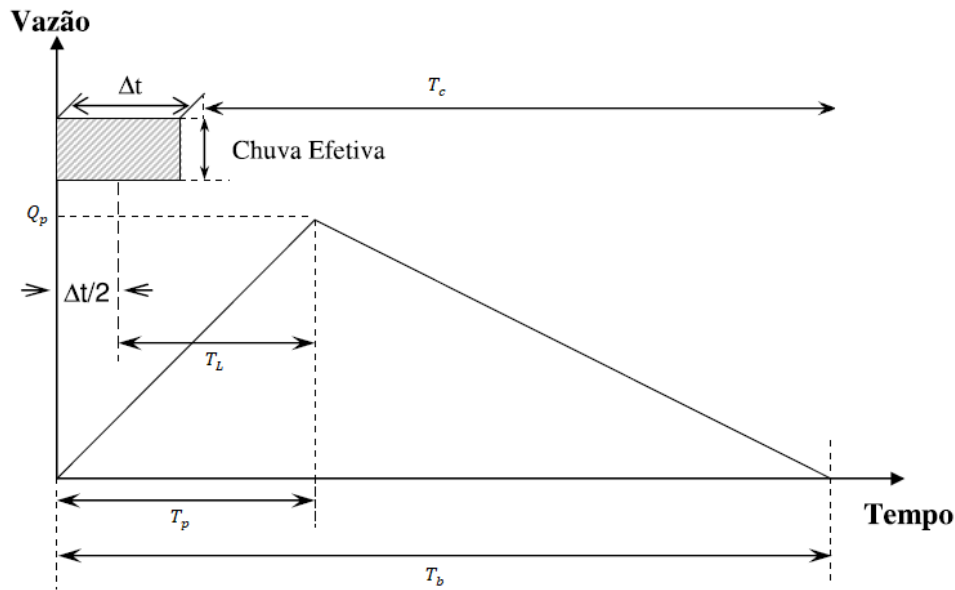
Figura 2.6 – Características importantes para a definição de hidrograma unitário sintético.



Fonte: Collischonn e Tassi (2008).

A partir de um estudo com um grande número de bacias e de hidrogramas unitários nos EUA, técnicos do Departamento de Conservação de Solo (*Soil Conservation Service* – atualmente *Natural Resources Conservation Service*) verificaram que os hidrogramas unitários podem ser aproximados por relações de tempo e vazão estimadas com base no tempo de concentração e na área das bacias. Para simplificar ainda mais, o hidrograma unitário pode ser aproximado por um triângulo, definido pela vazão de pico, pelo tempo de pico, de concentração e de base, conforme a Figura 2.7.

Figura 2.7 – Hidrograma triangular definido por T_p , T_b , T_c e Q_p .



Fonte: Adaptado de ASCE (1996).

Segundo Chow et al., (1988) e ASCE (1996), o hidrograma triangular é definido pelos seguintes parâmetros: tempo de pico (T_p), tempo de base (T_b), tempo de concentração (T_c) e vazão de pico (Q_p).

O tempo de pico (T_p) é definido pelo tempo entre o início do evento de chuva e a vazão de pico, sendo expresso pelo tempo de retardo (T_L) e pela duração do evento de chuva (Δt) em [h]:

$$T_p = T_L + \frac{\Delta t}{2} \quad (2.8)$$

O tempo de retardo (T_L) é definido pelo tempo entre o centro de massa da chuva efetiva e da vazão de pico, formulado como segue (ASCE, 1996):

$$T_L = \frac{1,347 L_h^{0,8} (S_{max} + 2,54)^{0,7}}{1900 \theta^{0,5}} \quad (2.9)$$

onde: L_h é o comprimento hidráulico da bacia [m]; S_{max} é a capacidade máxima de armazenamento do solo [cm] (Equação 2.4); e θ é a declividade média da bacia em porcentagem [%].

De posse de T_p , é possível calcular o tempo de base (T_b), sendo o tempo correspondente à contribuição do escoamento superficial no hidrograma de uma bacia, definido por ASCE (1996) como:

$$T_b = (2,67094)T_p \quad (2.10)$$

O tempo de concentração (T_c) pode ser definido como o tempo necessário para uma gota d'água caminhar superficialmente do ponto mais distante (comprimento hidráulico) da bacia até o seu exutório (McCUEN et al., 1984). Os seguintes fatores influenciam no tempo de concentração: área da bacia, comprimento e declividade do canal mais longo e rugosidade ao longo do curso principal, até a seção de saída considerada (SILVEIRA, 2005; WONG, 2009). Como a última gota a chegar do ponto mais distante corresponde teoricamente a escoamentos de baixa magnitude, o tempo de concentração (T_c) definido como a diferença entre o fim da chuva e o fim do escoamento superficial tende a ser maior do que o tempo de pico (SILVEIRA, 2005).

O método da somatória de tempos de trânsito (*Travel Time*), ou método cinemático, estabelecido pelo *Soil Conservation Service* em 1969, utiliza as características da bacia como parâmetros. McCuen et al., (1984) recomendam que, sempre que possível, deve-se utilizar o método cinemático para os trechos canalizados da bacia, pois as velocidades de escoamento dependem, grandemente, das características da bacia. Por outro lado, pode haver procedimentos de obtenção de tempos de concentração “observados” por análise de eventos chuva-vazão, sem critérios rigorosos de magnitude.

De acordo com o método cinemático, no início do escoamento tem-se o escoamento superficial sobre diferentes classes de usos e cobertura da terra da bacia, que podem ser obtidas pelo cálculo da velocidade e do comprimento. Se tivermos a velocidade (V) e o comprimento (L), podemos obter o tempo de concentração, através da relação: $T_c = \frac{L}{V}$, nas unidades convenientes. A velocidade de escoamento superficial é fornecida pela fórmula:

$$V = \left(\frac{1}{\eta}\right) R_h^{2/3} \theta^{0,5} \quad (2.11)$$

onde: V é a velocidade média [m/s]; R_h é o raio hidráulico [m]; η é o coeficiente de rugosidade de Manning e θ é a declividade [m/m].

A equação 2.11 pode ser simplificada para:

$$V = k \theta^{0,5} \quad (2.12)$$

onde: k é o coeficiente de simplificação da fórmula $\left(\frac{1}{\eta}\right) R_h^{2/3}$. O valor de k pode ser obtido pela tabela 2.3 da SCS-CN de 1975.

Tabela 2.3 – Tabela da SCS-CN de 1975 dos valores de coeficiente k em relação aos usos da terra e regime de escoamento.

Uso da terra e regime de escoamento	Coeficiente k
Floresta com muita folhagem no solo	0,76
Área com pouco cultivo	1,52
Pasto ou grama baixa	2,13
Áreas cultivadas	2,74
Solo quase sem cultivo	3,05
Caminhos de escoamento em grama, pasto	4,57
Superfície pavimentada	6,10

Fonte: SCS-CN (1975).

Segundo ASCE (1996), a vazão de pico (Q_p) em [m³/s] é definida pela área de drenagem (A) em [km²]; a precipitação efetiva (Q) em [cm] dada pela Equação 2.3; e pelo tempo de pico (T_p) em [h]:

$$Q_p = \frac{(2,08073241781107)AQ}{T_p} \quad (2.13)$$

2.5. Direção do fluxo de escoamento a partir de um DEM

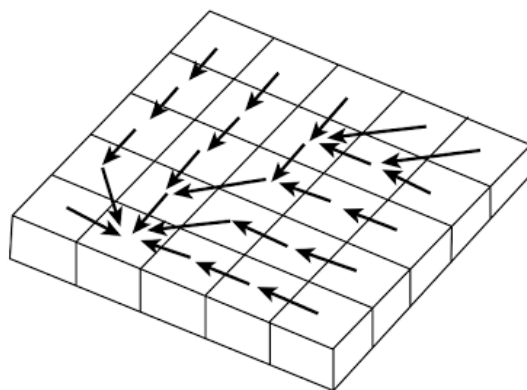
A água precipitada e o fluxo escoado pela superfície em uma bacia hidrográfica se acumulam nos canais que formam a rede de drenagem. Nesse contexto, as redes de drenagem são feições topográficas onde se concentram o volume de água escoada pela superfície (BUARQUE et al., 2009). A direção do fluxo de

escoamento da água é determinada primordialmente com base na topografia do terreno, que pode ser obtida a partir de modelos digitais de elevação (DEM).

Os primeiros métodos para definir direções de escoamento a partir de um DEM foram descritos na década de 1980 por O'Callaghan e Mark (1984), Mark (1984) e Jenson e Domingue (1988). Esses métodos são conhecidos como “métodos de direção de fluxo unidirecional”, devido a determinação da direção de fluxo ocorrer por um critério de maior declividade. Essa é a ideia central dos algoritmos chamados D8 (*deterministic eight-neighbors*). A grande maioria dos modelos hidrológicos distribuídos disponíveis utiliza esta abordagem, em virtude da sua fácil implementação (BURROUGH et al., 2015).

De acordo com Burrough et al., (2015), os fluxos são determinados para cada célula da grade de altimetria. Define-se, para cada célula da grade, a continuidade do fluxo em relação às suas oito células vizinhas. Aquela que apresenta maior declividade é selecionada, formando-se um fluxo entre as duas células partindo da célula central, conforme ilustrado na Figura 2.8.

Figura 2.8 – Determinação dos sentidos de escoamento segundo o algoritmo D8.



Fonte: Burrough et al., (2015).

Os métodos de fluxo unidirecional apresentam a vantagem de identificar os canais mais permanentes. Entretanto, o algoritmo D8 apresenta a desvantagem de discretizar a direção de escoamento em apenas oito direções possíveis múltiplas de 45°, ou seja, não leva em conta a dispersão (FREEMAN, 1991;

QUINN et al., 1991). A fim de melhorar essa limitação, Fairfield e Leymarie (1991) sugeriram uma versão estocástica do D8 pela atribuição aleatória da direção de escoamento a um dos vizinhos de cota menor, com probabilidade proporcional à declividade. A técnica é chamada de Rho4 (*Random four-node*) quando utiliza os vizinhos adjacentes (cardinais), ou de Rho8 (*Random eight-node*), quando utiliza todos os oito vizinhos (cardinais e diagonais). Essa técnica evita o aparecimento de redes de drenagem paralelas em regiões homogêneas

Durante os anos seguintes, algumas modificações foram sugeridas a esses métodos básicos, incluindo a possibilidade de existir escoamento em múltiplas direções (QUINN et al., 1991; TARBOTON, 1997) e a combinação de informações vetoriais da rede de drenagem com o DEM para torná-lo hidrologicamente consistente (SOILLE et al., 2003; KENNY; MATTHEWS, 2005; CALLOW et al., 2007; RENNÓ et al., 2008).

Quinn et al., (1991) propuseram um método de direção múltipla, em que cada célula escoar para todos os vizinhos de cota menor. Para cada elemento de resolução do DEM, utiliza-se a área acumulada das células que contribuem com o fluxo de escoamento acima e a declividade no ponto em questão.

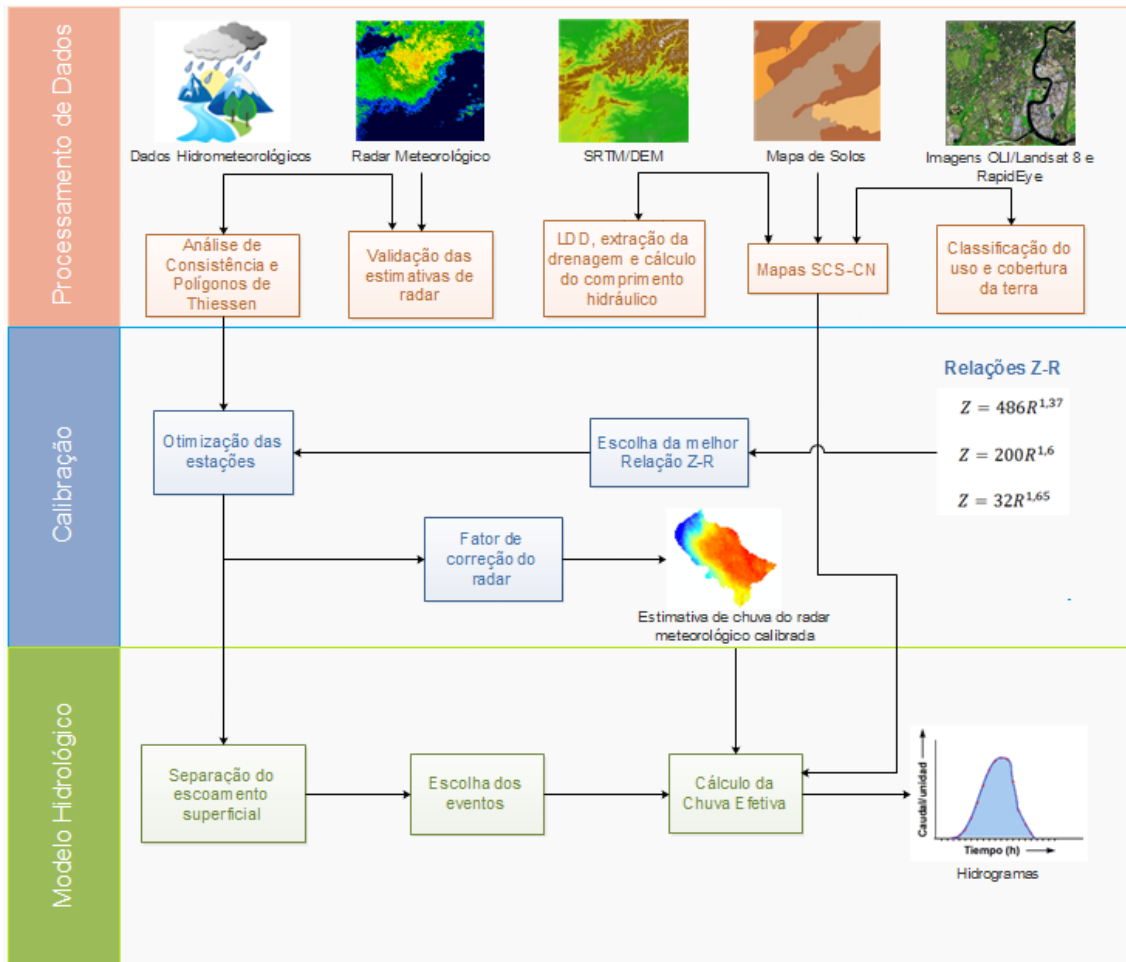
A adoção de um método depende, portanto, do nível de detalhamento desejado, exigindo assim algoritmos mais robustos ou mais simples. A plataforma TerraHidro executa o algoritmo D8 a partir de um DEM no formato de grade regular (RENNÓ et al., 2008; ROSIM et al., 2013). O programa utiliza um DEM no formato de grade regular e executa correções neste modelo de modo a gerar um DEM hidrologicamente consistente, ou seja, que produza linhas de fluxo contínuas. Após as correções, são calculados os sentidos de escoamento para cada célula, gerando uma grade chamada de *Local Drainage Direction* (LDD). A cada célula, é atribuído um código que indica uma das oito células vizinhas para onde a água é drenada. Com a grade LDD, o sistema é capaz de acumular valores ao longo das direções de modo a se produzir uma grade com valores acumulados que representam a quantidade de elementos que escoam água para

cada célula do DEM. Vale ressaltar que o LDD define o caminho preferencial tanto da chuva efetiva para o escoamento superficial quanto da chuva que infiltrou, gerando escoamento subsuperficial (PEREIRA, 2009; BEVEN, 2012).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A Figura 3.1 ilustra as principais etapas da metodologia deste trabalho. De maneira resumida, o SRTM-DEM foi utilizado para a determinação da grade de fluxo do escoamento, extração da drenagem e cálculo do comprimento hidráulico. As imagens do OLI/Landsat 8 e da constelação de satélites RapidEye foram utilizadas para a classificação do uso e cobertura da terra. O mapa de solos, juntamente com o SRTM-DEM e o mapa de uso e cobertura da terra, foram utilizados para gerar o mapa do SCS-CN. Os dados hidrometeorológicos foram utilizados para calibrar as estimativas de chuva do radar meteorológico. A partir desses dados e da implementação do modelo SCS-CN foram gerados os hidrogramas para cada evento selecionado.

Figura 3.1 – Fluxograma da metodologia adotada.



Fonte: Produção do autor.

3.1. ÁREA DE ESTUDO

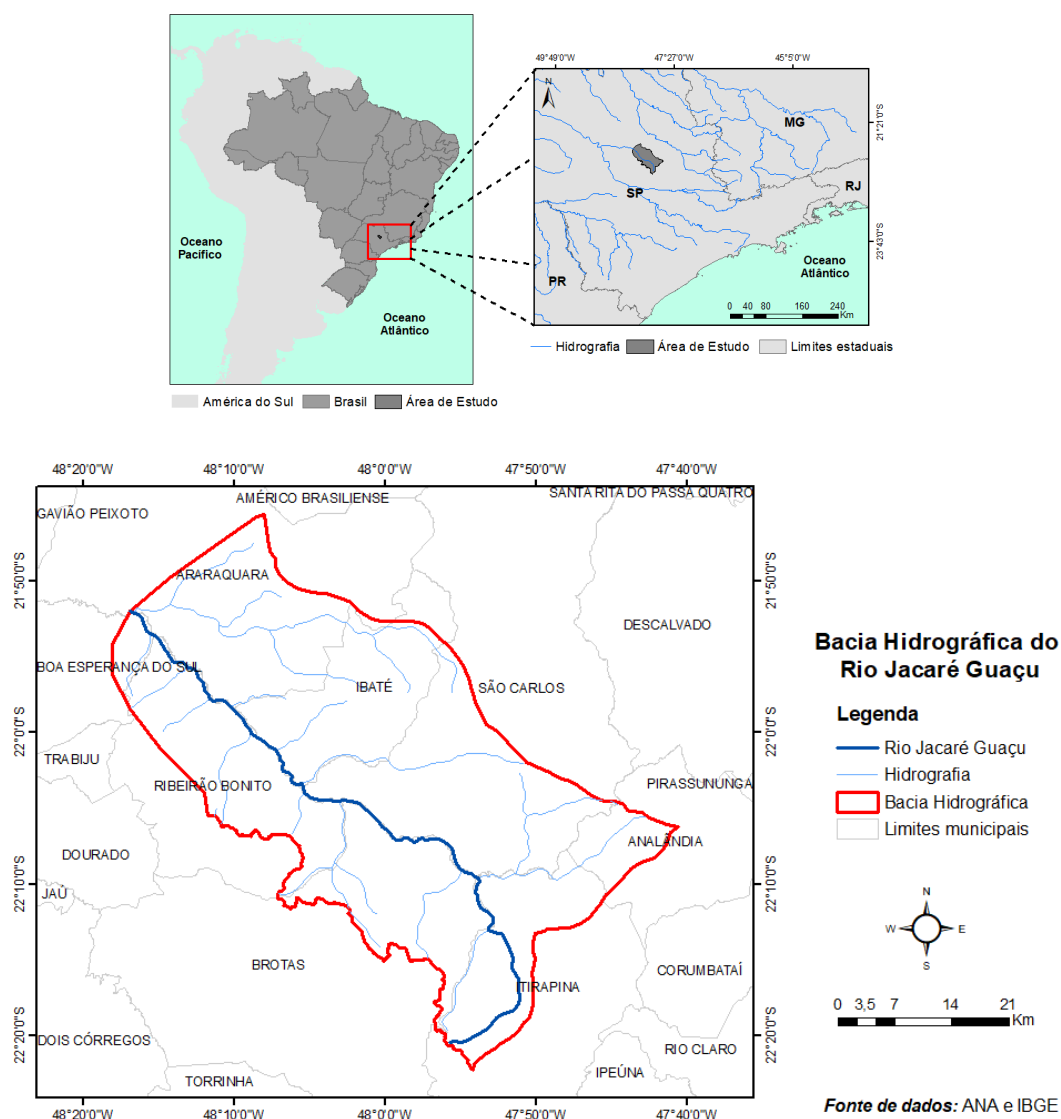
A área de estudo compreende na Bacia Hidrográfica do Rio Jacaré Guaçu, localizada no centro-leste do Estado de São Paulo, entre os paralelos 21° 37' e 22° 22' de latitude sul e os meridianos 47° 43' e 48° 56' de longitude oeste. A bacia abrange os municípios de Araraquara, São Carlos, Ibaté e Itirapina, totalizando uma área de 1.820 km².

A Bacia Hidrográfica do Rio Jacaré Guaçu (Figura 3.2) pertence à Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI) 13 do sistema de bacias Tietê-Jacaré (UGRHI-TJ). O Sistema Hidrográfico do Tietê-Jacaré engloba três

principais rios, o Rio Tietê, o Rio Jacaré-Guaçu e o Rio Jacaré Pepira, sendo a área total de drenagem de 11.749km².

Segundo Mazzuco et al., (2017), a bacia do Rio Jacaré Guaçu apresenta predominantemente um relevo plano, composto por colinas suavemente onduladas, oriundas do intemperismo químico e físico das formações geológicas existentes, neste caso, dos arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia.

Figura 3.2 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

3.1.1. Geologia e Solos

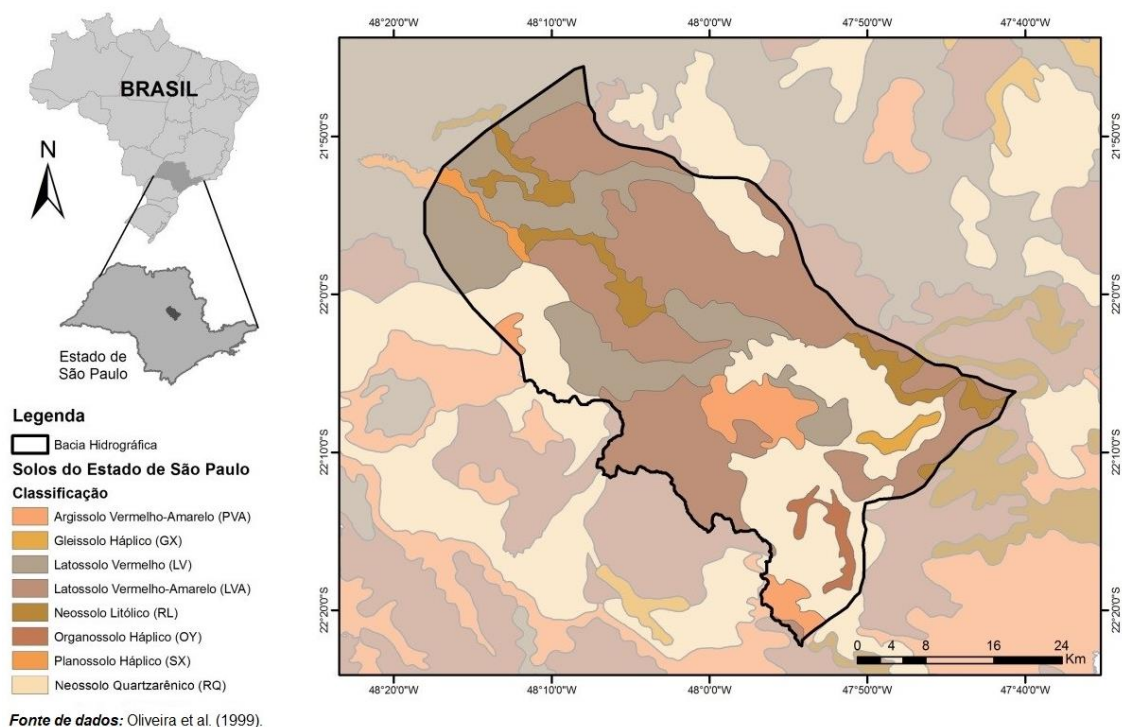
A geologia da bacia apresenta rochas dos períodos Cretáceo, Jurássico e Triássico. A bacia encontra-se estratificada, de modo geral, numa sequência que inclui o Sistema Aquífero Guarani (SAG). O SAG é composto por arenitos que compreendem duas formações: Pirambóia e Botucatu, dos períodos Triássico-Jurássico. Os arenitos eólicos da Formação Botucatu constituem-se nos melhores reservatórios de águas subterrâneas, enquanto os arenitos de origem flúvio-lacustre/eólico da Formação Pirambóia possuem maior quantidade de argila, diminuindo sua eficiência hidráulica. Os arenitos da Formação Botucatu afloram em uma extensa área da bacia, formando uma importante área de recarga do SAG. Essa área abrange a região de Itirapina, a leste, até as proximidades de Ibitinga, a oeste, onde o Rio Jacaré-Guaçu deságua no Rio Tietê. As coberturas do Planalto de São Carlos ocupam o topo do divisor de águas da parte nordeste da bacia, estendendo-se desde a região de São Carlos até a região do município de Ibaté. São de arenitos conglomeráticos provenientes das serras vizinhas, cuja deposição é sincrônica da escavação da Depressão Periférica (IPT, 1981).

A bacia apresenta ao longo de sua extensão 8 tipos diferentes de solos, sendo que os solos predominantes são o Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA), Latossolo Vermelho (LA) e os Neossolos Quartzarênicos (RQ) (Figura 3.3). Os latossolos são solos intemperizados, resultantes das transformações do material construtivo, e são constituídos de minerais primários ou secundários, poucos resistentes ao intemperismo. Esses solos são originados por diversas espécies de rochas e sedimentos, sobre condições de clima e vegetação variados. Normalmente são profundos, com pouca diferenciação de subhorizontes. Além disso, são solos ácidos, com baixa saturação por bases, distróficos ou aluminicos, porém podem ocorrer zonas com média e até alta saturação por bases em regiões que apresentam estação seca pronunciada, ou por influência de rochas básicas e calcárias (EMBRAPA, 2006).

Os Neossolos são constituídos por material mineral ou orgânico pouco espesso. A atuação dos processos pedogenéticos é de baixa intensidade, devido a

características dos materiais de origem, ou por influência do clima, relevo, ou tempo, podendo limitar ou impedir a evolução do solo, portanto, os neossolos não apresentam diferenciação significativa em relação ao material de origem (EMBRAPA, 2006).

Figura 3.3 – Mapa de solos da bacia em análise.

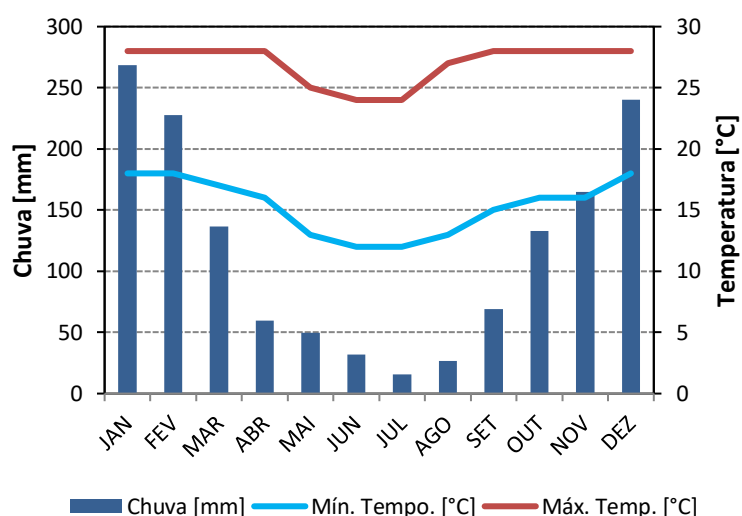


Fonte: Produção do autor.

3.1.2. Clima e Sistemas atmosféricos

De acordo com a classificação de Köppen (1918), o clima da região pode ser classificado como um clima tropical de altitude (Cwa), com verão úmido e inverno seco e um clima quente de inverno seco, que vai de abril a setembro. A precipitação média anual é em torno de 1.400mm (Figura 3.4), predominando nos meses mais quentes (CEPAGRI, 2017).

Figura 3.4 – Climograma baseado nas normais climatológicas do INMET para a região de São Carlos-SP (1961-2016).



Fonte: INMET.

Nessa região do estado de São Paulo, no verão, os raios solares incidem quase que perpendicularmente devido à proximidade com o trópico de capricórnio. No verão também, ocorre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que traz umidade da região amazônica para outras regiões do Brasil, tendo um papel importante na explicação da chuva na região Sudeste brasileira. As ZCAS são facilmente identificadas em imagens de satélite como uma banda de nebulosidade que se estende da Amazônia até o oceano Atlântico Sul (CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY, 1988). É importante destacar que esses sistemas causam aumento da precipitação sobre a região em que estão atuando e, à medida que o inverno se aproxima, os sistemas atmosféricos enfraquecem e a chuva atinge o seu mínimo anual. Além das ZCAS, outros sistemas atmosféricos também contribuem para a precipitação ao longo de todo o ano no sudeste brasileiro, como a passagem de frentes frias, ciclones costeiros, linhas de instabilidade tropicais e pré-frontais e a circulação de brisa (REBOITA et al., 2012).

3.1.3. Vegetação

Apesar de a bacia estar inserida em um domínio fitogeográfico de Cerrado, restam apenas 1,34% de remanescente dessa vegetação. A utilização do solo para a agricultura e a pastagem foram os principais agentes desse processo de destruição da vegetação original da bacia. De acordo como o relatório do Comitê de Bacia Tietê-Jacaré, o cultivo da cana-de açúcar destaca-se como predominante em várias regiões, principalmente na porção norte da bacia, entre os municípios de São Carlos e Nova Europa. Na região de Araraquara, a citricultura alcança posição de destaque (CBH-TJ, 2013).

3.2. MATERIAIS

Os materiais utilizados na elaboração deste estudo encontram-se descritos na Tabela 3.1. As próximas seções apresentam uma breve descrição de cada tipo de dado, com exceção dos dados do radar meteorológico que já foi discutido previamente na seção 2.3.

Tabela 3.1 – Características dos dados utilizados neste trabalho.

Dado	Variável [unid.]	Domínio Espacial	Domínio Temporal	Agência	Portal Online
Estações Pluviométricas	Chuva [mm]	Pontual	24 horas, de janeiro a dezembro de 2013	DAEE/ANA	http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/
Estação Fluviométrica	Vazão [m³/s]	Pontual	24 horas, de janeiro a dezembro de 2013	DAEE	http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/
Bacia Hidrográfica	Área [km²]	Polígono	-	IBGE	https://downloads.ibge.gov.br/
SRTM-DEM	Altimetria [m]	1 arco-segundo	-	USGS	http://earthexplorer.usgs.gov/
OLI/Landsat 8	Número Digital []	30 m	17 de abril de 2013	USGS	http://earthexplorer.usgs.gov/
RapidEye	Número Digital []	5 m	Novembro / dezembro de 2012	RapidEye System Mission	http://www.rapideye.com
Mapa de Solos	Tipo de Solo	1:250.000	-	IAC	-

Fonte: Produção do autor.

Foram utilizados os *softwares* a seguir para o processamento dos dados:

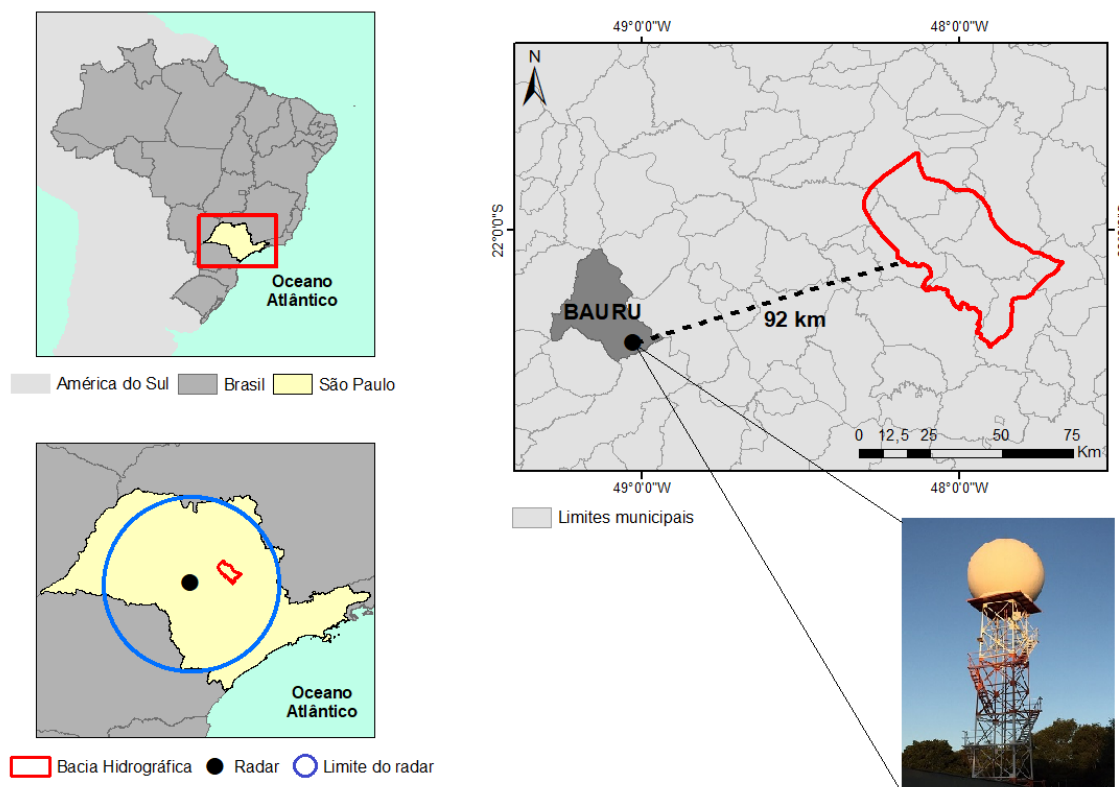
- processamento de dados geoespaciais e hidrometeorológicos: ArcGIS, Envi, R Studio e TerraHidro;
- classificação do uso e cobertura da terra: Envi;
- modelagem hidrológica: plataforma R Studio.

3.2.1. Dados Hidrometeorológicos

Para este estudo foram considerados dois instrumentos de medida de chuva: pluviômetros e radar meteorológico. A fonte de dados de radar foi o IPMet da Unesp de Bauru e dos dados pluviométricos foram a Agência Nacional de Águas (ANA) e o Departamento de Água e Energia Elétrica do Estado de São Paulo

(DAEE). Foram identificadas as estações existentes no raio de abrangência quantitativa do radar e da bacia do Jacaré-Guaçu (Figura 3.5).

Figura 3.5 – Representação da localização do radar de Bauru e da bacia hidrográfica do rio Jacaré-Guaçu.



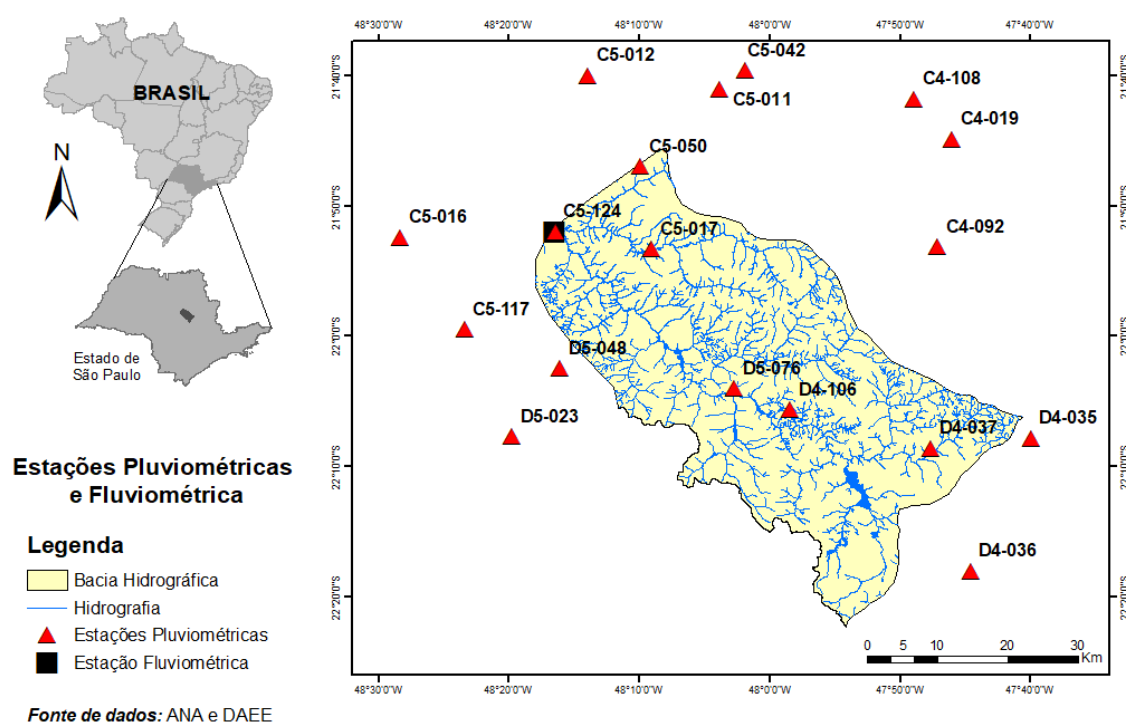
Fonte: Produção do autor.

No banco de dados da ANA e do DAEE, os dados hidrometeorológicos disponíveis compreendem até o ano de 2015, entretanto, os dados utilizados nesse estudo abrangem o período de janeiro a dezembro de 2013. Esse período foi escolhido, pois apresentou o maior número de estações operantes na área de estudo, sem ocorrência de interrupção no registro de dados. Além disso, os anos sucessores de 2014 e 2015 foram anos atípicos, não apresentando eventos interessantes para análise devido à seca que atingiu o Estado de São Paulo (MARENGO et al., 2015).

Nesse trabalho foram utilizados dados de 18 estações pluviométricas, contudo, a área de estudo apresenta apenas uma estação fluviométrica em operação,

localizada no exutório da bacia, portanto, todos os dados de vazão são provenientes da mesma estação fluviométrica (Figura 3.6). Os pluviômetros utilizados pela ANA e DAEE são do tipo Ville de Paris e de báscula (ANA, 2014). Já a estação fluviométrica, operada pelo DAEE, registra a vazão por meio de leituras a partir de uma régua linimétrica.

Figura 3.6 – Mapa de localização das estações pluviométricas e fluviométrica utilizadas neste estudo.



Fonte: Produção do autor.

3.2.2. Dados SRTM-DEM

O SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foi uma missão espacial liderada pela NASA com parceria das agências espaciais da Alemanha (DLR) e Itália (ASI), realizada durante 11 dias do mês de fevereiro de 2000 com o objetivo de gerar um modelo digital de elevação global. As informações altimétricas do SRTM foram adquiridas por um radar de abertura sintética (SAR) a bordo do ônibus espacial *Endeavour*, que adquiriu dados sobre mais de 80% da superfície

terrestre (FARR, 2007). Para esse estudo, foi utilizado o SRTM de 30 m de resolução (1 arco segundo).

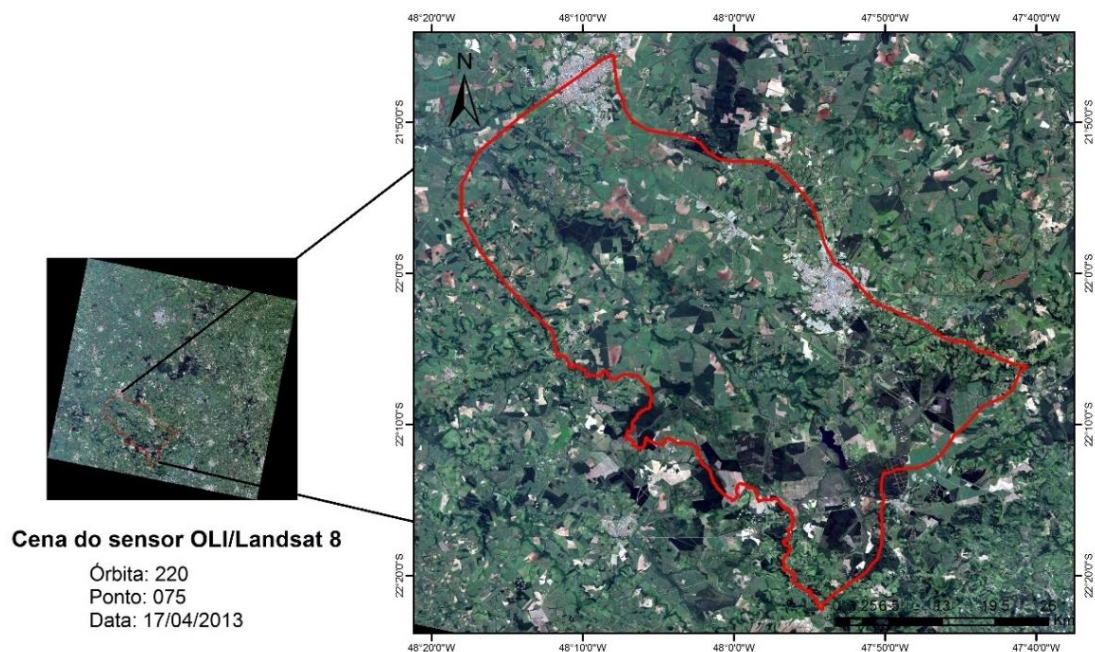
Depois de realizada as devidas correções, o DEM foi utilizado para definir a direção preferencial do fluxo nas vertentes (*Local Drain Direction* – LDD), da extração da drenagem e do cálculo do comprimento hidráulico (RENNÓ et al., 2008; ROSIM et al., 2013). Para determinar o comprimento hidráulico, foi implementado um módulo escrito em IDL/ENVI especialmente para este cálculo.

3.2.3. Dados Landsat 8 e RapidEye

Lançado em fevereiro de 2013, a missão *Landsat Data Continuity Mission* – Landsat 8 operou pela primeira vez no ano de lançamento, contando com nove diferentes bandas, sendo oito delas multiespectrais, com resolução espacial de 30 metros e uma pancromática, de 15 metros. O satélite Landsat 8 possui dois sensores em seu *payload*, o *Operational Land Imager* (OLI) e o *Thermal Infrared Sensor* (TIRS), apresentando uma órbita polar e sol-síncrona, a uma altitude de 705 km, o que permite um tempo de revisita de 16 dias. No presente estudo foi priorizada a busca de imagens geradas apenas pelo sensor OLI (Figura 3.7). O OLI é um sensor de pushbroom, com matrizes longas de detectores formando a imagem à medida que o satélite se move através da Terra (IRONSON et al., 2012).

Figura 3.7 – Cena do sensor OLI/Landsat 8 utilizada para classificação do uso e cobertura da terra.

Bacia Hidrográfica do Rio Jacaré-Guaçu



Fonte: produção do autor.

O OLI também inclui duas bandas com características particulares que são a banda Cirrus para auxiliar na detecção de nuvens cirrus e a banda Coastal Aerosol (CA) para melhor resolução de água e aerossóis na região azul. Ao contrário dos sensores TMs dos seus antecessores, o OLI não inclui uma banda térmica. As principais características do sensor OLI estão apresentadas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Características do sensor OLI/Landsat 8.

Banda	Intervalo Espectral [μm]	Resolução Espacial [m]
Coastal Aerossol	0,435-0,451	30
Blue	0,452-0,512	30
Green	0,533-0,590	30
Red	0,636-0,673	30
NIR	0,851-0,879	30
SWIR 1	1,566-1,651	30
SWIR 2	2,107-2,294	30
PAN	0,503-0,676	15
Cirrus	1,363-1,384	30

Fonte: Vanhellemont et al., (2014).

Para realizar a avaliação da classificação do uso e cobertura da terra (imagem de referência) foram utilizadas imagens adquiridas pela constelação de satélites RapidEye. A constelação de satélites RapidEye foi lançada em 29 de agosto de 2008, sendo formada por 5 satélites. Entretanto, o início do fornecimento das imagens para fins comerciais iniciou-se em fevereiro de 2009, com revisita diária para grandes áreas. A faixa da abrangência de coleta de imagens é de 77 km de largura e 1500 km de extensão. Os satélites são capazes de coletar mais de 5 milhões de km^2 de imagens com 5 metros de resolução, com 5 bandas de imagens de cor a cada dia. Os satélites da constelação RapidEye encontram-se a uma órbita de 630 km de altitude, síncrona com o sol, e apresentam o sensor REIS (*RapidEye Earth Imaging System*), com uma banda “Red-Edge” (RAPIDEYE, 2013). As características do sensor REIS estão apresentadas na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Características do sensor REIS.

Bandas Espectrais	Faixa do Espectro
Azul	440-510
Verde	520-590
Vermelho	630-685
Red-Edge	690-730
Infravermelho próximo	760-850

Fonte: RapidEye (2013).

3.2.4. Mapa de Solos

O primeiro mapa de solos do Estado de São Paulo foi publicado em 1960, na escala 1:500.000. Ele foi extraído da fase inicial de levantamento de reconhecimento de solos de Unidades da Federação, executado pela antiga Comissão de Solos, do Ministério da Agricultura, hoje Centro Nacional de Pesquisa de Solos (EMBRAPA-Solos). Devido a algumas deficiências da época, o Instituto Agronômico de Campinas (IAC), em parceria com a EMBRAPA-Solos, iniciou em 1996 um projeto para incorporar todos os conhecimentos até então adquiridos. Um novo mapa de solos na escala 1:500.000 foi apresentado em julho de 1999 no Congresso Brasileiro de Ciência do Solo em Brasília, resultado da compilação e adequação de uma série de 8 mapas, provenientes do Projeto RADAMBRASIL, que nos anos 70 mapeou o território nacional, e 15 mapas do próprio IAC, além do antigo mapa de 1960. Foi necessário desenvolver uma metodologia de ajustes, além de redefinir as legendas e detalhamentos até chegar ao mapa final (OLIVEIRA et al., 1999).

3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS

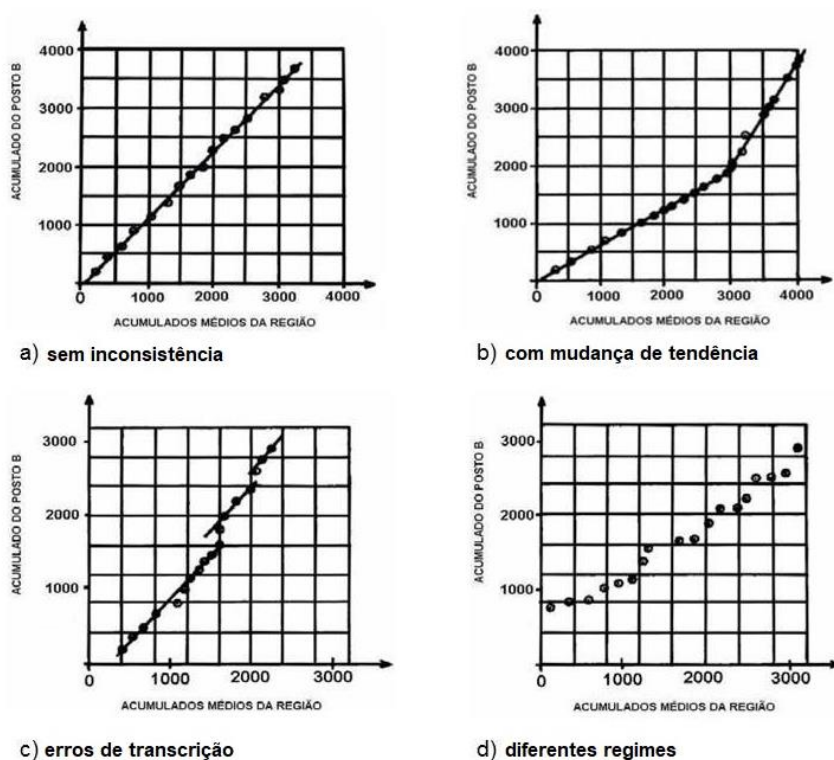
Nas próximas seções, estão descritos os procedimentos metodológicos que foram utilizados para os dados hidrometeorológicos. Inicialmente, são discutidos aspectos gerais da seleção das estações pluviométricas através da análise de consistência dupla massa (seção 3.3.1). A seção 3.3.2. aborda sobre as estimativas de chuva do radar meteorológico. Em seguida, na seção 3.3.3, é descrita a comparação das estimativas de chuva das estações pluviométricas e do radar. E, por fim, na seção 3.3.4 é abordado o processo de correção das estimativas de chuva do radar.

3.3.1. Seleção das estações pluviométricas através da Análise de Consistência Dupla Massa

Para a realização da análise de consistência das estações pluviométricas, foi escolhido o método de dupla massa desenvolvido pelo *U.S. Geological Survey*

(USGS). Esse método consiste em selecionar os postos pluviométricos de uma região, acumular os seus valores e plotar o resultado num sistema de coordenadas. Na ordenada, são plotados os totais acumulados de um determinado posto e na abscissa os totais médios da precipitação acumulada da região. Esse método é utilizado para verificar a presença de alguma anormalidade na estação pluviométrica analisada, tal como mudança de local ou das condições do pluviômetro ou modificação no método de observação (Figura 3.8). Os totais acumulados dos postos analisados devem ser proporcionais aos totais médios acumulados da região, ou seja, os pontos deveriam alinhar-se segundo uma linha reta (BURIOL et al., 2006).

Figura 3.8 – Representações gráficas do método de Dupla-massa.



Fonte: Adaptado de Villela e Mattos (1975).

Qualquer mudança de tendência indica inconsistência que pode variar de acordo com o problema, sendo, neste caso, incorreta toda associação que se deseje fazer entre os dados dos postos inconsistentes e a região a qual pertencem. Nesse trabalho, foi realizada a análise de dupla massa para todas as estações,

iniciando-se por aquelas que apresentaram menor coeficiente de correlação de Pearson (r) com as demais estações, de acordo com a equação:

$$r = \frac{\sum_{l=1}^n (P_{i,l} - \bar{P}_i)(P_{j,l} - \bar{P}_j)}{\sqrt{(\sum_{l=1}^n (P_{i,l} - \bar{P}_i)^2) (\sum_{l=1}^n (P_{j,l} - \bar{P}_j)^2)}} \quad (3.1)$$

onde: $P_{i,l}$ é a chuva observada [mm] pela estação pluviométrica i para o dia l ; $P_{j,l}$ é a chuva observada [mm] pela estação pluviométrica j para o dia l ; $\bar{P}_i$ é a média da chuva observada pela estação i [mm] para todos os dias analisados; $\bar{P}_j$ é a média da chuva observada pela estação j [mm] para todos os dias analisados; e n é o número de dias analisados.

3.3.2. Estimativas de Chuva do Radar Meteorológico

Os dados do radar meteorológico operado pelo IPMet foram fornecidos através do produto CAPPI com altura de 3,5 km (altura padrão), amostrados a cada 7,5 ou 15 minutos, durante o período escolhido, ou seja, de janeiro a dezembro de 2013, sendo totalizados aproximadamente 60.000 arquivos de CAPPI. Os dados foram processados através de um programa desenvolvido exclusivamente para o radar de Bauru em ambiente IDL/ENVI, do qual se extrai as informações dos arquivos CAPPI referentes a área de estudo e converte a refletividade da chuva [dBZ] dessa área, para taxa de precipitação [mm/h] por meio da relação $Z-R$ escolhida.

Para a quantificação do acumulado de chuva, os dados foram integrados em períodos diários (24 horas), gerando matrizes com resolução espacial de 1 km x 1 km. O programa flexibiliza a escolha do período a ser contabilizado, através da entrada da data e horário de início e término do período de acumulação da chuva. O horário de acumulação da chuva com radar iniciou-se às 07:00h de modo a acompanhar o horário de medição dos pluviômetros.

Para analisar as estimativas de chuva do radar com a chuva observada dos pluviômetros (método de Thiessen) e escolher a equação que melhor represente a distribuição das chuvas na bacia foram testadas três relações Z - R :

Equação de Jones:

$$Z = 486R^{1,37} \quad (3.2)$$

Equação de Marshall-Palmer:

$$Z = 200R^{1,6} \quad (3.3)$$

Equação de Calheiros:

$$Z = 32R^{1,65} \quad (3.4)$$

Cada equação é comumente aplicada a um tipo específico de precipitação, entretanto, devido à dificuldade de se caracterizar o tipo de precipitação de cada evento, optou-se por aplicar as três relações para todo o período de dados analisado. A equação de Jones (1956) é aplicada em precipitações convectivas. Já a equação de Marshall-Palmer (1948) foi a primeira relação Z - R proposta, sendo a mais conhecida e utilizada entre os pesquisadores até hoje. Essa equação é aplicada geralmente para eventos estratiformes. A equação de Calheiros foi desenvolvida para ser utilizada exclusivamente para o radar de Bauru, incorporando o efeito da distância ao radar entre outras características próprias do radar do IPMet (EMIDIO; ANTONIO, 2007).

3.3.3. Comparação das estimativas de chuva das estações pluviométricas e do radar

A comparação das estimativas de chuva das estações com o radar foi realizada através da quantificação da chuva média representativa para a bacia, de acordo com a distribuição dos polígonos de Thiessen (THIESSEN, 1911). Esse método consiste em atribuir um fator de peso aos totais precipitados medidos em cada estação pluviométrica, sendo estes pesos proporcionais à área de influência de

cada estação, ou seja, possibilitando que a área de influência das estações seja considerada na avaliação da média da chuva. São considerados as estações inseridas na área, bem como estações localizadas na região de entorno e que exercem influência na área delimitada da bacia. O método apresenta bons resultados em terrenos levemente acidentados, quando a localização e exposição dos pluviômetros são semelhantes e as distâncias entre eles não são muito grandes. A precipitação média na bacia é calculada pela expressão:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i P_i}{A} \quad (3.5)$$

em que $\bar{P}$ é a precipitação média na bacia [mm]; P_i é a precipitação na estação i [mm]; A_i é a área de influência da estação i dada pela área do respectivo polígono, dentro da bacia [km²] e A é a área total da bacia [km²].

Para a quantificação da chuva estimada pelo radar, foi calculado a média dos pixels da grade gerada pelo radar, segundo a distribuição dos polígonos de Thiessen na bacia. Comparou-se a média dos pixels separadamente em cada polígono, de acordo com o valor observado pelas estações, correspondente ao mesmo polígono. Realizou-se esse método pois os pluviômetros medem ou registram a chuva de forma pontual e o radar meteorológico estima a chuva de forma espacial, sendo assim, a média é a maneira mais simples de suavizar as variações de cada instrumento.

Na literatura, é possível encontrar estudos comparando vários métodos de interpolação de quantificação da chuva média em uma bacia hidrográfica, como a krigagem, o inverso do quadrado da distância e o próprio método dos polígonos de Thiessen. Guardiman Junior et al., (2012) afirmam que cada método de interpolação pode ser útil para uma aplicação específica, que depende principalmente do fenômeno estudado e da distribuição espacial dos pontos amostrais. Entretanto, de acordo com Goovaerts (2000), o método de Thiessen assim como os outros métodos de interpolação citados ignora os

registros de elevação do terreno e a chuva nas estações circundantes, o que não o torna um método adequado de avaliação espacial dos dados pluviométricos.

3.3.3.1. Escolha da melhor Relação Z-R

A escolha da melhor relação Z-R foi realizada com base nas seguintes métricas: coeficiente de determinação (r^2), desvio padrão (S), Raiz do Erro Quadrático Médio ($REQM$) e $bias$. O r^2 é utilizado para medir a concordância entre a chuva observada pelas estações e a chuva estimada pelo radar, sem levar em conta a magnitude do erro. Já o $REQM$ representa o erro total em mm, independente da direção do erro (super ou subestimação). Entretanto, o $REQM$ pode ser influenciado pelo S , pois um maior S implica em um maior $REQM$ independente do erro associado. O $bias$ representa a direção em que o radar erra; se for negativo o radar subestima a chuva, já se for positivo o radar superestima a chuva (RABIEI; HABERLANDT, 2015).

$$r^2 = \frac{(\sum_{l=1}^n (P_{o,l} - \bar{P}_o) P_{e,l})^2}{\sum_{l=1}^n (P_{o,l} - \bar{P}_o)^2 \sum_{l=1}^n (P_{e,l} - \bar{P}_e)^2} \quad (3.6)$$

$$S = \sum_{l=1}^n \sqrt{\frac{(P_{o,l} - \bar{P}_o)^2}{(n-1)}} \quad (3.7)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (P_{e,l} - P_{o,l})^2} \quad (3.8)$$

$$bias = \frac{\sum_{l=1}^n (P_{e,l} - P_{o,l})}{\sum_{l=1}^n (P_{o,l})} \quad (3.9)$$

onde: $P_{o,l}$ é a chuva observada [mm] pelas estações pluviométricas para o dia l ; $P_{e,l}$ é a chuva estimada [mm] pelo radar meteorológico para o dia l ; $\bar{P}_o$ é a média da chuva observada [mm] para todos os dias analisados; $\bar{P}_e$ é a média da chuva estimada [mm] para todos os dias analisados; e n é o número de dias analisados (eventos).

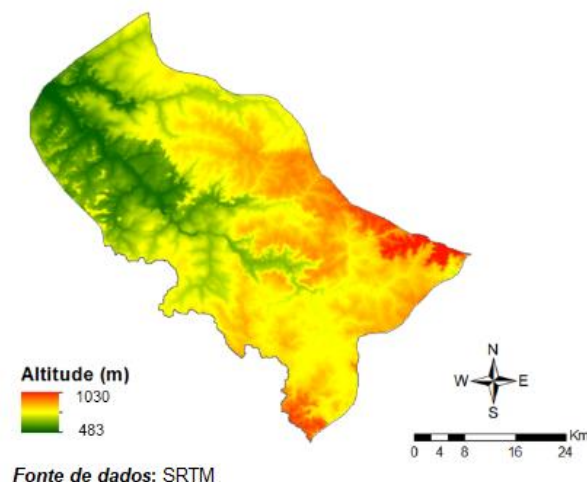
Vale ressaltar que entre os dias 25 de fevereiro a 9 de março de 2013, o radar de Bauru não esteve em funcionamento devido a pintura de sua torre, e que alguns dias de 2013 não apresentaram dados de estimativa de chuva pelo radar devido a falhas no sistema de operação (eventuais quedas de energia). Para não influenciar no resultado da validação, esses dias foram retirados da série de dados.

3.3.4. Correção das estimativas de chuva do radar

Após a escolha da relação $Z-R$ que melhor representou a quantificação da precipitação definida no item 3.3.3.1., realizou-se a correção das estimativas de chuva do radar de acordo com o fator de correção entre a chuva estimada pelo radar meteorológico e a chuva observada pelos pluviômetros. Essa correção é necessária visto que deve-se minimizar as distorções ocasionadas pela alteração das informações entre esses dois instrumentos, que podem ocasionar uma super ou subestimação da precipitação (WILSON; BRANDES, 1979; ANTONIO, 1998; PEREIRA FILHO, 1998; KAISER, 2006; ANTONIO; ANDRADE, 2007; PRICE et al., 2014).

Sendo assim, foi necessário aplicar um método alternativo de interpolação das estações para encontrar a precipitação mais representativa da bacia. Como visto anteriormente, o método dos polígonos de Thiessen, assim como outros métodos de interpolação, fornece bons resultados apenas em terrenos levemente acidentados, quando a localização e exposição dos postos pluviométricos são semelhantes e as distâncias entre os mesmos não são muito grandes (GOOVAERTS, 2000; SILVA, 2016; MARCUZZO, 2017). Contudo, de acordo com o mapa altimétrico da Bacia do Rio Jacaré-Guaçu (Figura 3.9) é possível notar um elevado gradiente de altitude na bacia.

Figura 3.9 –Mapa Altimétrico da bacia.



Fonte: Produção do autor.

Nesse estudo, definiu-se uma abordagem que procura estimar os pesos de cada estação na definição da chuva representativa para a bacia, através da minimização dos erros quadráticos das estações pluviométricas. Dessa forma, a área não interfere no peso das estações conforme a equação:

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^n K_i P_i \quad (3.10)$$

em que $\bar{P}$ é a precipitação média na bacia [mm]; P_i é a precipitação na estação i [mm] e K_i é o peso de influência da estação i .

Para isso, foi utilizado o algoritmo de otimização *Broyden Fletcher Goldfarb Shanno* (BFGS) que é um método iterativo para resolver problemas de otimização não-linear sem restrições. Este algoritmo está implementado no pacote Optimx na plataforma R (NASH; VARADHAN, 2011). Foram realizadas duas seleções, iniciando pelo conjunto das 18 estações e excluindo sucessivamente as estações que apresentaram os menores pesos. Toda vez que uma estação era retirada do conjunto de dados, o programa era executado novamente. Os pesos das estações foram otimizados até que o coeficiente de determinação (r^2) entre as estações e o radar indicasse um melhor ajuste. Em

seguida, a precipitação estimada pelo radar foi multiplicada pelo fator de correção gerado pelo conjunto de estações selecionadas na otimização.

3.4. MODELAGEM HIDROLÓGICA

Nas próximas seções estão descritos os procedimentos metodológicos realizados para a implementação do modelo hidrológico. A seção 3.4.1 aborda a classificação do uso e cobertura da terra para a bacia. Em seguida, na seção 3.4.2 encontram-se resumidas as etapas referentes a implementação do modelo hidrológico SCS-CN, e por último, na seção 3.4.3 é discutido como foi realizada a avaliação do modelo.

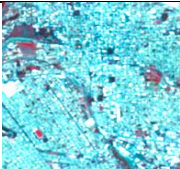
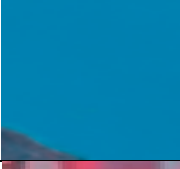
3.4.1. Classificação do Uso e Cobertura da Terra

A classificação do uso e cobertura da terra foi realizada pelo método da Máxima Verossimilhança (Maxver). O classificador supervisionado Maxver é um algoritmo paramétrico que associa classes considerando pontos individuais da imagem e assume que essas classes possuem distribuição gaussiana ou normal, o que significa que objetos pertencentes à mesma classe apresentam resposta espectral próxima à média de valores para aquela classe. Os classificadores “pixel a pixel”, como o Maxver, utilizam apenas a informação espectral de cada pixel para encontrar regiões homogêneas na imagem. O resultado final do processo de classificação é uma imagem digital que constitui um mapa de “pixels” classificados. A eficácia do Maxver depende, principalmente, de uma boa precisão da estimativa do vetor médio e da matriz de covariância de toda classe espectral, de acordo com o padrão das amostras de treinamento utilizadas para classificar a imagem (TSO; MATHER, 2009).

Na etapa de pré-processamento, foi gerada uma composição colorida R5G4B3, sobre a qual foram extraídas amostras manualmente para realização da classificação. Previamente foram selecionados 7 tipos de uso, os quais foram identificados na composição colorida e utilizados na seleção de amostras. A

tabela 3.4 apresenta as chaves de interpretação para a identificação das diferentes classes.

Tabela 3.4 – Chaves de interpretação utilizadas para a identificação das classes de uso da terra, na composição colorida R5G4B3 do sensor OLI.

Classe	Descrição	Identificação visual na composição R5G4B3
Área Urbana	Casas, Condomínios habitacionais e estruturas de armazenamento.	
Culturas Agrícolas	Áreas destinadas a cultivos agrícolas. Destaca-se na área de estudo, o cultivo de citricultura e cana-de-açúcar.	
Água	Corpos d'água como lagoa, lagos e rios.	
Campo/Pastagem	Estrato predominantemente arbustivo, esparsamente distribuído sobre um tapete gramíneo-lenhoso.	
Floresta	Áreas ocupadas por matas nativas de porte arbóreo, avançado em domínios da mata atlântica.	
Reflorestamento	Áreas com cultivo de eucaliptos e pinus.	
Solo Exposto	Áreas predominantemente sem vegetação.	

Fonte: Produção do autor.

Para obter uma resolução espacial maior das bandas espectrais do sensor OLI (bandas 1 a 7, resolução de 30m), executou-se a fusão das mesmas com a

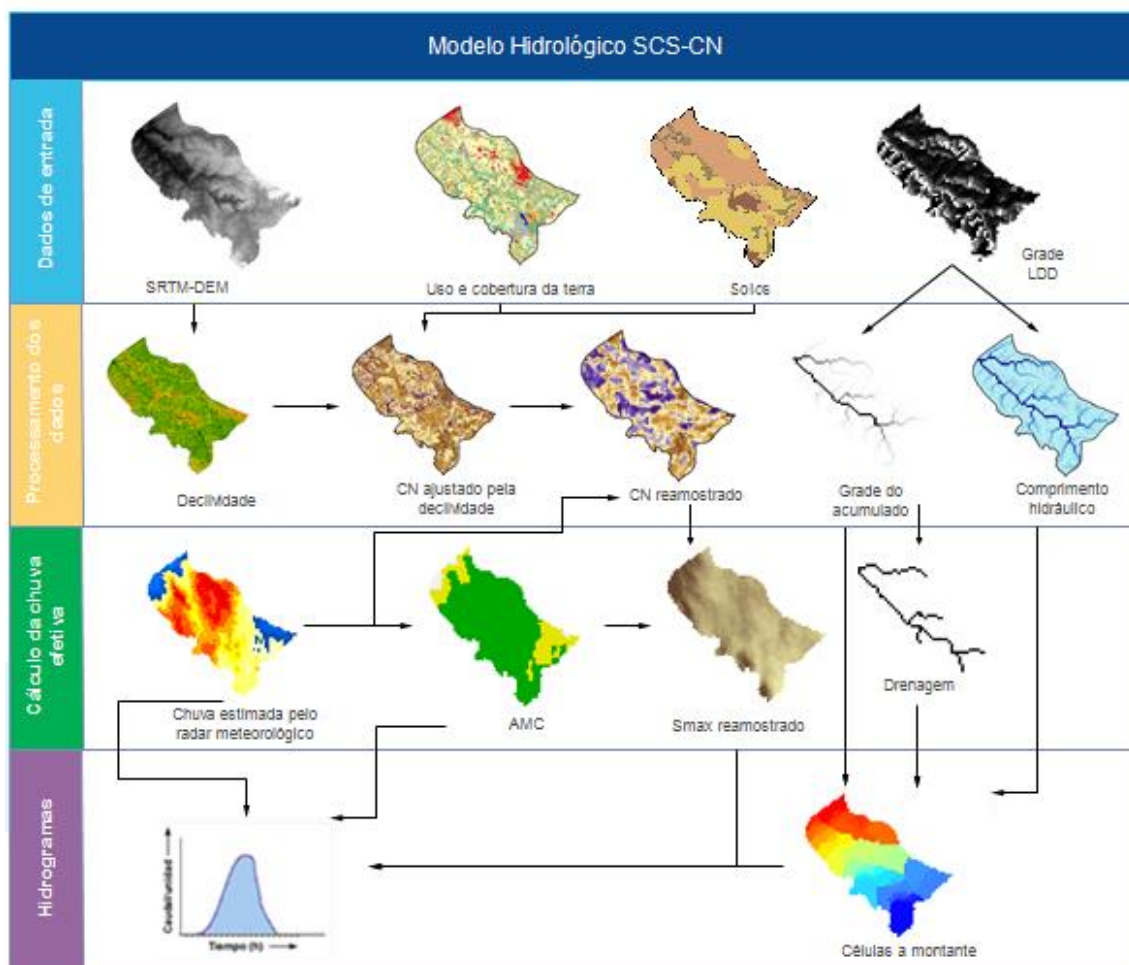
banda pancromática (banda 8, resolução de 15m) pelo método *Gram-Schmidt*, obtendo-se bandas multiespectrais com 15m de resolução espacial.

A classificação foi avaliada por meio de uma matriz de confusão e da exatidão global (STEHRMAN, 1997). Imagens do satélite RapidEye foram utilizadas como referência. Foi realizado um mosaico de 11 cenas do satélite Rapideye datadas de novembro e dezembro de 2012, na composição de bandas R5G4B3, realçando a vegetação. Os pontos de validação foram amostrados por meio de uma amostragem aleatória estratificada. A estratificação foi realizada a partir das classes de uso e cobertura da terra, sendo amostrados um total de 1500 pontos. O número de pontos foi definido de acordo com o tamanho das classes, sendo que foram amostrados 200 pontos para a classe água, 200 pontos para a classe área urbana, 300 pontos para a classe cultura agrícola, 200 pontos para a classe floresta, 150 pontos para a classe campo, 250 pontos para a classe solo exposto e 200 para a classe reflorestamento.

3.4.2. Modelo Hidrológico SCS-CN

As etapas referentes à implementação do modelo hidrológico SCS-CN estão resumidas na Figura 3.10.

Figura 3.10 – Fluxograma do Modelo Hidrológico SCS-CN.



Fonte: Produção do autor

Os valores de Curva Número foram definidos pela intersecção do uso e cobertura da terra e do mapa de solos, descritos na Tabela 3.5. A condição hidrológica do solo está relacionada à cobertura da terra, como densidade da cobertura vegetal e rugosidade do terreno (USDA,1986).

Tabela 3.5 – Curva número (CN) para diferentes tipos de uso e cobertura da terra, condição hidrológica e grupo hidrológico do solo.

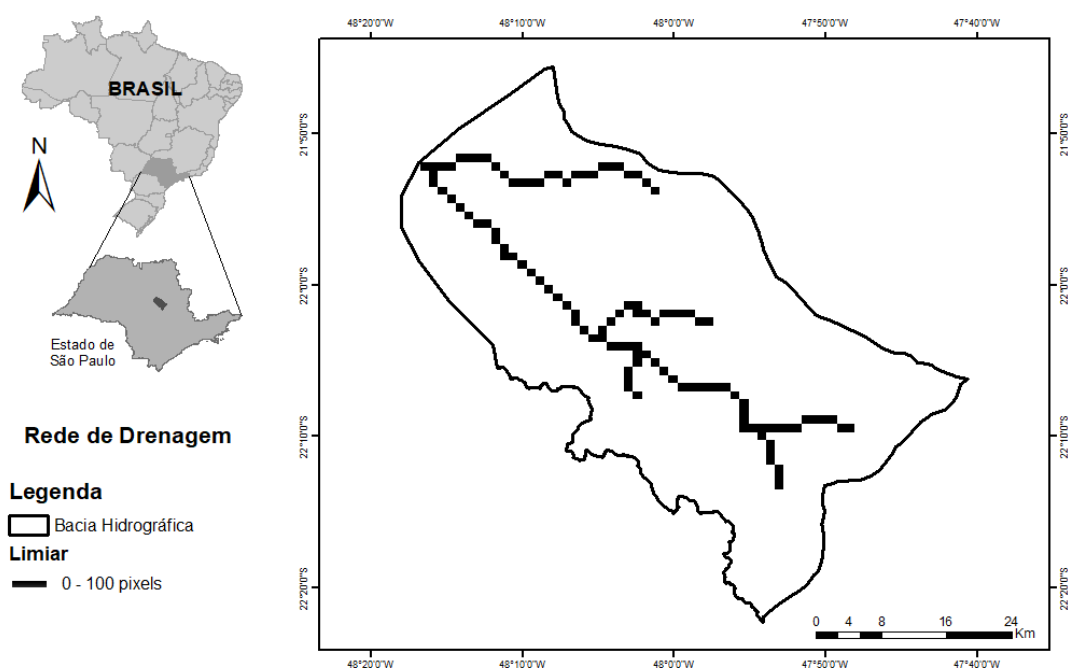
Uso e cobertura da Terra	Condição Hidrológica	Grupo hidrológico do solo			
		A	B	C	D
Água	-	-	-	-	100
Área urbana	Pobre	89	92	94	95
Culturas Agrícolas	Boa	61	73	81	84
Florestas	Boa	25	55	70	77
Pastagens	Média	49	69	79	84
Solo Exposto	Pobre	77	86	91	94
Reflorestamento	Média	36	60	73	79

Fonte: Adaptado de USDA (1986) e Beven (2012).

Os valores de CN foram corrigidos pela declividade de acordo com a Equação 2.7 e de acordo com a respectiva AMC. Os dados de entrada de chuva foram as estimativas de chuva do radar, o que representa o acumulado de chuva diário em mm. Até o cálculo do S_{max} (Equação 2.4), todas as etapas foram realizadas com uma resolução espacial de 30 metros, porém, no momento da entrada do dado de chuva, o S_{max} foi reamostrado para a resolução espacial do radar de 1 km por meio da média zonal. Isso foi feito com intuito de manter os valores das estimativas de chuva do radar meteorológico inalterados, pois, caso contrário, haveria a inclusão de mais uma fonte de incerteza. A calibração do λ foi realizada para cada evento separadamente, pois além de variar em função da bacia, a constante λ também varia em função da intensidade da precipitação (WOODWARD et al., 2003).

A aplicação do modelo hidrológico distribuído do SCS apresenta algumas peculiaridades. A primeira delas é que os resultados do modelo são obtidos para um determinado elemento do espaço celular. Dessa forma, foram calculados os hidrogramas para cada elemento associado à rede de drenagem (Figura 3.11).

Figura 3.11 – Rede de drenagem referente ao valor da área acumulada usada como limiar.



Fonte: Produção do autor.

Em seguida, fez-se necessário calcular o valor de CN médio e a declividade média da área à montante de cada célula. Para este cálculo, foi necessário utilizar os valores da grade acumulada gerada através do LDD para acumular os valores de CN e de declividade a montante.

A soma de valores acumulados ao longo da bacia deve ser feita em uma ordem específica, de modo a acumular os valores de interesse. A trajetória é definida pela ordem da grade acumulada, ou seja, dos menores para os maiores valores. Os valores acumulados são divididos pelo total de células à montante para o cálculo do CN médio e declividade média.

A ordem de varredura também é importante para o cálculo do comprimento hidráulico, presente na Equação 2.9. Para cada célula, foi necessário calcular o comprimento do maior caminho percorrido pela água na área de contribuição. Este cálculo exige sua execução na mesma ordem da grade acumulada.

Para se calcular o hidrograma no exutório, todas as células da rede de drenagem foram integradas de acordo com a equação 2.12. Devido à dificuldade de se calcular a velocidade média do escoamento superficial para cada trecho da rede de drenagem, o fator k foi calibrado em 0,7 para todos os eventos, pois foi o valor que apresentou a curva mais suavizada do hidrograma.

3.4.3. Avaliação do Modelo

O modelo foi avaliado qualitativamente de acordo com a propagação do escoamento superficial extraído através da aplicação de um filtro digital numérico de separação de escoamento. Esses filtros são algoritmos utilizados para calcular o fluxo de base de cursos d'água, a partir de dados de vazão, supondo a separação da vazão de um rio em duas componentes (escoamento superficial e de base), automatizando o processo de separação de escoamento.

Para esse trabalho, foi utilizado o filtro de Eckhardt (2005). Em seu estudo, Eckhardt demonstrou que outros filtros publicados previamente poderiam ser representados por uma forma geral:

$$b_i = \frac{(1-BFI_{max})xb_{i-1}+(1-x)BFI_{max}Q_i}{1-x.BFI_{max}} \quad (3.10)$$

onde: Q é a vazão total, x representa o decaimento exponencial do período de recessão e BFI_{max} é o índice de fluxo de base máximo, sendo que este parâmetro pode estar relacionado a características geológicas e de cobertura do solo.

Diante da dificuldade de estimar o parâmetro BFI , Eckhardt propôs em seu estudo a predefinição dos valores, considerando a natureza dos rios (perenes ou efêmeros) e a característica hidrogeológica (aquífero poroso ou fraturado), de acordo com a tabela 3.6.

Tabela 3.6 – Valores pré-definidos de BFI_{max} de acordo com a natureza dos rios e da característica hidrogeológica.

Natureza do rio	Tipo de aquífero	BFI_{max}
Perene	cristalino	0,25
Efêmero	poroso	0,50
Perene	poroso	0,80

Fonte: Eckhardt (2005).

Segundo as características da Bacia Hidrográfica do Rio Jacaré-Guaçu, o BFI_{max} desejável é 0,80. Para este trabalho, foram utilizados os parâmetros $\alpha = 0,987$ e $BFI_{max} = 0,80$.

Os eventos que apresentaram escoamento superficial mais acentuados foram selecionados a partir do filtro de Eckhardt. Dessa forma, a avaliação do modelo foi realizada através da comparação dos hidrogramas gerados pelo modelo com os hidrogramas observados pelo filtro para cada evento selecionado.

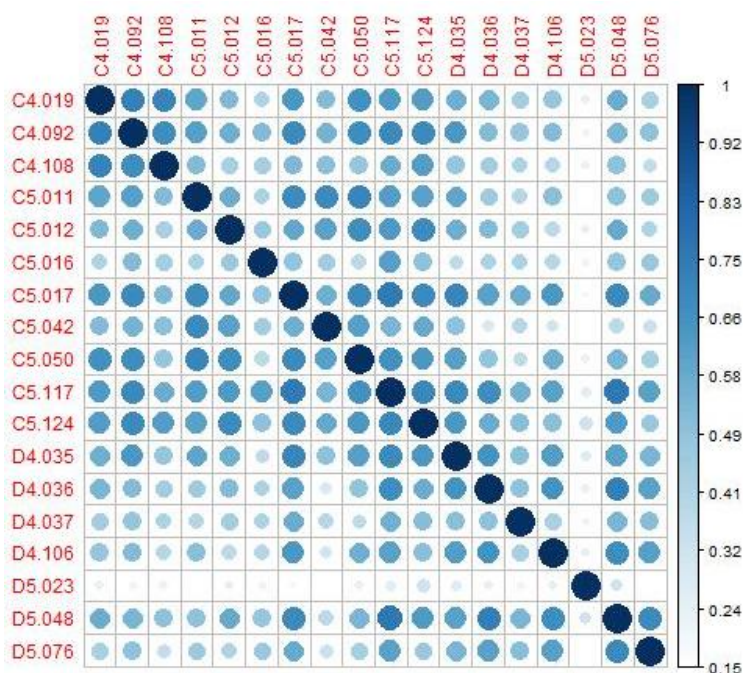
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta seção, são apresentados os resultados e discussão referentes: à análise dos dados pluviométricos (seção 4.1), à validação das estimativas de chuva do radar meteorológico (seção 4.2); à correção da relação $Z-R$ (seção 4.3); do uso e cobertura da terra (seção 4.4); seleção dos eventos de escoamento superficial (seção 4.5); e por fim da modelagem hidrológica (seção 4.6).

4.1. Análise dos Dados Pluviométricos

Para a análise dos dados pluviométricos, primeiramente foi feita uma matriz de correlação entre as 18 estações (Figura 4.1). A matriz de correlação possibilitou a análise simultânea da coerência entre as estações, identificando visualmente as estações que mais apresentaram concordância entre si.

Figura 4.1 – Matriz de correlação entre as estações pluviométricas.



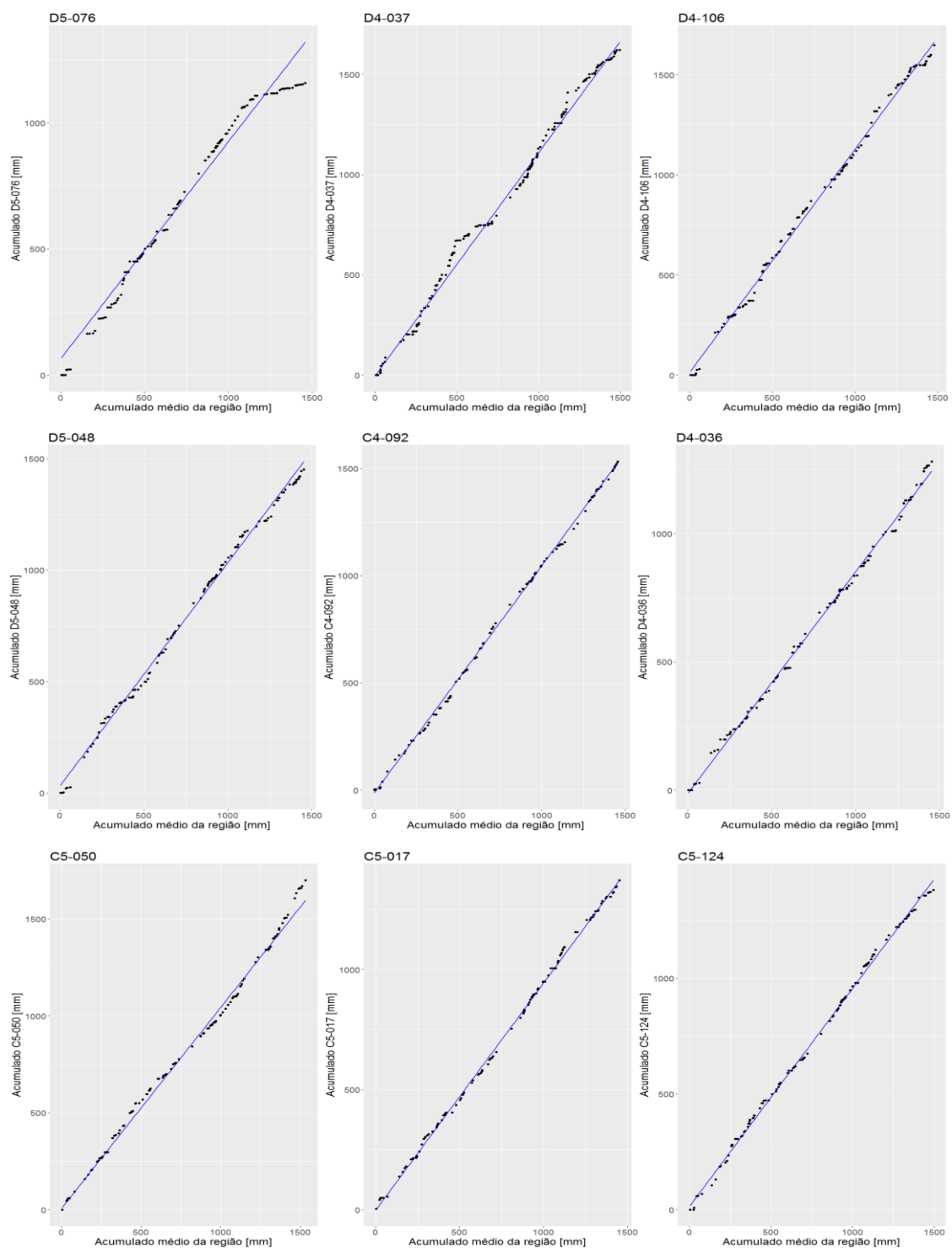
Fonte: Produção do autor

De acordo com a matriz de correlação, a estação D5-023 é a que apresenta a menor correlação entre todas as estações analisadas. Provavelmente essa

estação não apresenta o mesmo regime pluviométrico que as demais estações, sendo, portanto, a estação escolhida para iniciar a análise de consistência de dupla massa. Já as estações C5-017 e C5-124 apresentaram altas correlações com praticamente todas as estações analisadas.

A análise de consistência através do método de dupla massa foi realizada para todas as 18 estações. Entretanto, para a composição dos polígonos de Thiessen, foram utilizados dados de apenas 9 estações que apresentaram as melhores análises de consistência. (Figura 4.2). Sendo assim, as outras 9 foram descartadas.

Figura 4.2 – Gráficos resultantes da aplicação do método de dupla massa às séries correspondentes às estações utilizadas na elaboração dos polígonos de Thiessen.

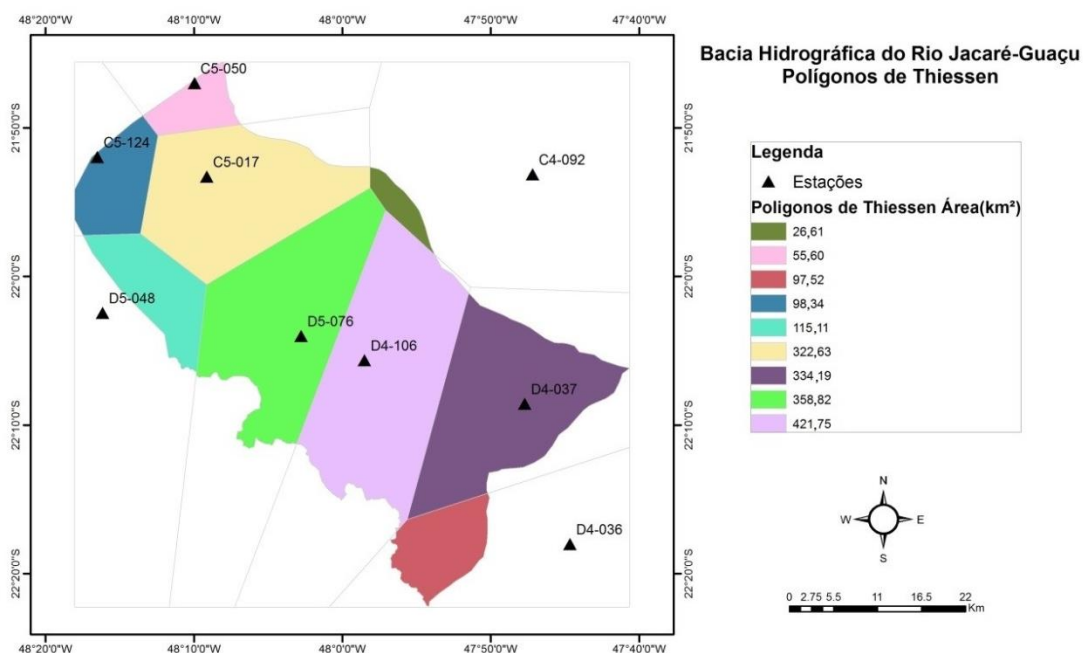


Fonte: Produção do autor

Dentre as estações utilizadas para a composição dos polígonos de Thiessen, apenas a estação D5-076 apresentou uma pequena mudança na declividade da reta. Esse problema está relacionado à ocorrência de erros sistemáticos, devido à mudança nas condições de observação ou no meio físico (VILLELA; MATTOS, 1975; BURIOL et al., 2006). As estações D4-037 e C5-050 apresentaram um pequeno desalinhamento dos pontos. Esse problema ocorre quando existem erros de transcrição ou devido a presença de valores extremos em uma das séries plotadas. Nas demais estações, o alinhamento dos pontos seguindo uma linha reta indicou a boa consistência do conjunto de dados, descartando a possibilidade de haver erros sistemáticos, alteração nas condições de observação e possíveis mudanças nas condições climáticas regionais.

A figura 4.3 apresenta as áreas de influência de cada posto pluviométrico, em relação à distribuição espacial da chuva segundo o método de Thiessen.

Figura 4.3 – Representação da distribuição espacial das estações através do Método de Thiessen.



Fonte: Produção do autor

A distribuição não uniforme e a ausência de postos pluviométricos mais próximos fizeram com que determinados polígonos apresentassem áreas muito maiores e com maior peso na contabilidade da área total de cada estação. Para a bacia do Rio Jacaré-Guaçu, observou-se que a distribuição espacial das precipitações é mais regular nas áreas menos elevadas e mais planas, pois a morfologia do terreno exerce pouca influência na intensificação das chuvas nesses locais. Nos locais de relevo mais irregular, percebeu-se a existência de maiores amplitudes nos totais pluviométricos. Um relevo irregular pode condicionar a ocorrência de precipitações que atuam em conjunto com outros fatores, intensificando a pluviosidade total desses locais (MARCUIZZO, 2017). Além disso, os postos pluviométricos apresentam distâncias muito grandes e diferentes entre si, corroborando o fato de que o método dos polígonos de Thiessen não seja muito adequado para a calibração do radar.

4.2. Validação das Estimativas de Chuva do Radar Meteorológico

Para a validação das estimativas de chuva do radar meteorológico, foi calculado a média da precipitação estimada pelo radar de acordo com a grade da distribuição dos polígonos de Thiessen.

A tabela 4.1 apresenta os valores encontrados das métricas de validação do radar para cada relação *Z-R*.

Tabela 4.1 – Estatísticas de validação do radar meteorológico.

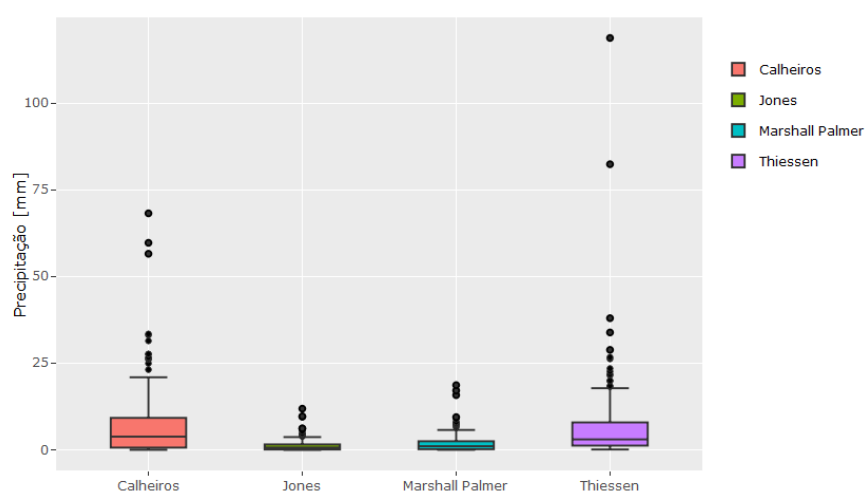
Relações <i>Z-R</i>	r^2 [%]	<i>S</i> [mm]	<i>bias</i> [mm]	<i>REQM</i> [mm]
Calheiros	79,14	2,41	3,25	23,80
Jones	78,04	4,27	-0,26	25,06
Marshall-Palmer	79,46	3,77	-0,16	23,44

Fonte: Produção do autor.

Os coeficientes de determinação encontrados foram muito próximos, sendo que a relação de Marshall-Palmer apresentou o maior r^2 (79,46%). O desvio padrão variou entre 4,27 mm (Jones) e 2,41 mm (Calheiros). Já o *REQM* variou em torno de 23,44 mm (Marshall-Palmer) e 25,06 mm (Jones). Por fim, o *bias* apresentou

valor positivo para a relação de Calheiros e valores negativos para as relações de Jones e Marshall-Palmer. Observou-se uma elevada superestimação da relação de Calheiros (3,25 mm), conforme já relatado nos estudos de Emídio e Antonio (2007) e Emídio (2008), indicando a tendência de superestimar os valores de chuva dessa relação $Z-R$ (Figura 4.4). Já as relações de Jones e Marshall-Palmer subestimaram os valores de chuva em 0,26 mm e 0,16 mm respectivamente.

Figura 4.4 – Distribuição da precipitação de acordo com as Relações $Z-R$.

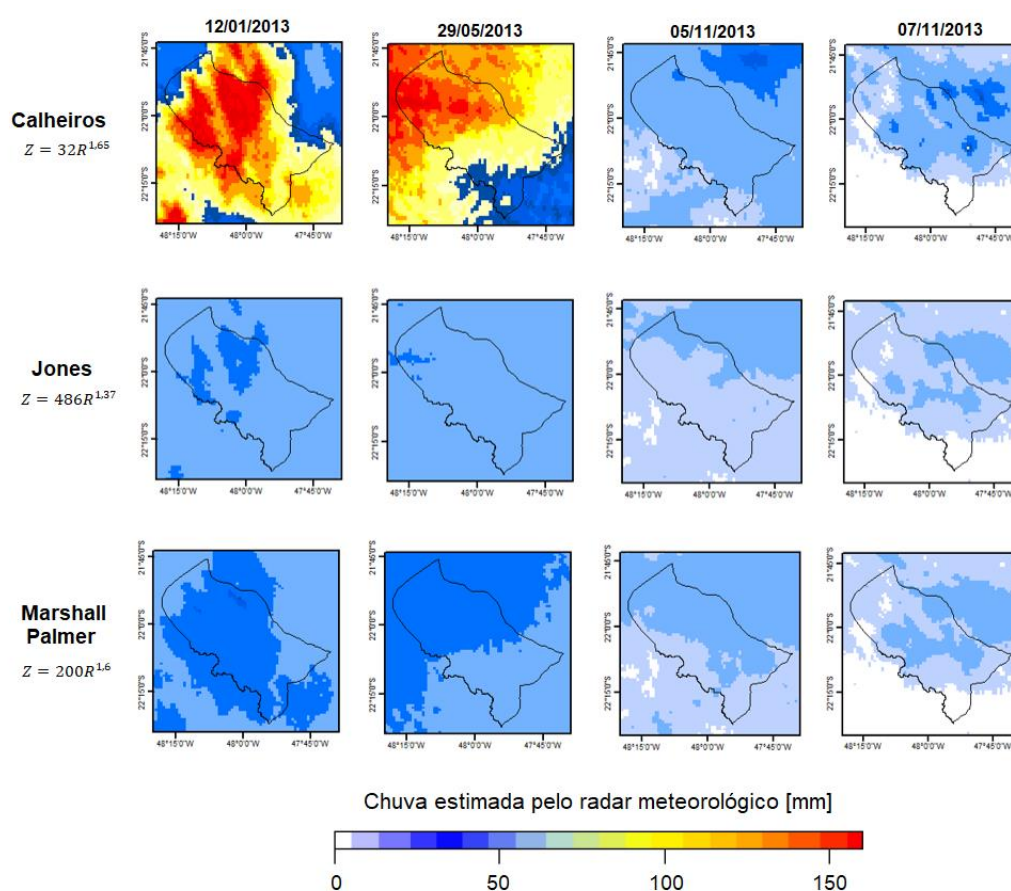


Fonte: Produção do autor.

Através da figura 4.5 é possível notar a diferença da distribuição da precipitação estimada pelas relações $Z-R$, em relação à precipitação observada pelas estações. Pelos resultados obtidos, verificou-se que o radar estava subestimando a chuva média em dias chuvosos e superestimando a chuva média em dias secos. A equação de Jones (1956) foi a que apresentou a maior subestimação, resultado esse esperado, pois essa equação apresenta um bom desempenho apenas para precipitações convectivas, que são caracterizadas por serem de rápida duração e intensas, além disso, essas tempestades apresentam grande variabilidade em seu perfil vertical de hidrometeoros, podendo resultar em estimativas ruins de precipitação devido à presença de granizos (RAGHAVAN, 2013).

Dessa forma, foi realizada outra validação, utilizando as mesmas métricas, mas descartando os dias que apresentaram maior volume de chuva da série de dados, para que esses dias não influenciassem na tendência de subestimação dessas relações em dias chuvosos. Conforme a Figura 4.5, foram descartados 4 dias da série de dados (*outliers*) que apresentaram o maior volume de chuva em 2013.

Figura 4.5 – Dias que apresentaram o maior volume de chuva média [mm] estimada pelo radar meteorológico.



Fonte: Produção do autor.

Após a retirada desses dias da série de dados, as métricas de validação foram recalculadas e estão descritas na tabela 4.2.

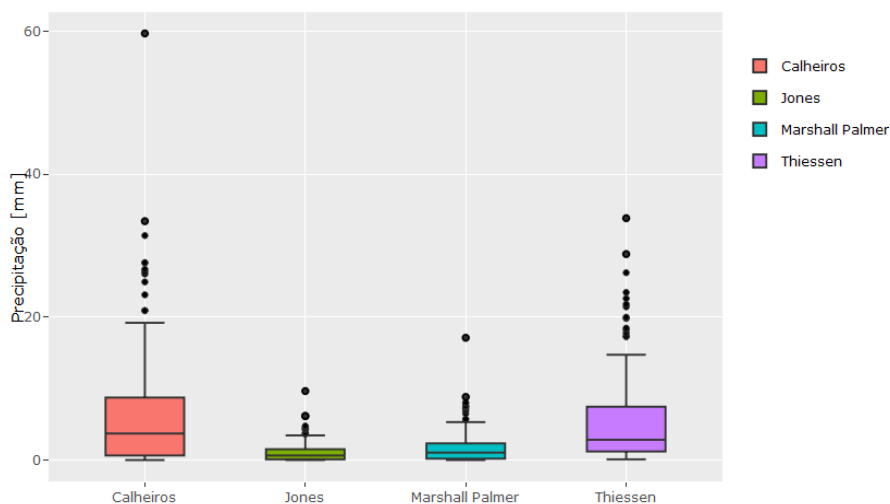
Tabela 4.2 – Estatísticas de validação do radar meteorológico sem outliers.

Relações Z-R	r^2 [%]	S [mm]	bias [mm]	REQM [mm]
Calheiros	78,52	2,07	3,33	9,26
Jones	76,35	3,41	-0,14	10,20
Marshall-Palmer	79,49	2,98	-0,08	8,84

Fonte: Produção do autor.

Os coeficientes de determinação encontrados na segunda validação apresentaram quase o mesmo valor da validação anterior, sendo que novamente a relação de Marshall-Palmer apresentou o maior r^2 (79,49%). O desvio padrão diminuiu, variando entre 3,41 mm (Jones) e 2,98 mm (Marshall-Palmer). Já o REQM foi o parâmetro que obteve o maior declínio, variando em torno de 8,84 mm (Marshall-Palmer) e 10,20 mm (Jones). O bias apresentou um valor de superestimação maior para a relação de Calheiros (3,33 mm) e valores negativos menores para as relações de Jones e Marshall-Palmer, de 0,14 mm e 0,08 mm respectivamente, conforme observado na figura 4.6.

Figura 4.6 – Distribuição da precipitação de acordo com as Relações Z-R sem os outliers.

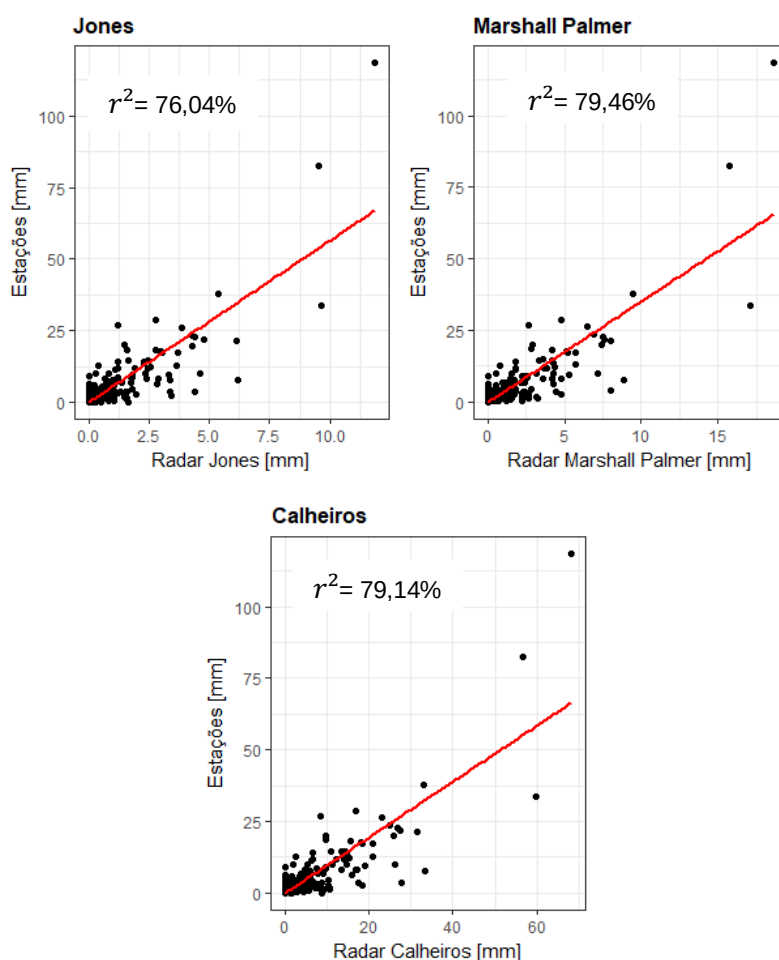


Fonte: Produção do autor.

Os resultados encontrados pelas três equações foram bastante divergentes, não reproduzindo verdadeiramente o volume precipitado sobre a rede pluviométrica, apresentando desvios de significativa magnitude quanto aos totais da chuva

quantificada pelo método de Thiessen. Apesar da subestimação, a equação de Marshall Palmer foi a relação que apresentou o maior r^2 entre as três equações testadas. É possível notar na Figura 4.7 a discrepância dos valores de maior magnitude. Isso pode ter relação com os pesos usados no método de Thiessen.

Figura 4.7 – Gráficos de dispersão entre a chuva estimada pelo radar meteorológico através das relações $Z-R$ e a chuva observada pelas estações pelo Método de Thiessen.



Fonte: Produção do autor.

Alguns estudos utilizaram a clássica relação $Z-R$ de Marshall Palmer e reafirmaram a necessidade de se realizar um ajuste nas estimativas de chuva. Antonio e Andrade (2007) apresentaram três eventos de inundação na bacia urbana do córrego Gregório, em São Carlos-SP e avaliaram a eficácia do radar meteorológico de Bauru no monitoramento e quantificação da precipitação de

São Carlos com os dados pluviométricos de uma estação da área. O uso da relação $Z-R$ de Marshall Palmer para quantificação da chuva estimada pelo radar levou a uma subestimativa significativa dos totais precipitados, com diferenças atingindo mais de 81%. Com isso, os autores reafirmam a necessidade de se aplicar um fator de correção nas estimativas.

De maneira semelhante, Stellman et al., (1999) aplicaram um modelo hidrológico semidistribuído para o Rio Flint, Geórgia (EUA), com 6 horas de chuva acumulada, empregando os dados de radar, estimados pela relação $Z-R$ de Marshall Palmer (1948) e pluviômetros. Foram simulados os hidrogramas de cheia para dois casos: um para a área total da bacia e outro com a bacia dividida em seis subbacias. Os autores concluíram que os dados de radar não podem ser utilizados sem correção pois, nos eventos analisados, o radar subestimou a chuva, gerando uma vazão muito abaixo da observada.

Devido aos melhores resultados da validação serem obtidos pela chuva estimada pela equação de Marshall-Palmer, o ajuste das estimativas de chuva do radar foi realizado com base nessa relação $Z-R$.

4.3. Correção das Estimativas de Chuva do Radar Meteorológico

Para a correção das estimativas de chuva do radar meteorológico, foi escolhido um método de mínimos quadrados através do algoritmo BFGS, em que pesos são dados as estações de acordo com a sua concordância com as estimativas de chuva do radar. Ao todo, foram realizadas 2 seleções, sempre eliminando as estações que apresentassem pesos menores, até chegar ao melhor ajuste do coeficiente de determinação (r^2). Os resultados destas seleções estão apresentados na tabela 4.3.

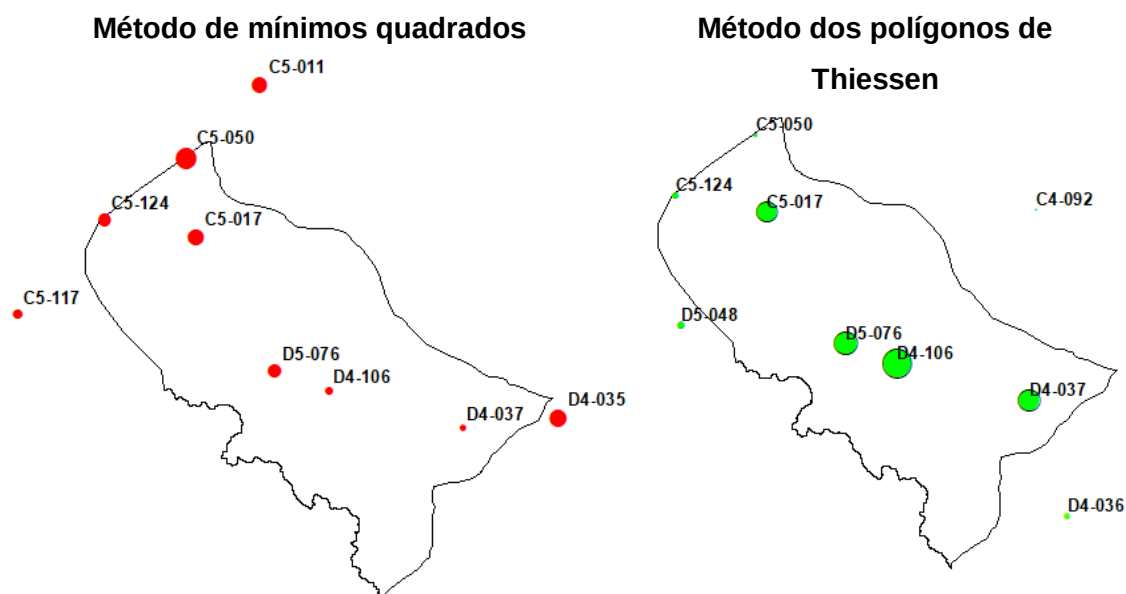
Tabela 4.3 – Comparação dos pesos das estações de acordo com o algoritmo de otimização *BFGS* e o método dos polígonos de Thiessen.

Estações	Primeira seleção	Segunda seleção	Thiessen
C4-019	-	-	-
C4-092	0,0494	-	0,0145
C4-108	-	-	-
C5-011	0,1213	0,1264	-
C5-012	0,0183	-	-
C5-016	-	-	-
C5-017	0,1278	0,1349	0,1762
C5-042	-	-	-
C5-050	0,1660	0,1745	0,0303
C5-117	0,0657	0,0844	-
C5-124	0,0732	0,1016	0,0537
D4-035	0,1168	0,1389	-
D4-036	0,0438	-	0,0532
D4-037	0,0448	0,0534	0,1825
D4-106	0,0655	0,0703	0,2406
D5-023	-	-	-
D5-048	-	-	0,0628
D5-076	0,1069	0,1152	0,1960

Fonte: Produção do autor.

Segundo a tabela 4.3, as estações C4-092, D4-036 e D5-048 que foram selecionadas previamente no método dos polígonos de Thiessen, não foram selecionadas no método de mínimos quadrados na 2ª seleção. Em seus lugares foram selecionadas as estações C5-011, C5-117 e D4-035 (Figura 4.8). Além disso é possível notar a diferença de pesos impostos por um método em relação a outro, principalmente quanto as estações D4-037 e D4-106 que apresentaram um peso elevado nos métodos de Thiessen, em contraste com os pesos atribuídos a elas pelo método alternativo de interpolação. A estação D4-037 está localizada próxima a cabeceira da bacia enquanto a estação D4-106 está localizada na área central da bacia.

Figura 4.8 – Comparação dos pesos selecionados pelo método dos polígonos de Thiessen e pelo método de mínimos quadrados (2ª seleção).

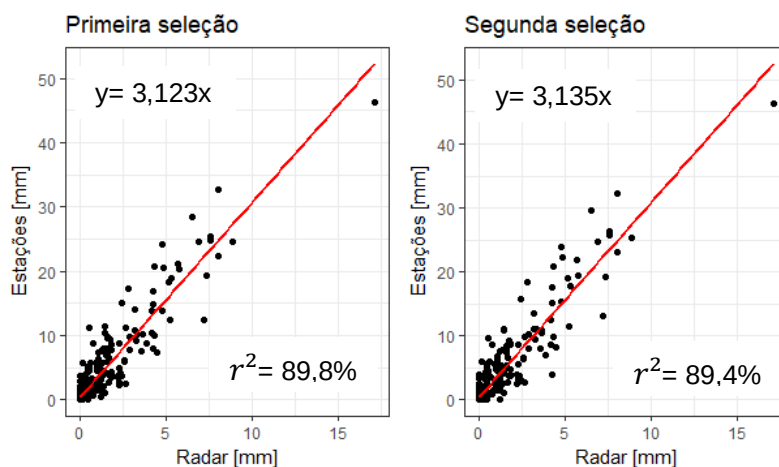


Fonte: Produção do autor.

O fator de correção foi calculado de acordo com o ajuste obtido em cada seleção (Figura 4.9). Os valores de coeficiente de correção e de r^2 para cada seleção foram:

- 1ª seleção: Fator de correção= 3,123 e $r^2= 89,8\%$ - 12 estações selecionadas;
- 2ª seleção: Fator de correção= 3,135 e $r^2 = 89,4\%$ - 9 estações selecionadas.

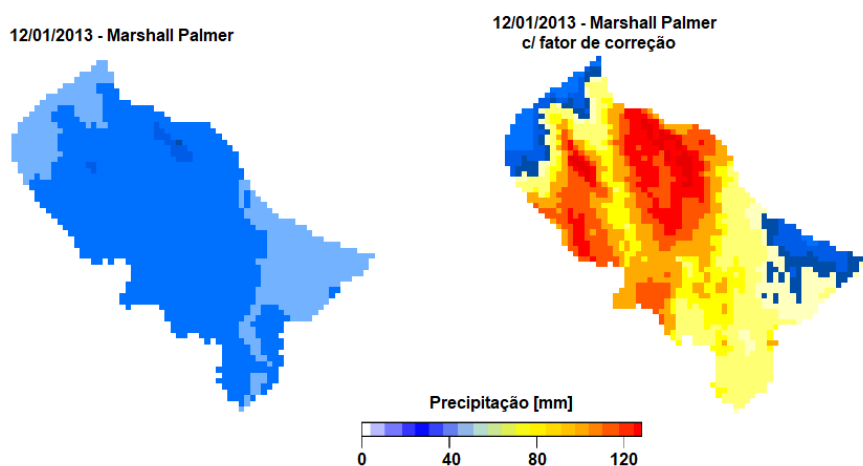
Figura 4.9 – Gráficos de dispersão das seleções realizadas pelo método de alternativo de interpolação



Fonte: Produção do autor.

Optou-se por escolher a segunda seleção para a correção do radar, devido ao número de estações selecionadas ser menor e pelo valor ajustado de r^2 ser muito próximo à seleção 1 (Figura 4.10).

Figura 4.10 – Resultado da aplicação do fator de correção para o dia 12/01/2013.

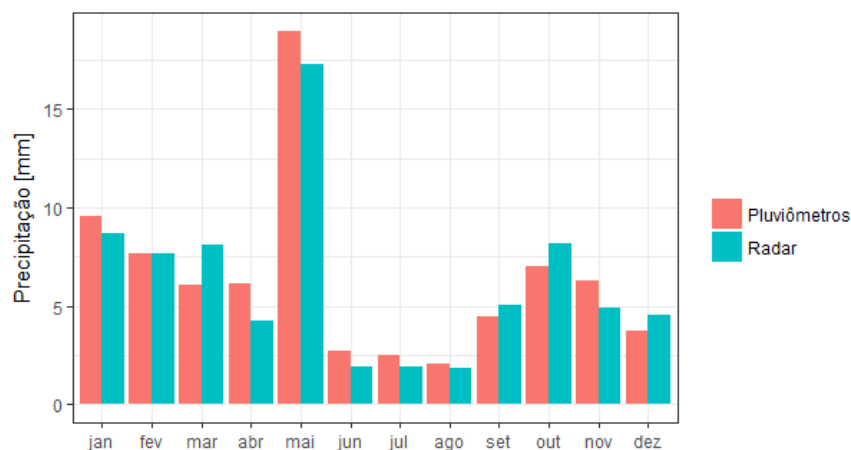


Fonte: Produção do autor.

Após o ajuste com o fator de correção (Figura 4.11), observou-se uma maior semelhança entre a média mensal da precipitação observada pelos pluviômetros selecionados no método de otimização e a precipitação estimada pelo radar. É importante ressaltar que essa comparação está utilizando apenas os dias que

apresentaram dados de radar completos, portanto, essas médias não representam a real média diária mensal da precipitação para a bacia durante o ano de 2013.

Figura 4.11 – Comparação da precipitação média diária estimada pelo radar após a calibração, com a precipitação observada pelos pluviômetros. Período: ano de 2013.



Fonte: Produção do autor.

Os procedimentos de correção das estimativas de radar, em geral, utilizam-se dados de postos pluviométricos como verdade terrestre, entretanto, um sério problema é criado, pois dados de radar e de pluviômetros são medidos em escalas diferentes: um mede a precipitação em um ponto e outro fornece as precipitações médias em áreas representadas pelo elemento de resolução da grade. Além disso, os pluviômetros fazem medições das precipitações no solo e o radar nas nuvens, e não há garantia que a quantidade de precipitação medida em uma nuvem caíra exatamente no ponto do solo de mesmas coordenadas que esta nuvem. Para isso, basta apenas considerar a existência de vento no momento da tempestade (RAGHAVAN, 2013).

Barge et al. (1979) discutiram o uso conjunto de dados de radar e pluviômetros para auxiliar o trabalho dos hidrólogos operacionais na previsão correta de cheias. Os autores compararam os resultados de radar estimados pela equação de Marshall Palmer e pluviômetros em uma bacia hidrográfica do Canadá. Com vinte dias de dados, obtiveram um fator de correção médio de 1,15 e desvio

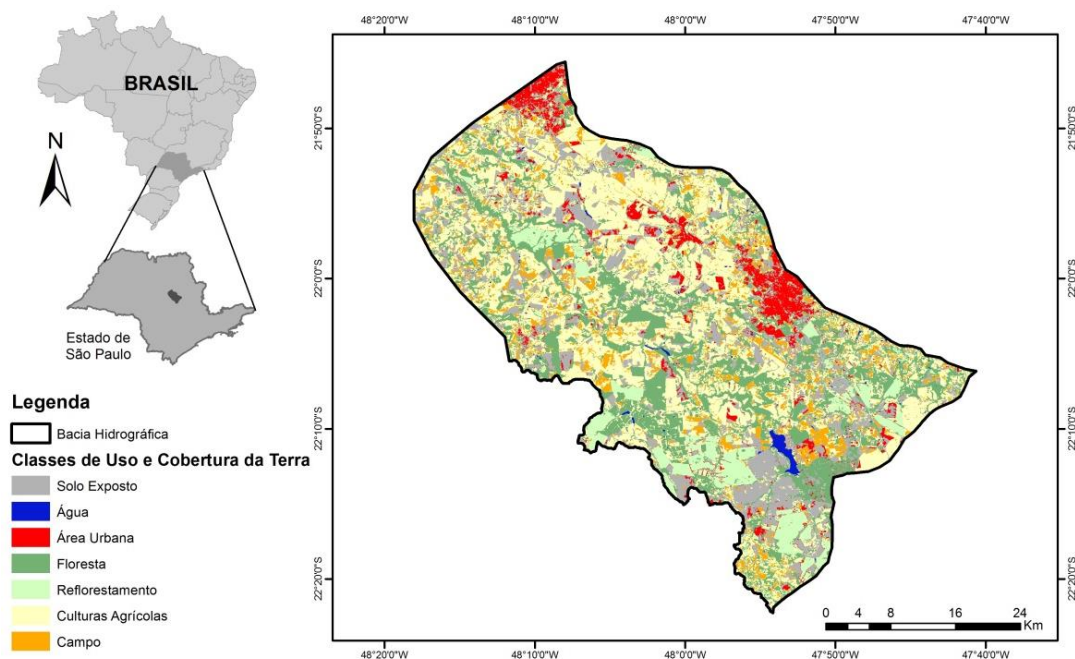
padrão de 2,95 mm. Ao analisar um evento de 6 dias de duração constataram, porém, valores de correção variando de 0,28 a 3. A explicação para estes valores foi a constatação de núcleos convectivos que foram medidos pelo radar e não pelos pluviômetros.

Kaiser (2006) avaliou métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos na bacia do Rio Jacaré Guaçu, através do uso de dados de pluviômetros e do radar meteorológico do IPMet de Bauru, em eventos ocorridos entre os anos de 1993 a 1998. Após a validação, decidiu-se pela equação de Marshall Palmer para o cálculo dos campos de precipitação. Para a calibração, o autor escolheu os dados do ano de 1995. O fator de correção encontrado para as estimativas de chuva foi de 2,47 e um desvio padrão de 3,35 mm. Os resultados desse estudo ficaram próximos ao fator de correção encontrado em Kaiser (2006).

4.4. Classificação do Uso e Cobertura da Terra

A Figura 4.12 apresenta a classificação do uso e cobertura da terra para a bacia em estudo.

Figura 4.12 – Mapa do uso e cobertura da terra da bacia.



Fonte: Produção do autor.

A exatidão global da classificação do uso e cobertura da terra foi de 88%, considerada muito boa. A matriz de confusão está apresentada na Tabela 4.4. A classe cultura agrícola apresentou a maior confusão, entretanto, as classes área urbana e solo exposto apresentaram maior confusão entre elas.

Tabela 4.4 – Matriz de confusão da classificação.

Matriz de Confusão										
Classificação	Referência								Total	% da classe
		Água	Solo Exp.	Área Urb.	Floresta	Cult. Agr.	Campo	Reflor.		
	Água	200	0	0	0	0	0	0	200	13,33
	Solo Exposto	0	218	22	0	0	4	0	244	16,27
	Área Urbana	0	32	178	0	0	0	0	210	14
	Floresta	0	0	0	188	7	0	21	216	14,40
	Culturas Agrícolas	0	0	0	6	269	0	0	275	18,33
	Campo	0	0	0	0	24	146	0	170	11,33
	Reflorestamento	0	0	0	6	0	0	179	185	12,33
	Total	200	250	200	200	300	150	200	1500	
Exatidão Global		88%								

Fonte: Produção do autor.

A bacia do Rio Jacaré-Guaçu pode ser classificada como uma bacia predominantemente agrícola. Com relação às atividades antrópicas, verificou-se predominantemente a presença da agropecuária, dividida em áreas agrícolas, pastagem e solo exposto (dominantemente em fase de preparo para o cultivo da cana-de-açúcar e citricultura), somando aproximadamente 70% de toda a área da bacia. A presença dos municípios de Araraquara e São Carlos contribuem para um alto grau de antropização na bacia do Jacaré Guaçu.

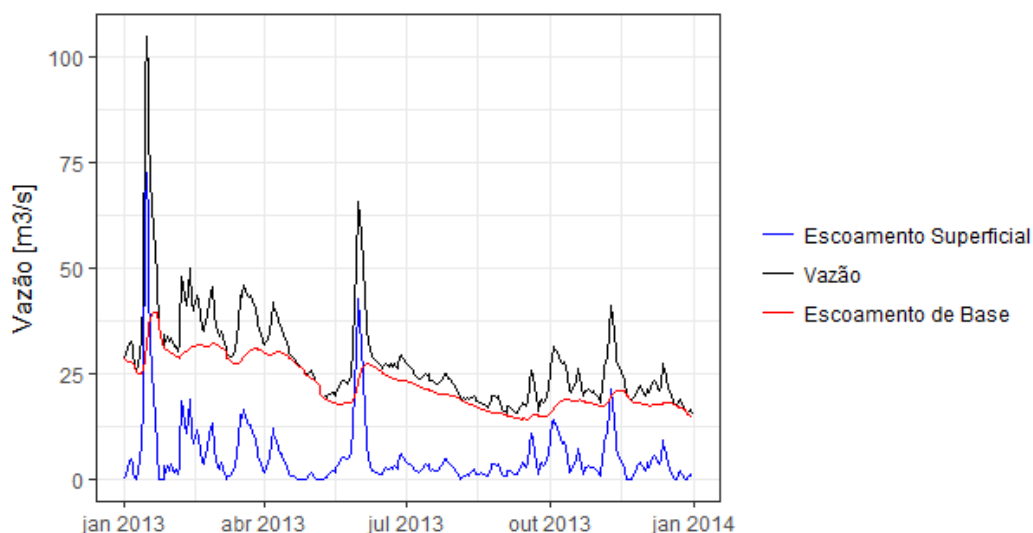
Apesar da existência de alguns fragmentos de vegetação nativa, representados por Áreas de Preservação Permanente (APPs), a proteção dos recursos hídricos frente à atividades humanas não é efetiva, devido à descontinuidade desses fragmentos na bacia.

4.5. Seleção dos Eventos de Escoamento Superficial

Para a separação dos eventos, foi necessário analisar o começo e o fim do escoamento superficial proveniente de um evento de precipitação, sendo escolhidos, ao todo, 4 eventos (Figuras 4.13 e 4.14) que apresentaram uma

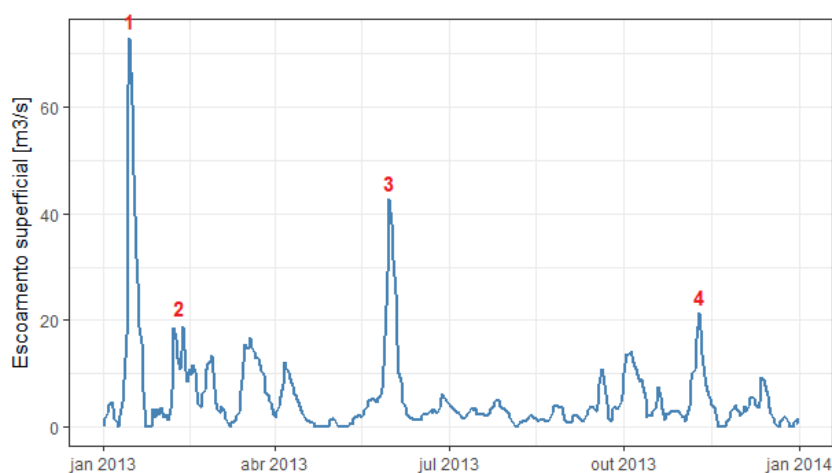
vazão de pico relativamente alta, de acordo o filtro de Eckhardt, no período de janeiro a dezembro de 2013.

Figura 4.13 – Aplicação do Filtro de Eckhardt.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.14 – Escoamento superficial do Rio Jacaré Guaçu para o ano de 2013, gerado após a aplicação do filtro de Eckhardt e eventos selecionados para a modelagem.



Fonte: Produção do autor.

Os eventos escolhidos estão representados na figura 4.14. Nota-se que no mês de janeiro houve o maior pico de escoamento para esse ano, atingindo aproximadamente 73 m³/s. No mês de maio o escoamento superficial voltou a

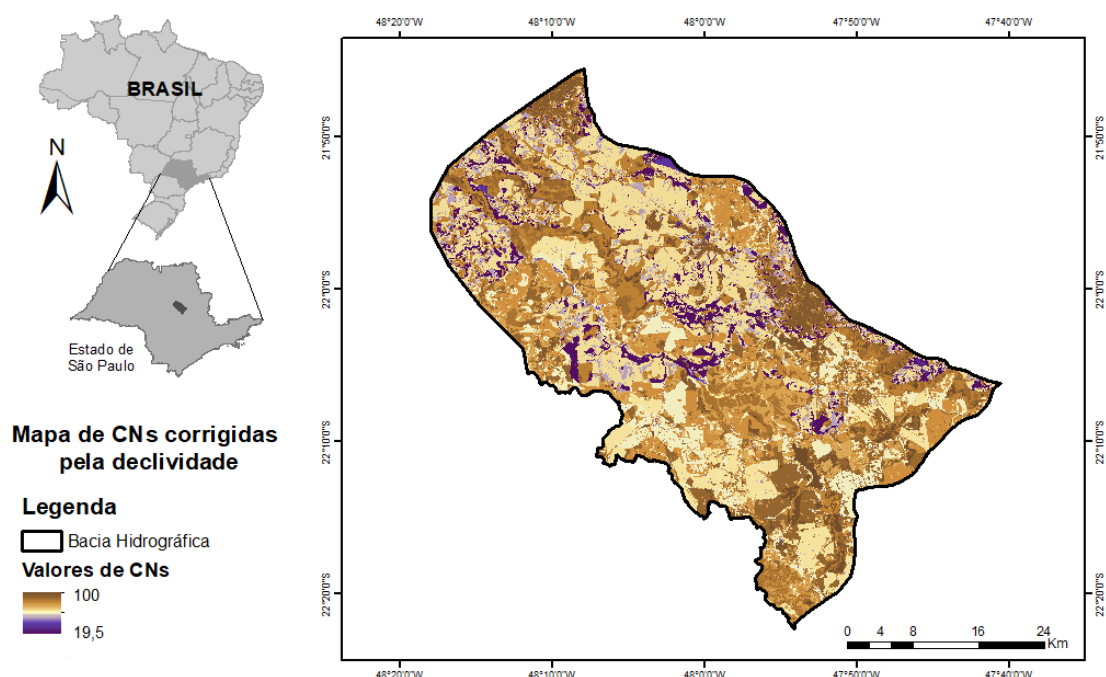
subir e alcançou o segundo maior pico do ano, 46 m³/s. Após esse período, a vazão do Rio Jacaré Guaçu permaneceu praticamente estável, apresentando um ligeiro aumento no escoamento superficial no mês de novembro com 21m³/s. É possível perceber a diminuição nos níveis de escoamento superficial logo após o mês de maio devido ao início do período de seca que atingiu todo o estado de São Paulo.

É preciso ressaltar que alguns eventos não puderam ser escolhidos devido a ausência de dados do radar durante determinado período, impossibilitando a análise do hidrograma.

4.6. Modelagem Hidrológica

A Figura 4.15 apresenta os valores de CN corrigidos pela declividade para a bacia do Rio Jacaré Guaçu. A bacia apresentou valores altos de CN nas regiões de vale devido a predominância de áreas relacionadas à agricultura, como a cana-de-açúcar, citricultura e de solo exposto. Valores mais altos da CN também foram encontrados próximo do exutório, devido à localização da mancha urbana do município de Araraquara, e na região da cabeceira, onde a geomorfologia de planaltos e colinas favorece o predomínio da silvicultura.

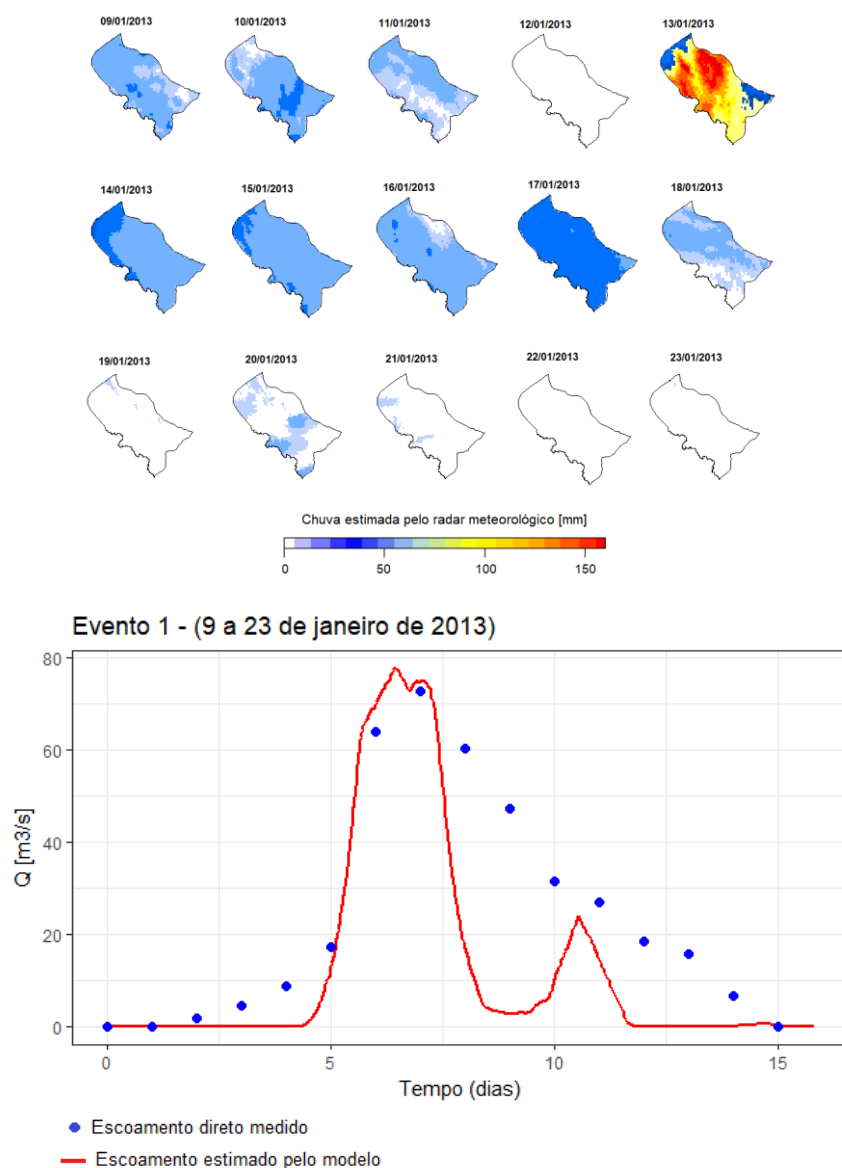
Figura 4.15 – Mapa de CNs corrigidas pela declividade. Uma CN maior representa maior geração de escoamento.



Fonte: Produção do autor.

Os hidrogramas gerados pelo modelo hidrológico SCS-CN para os quatro eventos selecionados referem-se ao exutório da bacia, sendo que na mesma célula encontra-se a estação fluviométrica. Para facilitar a comparação da propagação do escoamento resultante do filtro digital e do escoamento gerado pelo modelo, ambos os gráficos foram plotados sobrepostos, na mesma escala em $[m^3/s]$ e em duração de dias (24 horas). A Figura 4.16 apresenta os acumulados totais para todos os dias do evento 1 e ao hidrograma gerado pelo modelo, em relação ao hidrograma observado pelo filtro, abrangendo os dias 9 a 23 de janeiro.

Figura 4.16 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 1 (9 a 23 de janeiro de 2013).



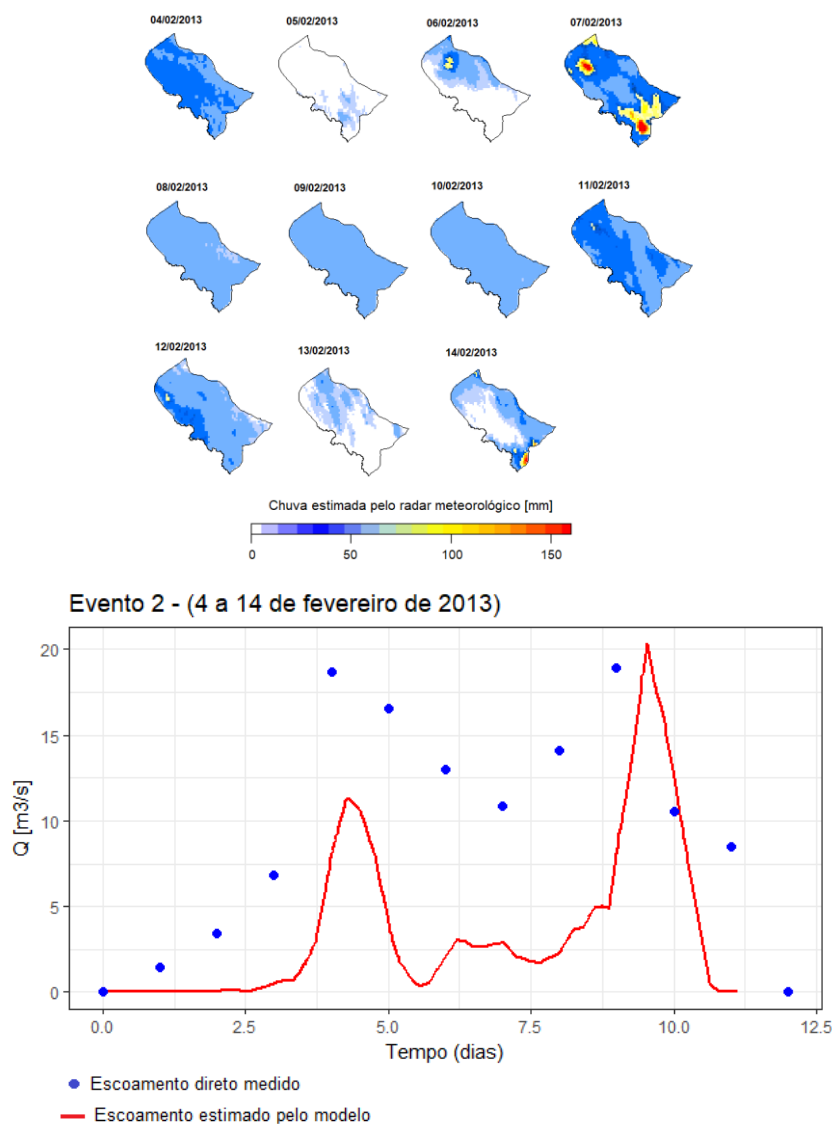
Fonte: Produção do autor.

Os hidrograma referente ao evento 1 foi calibrado com o λ de 0,19. Esse valor foi ajustado de acordo com o escoamento superficial extraído do filtro digital. No primeiro evento é nítido a variação do tempo de base em função da condição AMC. Para os dias 13 a 18 de janeiro com condição AMC 3 predominante, o tempo de base é menor do que para o restante dos dias que possuem condição AMC 1 ou AMC 2. Por isso o escoamento superficial do modelo decai mais

abruptamente em relação ao escoamento medido. Gamage et al., (2015) demonstraram que de fato a umidade antecedente do solo tem um papel importante na quantificação das perdas por infiltração no modelo hidrológico SCS-CN. Dessa forma, o hidrograma referente ao modelo hidrológico é mais sensível para perdas relacionadas a umidade antecedente do solo.

A figura 4.17 apresenta os acumulados totais para todos os dias do evento 2 e o hidrograma gerado pelo modelo, abrangendo os dias 4 a 14 de fevereiro.

Figura 4.17 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 2 (4 a 14 de fevereiro de 2013).

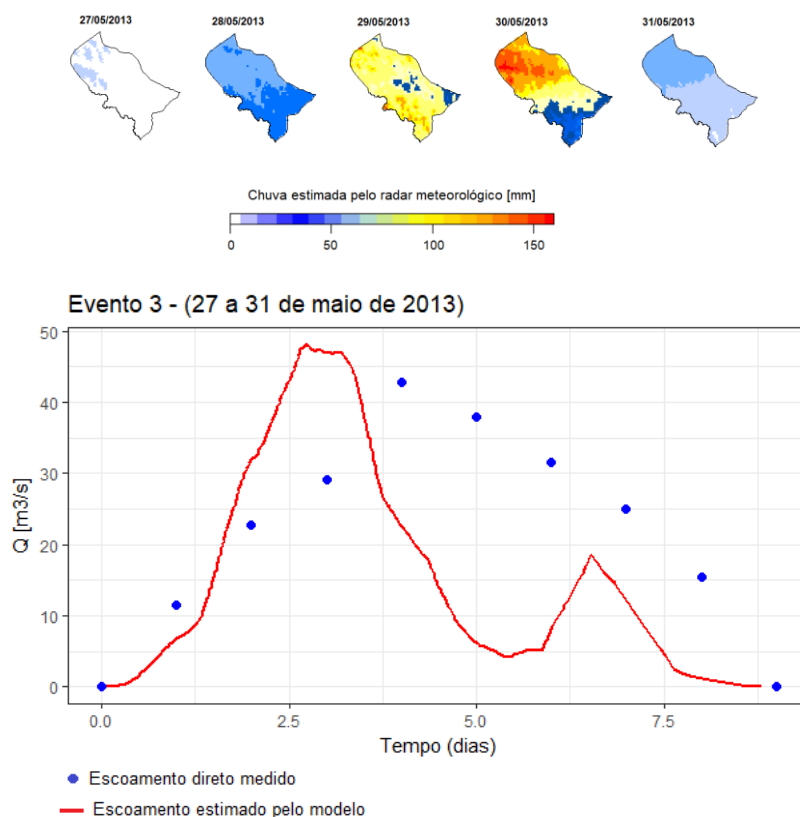


Fonte: Produção do autor.

O hidrograma referente ao evento 2 também foi calibrado com o λ de 0,19, apresentando dois picos bem próximos, em 12 m³/s e 20,2 m³/s respectivamente. Apesar de serem picos bem inferiores se comparados ao evento 1, o modelo reproduziu um hidrograma semelhante ao medido. Entretanto, o primeiro pico foi um pouco menor se comparado ao medido. Ao analisar a distribuição da precipitação na bacia para esse evento, observou-se que a chuva mais intensa se concentrou na cabeceira da bacia (dia 7 de fevereiro). Viglione et al. (2010a) mostraram que a chuva que se desloca da cabeceira para o exutório pode produzir um pico maior de escoamento superficial em um menor tempo de pico, o que explicaria o segundo pico do hidrograma do evento 2. Assim, não importa qual for a variabilidade da chuva em uma bacia, o hidrograma resultante sempre terá a mesma forma, porém com magnitudes diferenciadas que dependem do volume total de chuva efetiva produzido em um evento.

O evento 3 está representado na figura 4.18. Esse evento apresentou o segundo maior pico no ano, com 42 m³/s de propagação de escoamento.

Figura 4.18 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 3 (27 a 31 de maio de 2013).



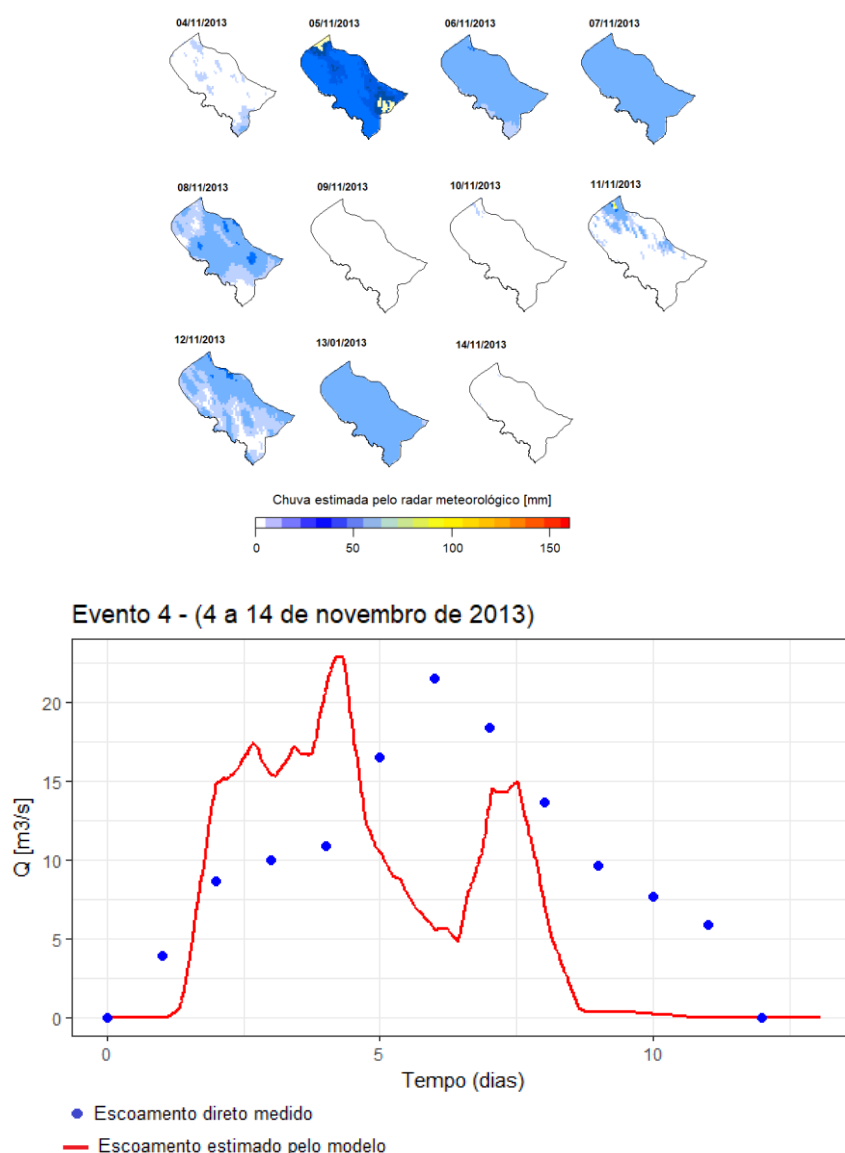
Fonte: Produção do autor.

Para esse evento, o λ calibrado foi de 0,29. A constante λ tem papel fundamental na aplicação do modelo SCS-CN, pois define o parâmetro de absorção inicial a ser utilizado como limiar na Equação 2.3 para o cálculo da chuva efetiva Q_{CN} . Quanto maior o valor da absorção inicial, mais intensa deve ser a precipitação a fim de produzir um escoamento superficial significativo. Tradicionalmente, utiliza-se o valor da constante λ como 0,2 (ASCE, 1996). No entanto, alguns autores já testaram outros valores para λ em seus estudos. Pandey et al., (2003) utilizaram o modelo CN-SCS adaptado ao solo indiano com o valor de 0,3 para λ . Woodward et al. (2003) e Mishra e Singh (2004) atestaram que valores menores para esta constante modelam melhor o escoamento superficial, em bacias pequenas ou urbanizadas por exemplo.

O evento 3 também apresentou uma peculiaridade, pois o escoamento superficial foi resultado de uma chuva muito intensa que ocorreu no final do mês de maio. Contudo, as chuvas intensas no estado de São Paulo costumam ocorrer entre os meses de outubro a março, entretanto, maio é um mês atípico para a ocorrência dessas chuvas. Devido a isso, o solo estava mais seco que os eventos 1 e 2, e, conseqüentemente, o tempo de base do hidrograma foi maior em relação aos eventos anteriores.

A Figura 4.19 representa a propagação do escoamento superficial gerado para o evento 4 pelo modelo hidrológico e pelo filtro de Eckhardt. O evento 4 abrange a última chuva com expressividade que ocorreu no ano de 2013 na bacia do Rio Jacaré Guaçu.

Figura 4.19 – Acumulados totais e hidrograma gerado pelo modelo hidrológico referente ao Evento 4 (4 a 14 de novembro de 2013).



Fonte: Produção do autor.

O λ calibrado para esse evento foi de 0,06, bem menor do que os eventos anteriores. Como já discutido, há muita controversa sobre o valor de λ mais representativo para o modelo SCS-CN na literatura. Woodward et al., (2003) determinaram a constante λ com dados de 307 bacias e um total de 28301 eventos de chuva nos EUA. Os resultados mostraram realmente que a constante λ varia em função da bacia e da intensidade da precipitação. De acordo com a análise dos autores, a média encontrada para a constante foi de 0,0476. Porém,

Mishra e Singh (2004) avaliaram o impacto da constante λ no modelo SCS-CN e concluíram que o aumento da constante diminui a eficiência do modelo.

Ao analisar a distribuição da precipitação na bacia para esse evento observou-se que a chuva apresentou uma distribuição mais uniforme na bacia que os demais eventos. Viglione et al., (2010b) evidenciaram que a variabilidade espaço-temporal da chuva, de fato tem um papel importante na geração e propagação de escoamento. Entretanto, há controversas como o estudo de Corradini e Singh (1985) que constataram que o escoamento superficial é insensível à variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva, devido ao processo de suavização imposto pelos mecanismos de propagação. Diferentemente do evento anterior, houve precipitação antecedendo o evento 4, e isso pode explicar porque o tempo de base não foi tão grande, pois a condição de umidade antecedente do solo era média.

De modo geral, os resultados foram satisfatórios em relação a propagação do escoamento superficial gerada pelo modelo hidrológico SCS-CN. Neste trabalho, buscou-se implementar um modelo hidrológico específico para a bacia do Rio Jacaré Guaçu. Dessa forma, o parâmetro λ foi calibrado de acordo com cada evento.

Porém, é preciso levar em consideração alguns fatores de incerteza no processo de implementação do modelo hidrológico. Os valores tabelados da CN não foram calibrados o que pode adicionar ainda mais incerteza na estimativa da chuva efetiva e consequentemente na propagação do escoamento. Outro fator de incerteza é o processo de reamostragem dos dados de entrada para o tamanho da célula do radar. Esse processo pode suavizar a variabilidade introduzida na chuva pelo uso e cobertura da terra e tipos de solo, que apresentam uma variabilidade espacial muito maior que 1km do tamanho da célula do radar. Além disso, devido à dificuldade de se calcular a velocidade média do escoamento superficial para cada trecho da rede de drenagem, o coeficiente k foi calibrado em 0,7 para todos os eventos, pois foi o valor que apresentou a curva mais

suavizada do hidrograma. Esse valor varia de acordo com a rugosidade do canal e com o raio hidráulico, portanto, utilizar apenas um único valor para todo o trecho está supondo que o escoamento superficial apresenta uma velocidade constante.

5 CONCLUSÕES

Ainda há muita dificuldade em se utilizar estimativas de chuva de radar meteorológico aplicadas em hidrologia, pois o radar não mede diretamente a precipitação, e sim o espectro das gotas de chuva. Entretanto, já há algum tempo, técnicas vêm sendo desenvolvidas para possibilitar sua utilização em meteorologia e hidrologia, pois, devido a sua abrangência espacial e temporal, o radar tornou-se um instrumento importante para o monitoramento das intensidades e estruturas das precipitações.

O método de mínimos quadrados utilizado para selecionar as estações com maiores pesos se mostrou muito eficiente em diagnosticar a chuva mais representativa para a bacia. Apesar de ser o método de quantificação da chuva mais utilizado, o método dos Polígonos de Thiessen não é o mais adequado para a realização do ajuste das estimativas de precipitação do radar para a bacia. Após a correção, a precipitação observada pelos pluviômetros foi compatível com as estimativas do radar, porém, como os pluviômetros são instrumentos que medem as chuvas pontuais podem causar incertezas significativas no entendimento dos diferentes processos relativos aos mecanismos dinâmicos da precipitação e de sua variabilidade espaço-temporal.

As estimativas por radar meteorológico indicam a distribuição espaço-temporal da chuva em taxa de precipitação, mas houve subestimativa do valor utilizando a relação $Z-R$ de Marshall-Palmer, mesmo apresentando o maior r^2 na validação. A integração com os dados pluviométricos manteve a estrutura espacial do radar e convergiu a intensidade da chuva para os valores registrados na rede pluviométrica através do fator de correção. Desta forma, acredita-se que o campo resultante da integração é mais realístico que medições e estimativas obtidos isoladamente. Isso se deve ao fato de que, embora sensores remotos ainda não possuam uma boa acurácia na determinação do valor acumulado de chuva tal como o pluviômetro, eles garantem uma altíssima resolução espacial, nesse caso de 1 km x 1 km. A dificuldade ainda está em adequar uma relação

Z-R na convergência dos valores estimados de precipitação pelos radares em taxa de precipitação, para aqueles medidos pelos pluviômetros.

Nesse trabalho, o modelo hidrológico SCS-CN não pode ser generalizado a todos os eventos analisados, pois o seu comportamento não respondeu muito bem aos mesmos valores de calibração para todos os eventos. Por isso, houve a necessidade de se analisar cada evento separadamente e atribuir valores específicos aos parâmetros.

É preciso ressaltar que alguns fatores de incerteza foram levados em consideração no processo de implementação do modelo hidrológico. O principal é de que a não calibração de parâmetros do modelo SCS-CN, como os valores tabelados da CN, pode ter produzido alguns valores espúrios de chuva efetiva e, conseqüentemente, isso pode ter interferido nos valores de propagação do escoamento superficial. De maneira secundária, acredita-se que o processo de reamostragem dos dados de entrada do modelo para o tamanho da célula do radar pode ter suavizado a variabilidade espacial inserida pelo tipo de solo e uso e cobertura da terra.

Além disso, devido à dificuldade de se calcular a velocidade média do escoamento superficial para cada trecho da rede de drenagem, o coeficiente k foi calibrado em 0,7 para todos os eventos e em todos os trechos da rede de drenagem. Esse valor varia de acordo com a rugosidade do canal e com o raio hidráulico, portanto, utilizar apenas um único valor para todo o trecho está supondo que o escoamento superficial apresenta uma velocidade constante.

Contudo, o uso de dados de radar meteorológico mostrou-se uma importante ferramenta para o monitoramento e previsão hidrometeorológica. Para o futuro, são necessárias novas avaliações para diferentes regimes de chuva e novos modelos de previsão devem ser inseridos para aumentar a capacidade de identificação de fenômenos nas diversas escalas de tempo e espaço, e assim, se tornar uma importante ferramenta para os tomadores de decisão no auxílio do gerenciamento e controle de enchentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Medição de descarga líquida em grandes rios**: Manual Técnico. 2.ed. Brasília, DF: ANA - Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica, 2014, 94 p.
- AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS (ASCE). **Hydrology handbook**. 2 ed. New York, USA: ASCE, 1996. 784 p.
- ANTONIO, M. A. **Técnica de ajuste em tempo real de medida de chuva com radar**. 1998. 156f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu, 1998.
- ANTONIO, M. A.; ANDRADE, J. P. M. Inundações em São Carlos, SP: avaliação de chuvas com radar. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 3255-3262.
- ARNOLD, J.G.; WILLIAMS, J.R. SWRRB: a watershed scale model for soil and water resources management. In: SINGH, V. P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch, CO: Water Resources, 1995.
- AUSTIN, P. M. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1053-1071, 1987.
- BARGE, B. L; HUMPHRIES, R. G.; MAH, S. J.; KUHNKE, W. K. Rainfall measurements by weather radar: applications to hydrology. **Water Resources Research**, v. 15, n. 6, 1360-1386, 1979.
- BEVEN, K. J. **Rainfall-Runoff modelling**: the primer. 2 ed. Lancaster, UK: John Wiley & Sons, 2012, 457 p.
- BORGA, M. Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. **Journal of Hydrology**, v. 267, n. 1, p. 26-39, 2002.
- BRILLY, M.; RUSIAN, S.; VIDMAR, A. Monitoring the impact of urbanisation on the Glinscica stream. **Physics and Chemistry of the Earth**, Parts A/B/C, v.31, n.17, p.1089-1096, 2006.
- BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos digitais de elevação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, p. 91-103, 2009.
- BURIOL, G. A.; ESTEFANEL, V.; SWAROWSKY, A.; D'AVILA, R. F.; HELDWEIN, A. B. Homogeneidade e estatísticas descritivas dos totais mensais

e anuais de chuva de Santa Maria, Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 11, n. 4, p. 89-97, 2006.

BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A.; LLOYD, C. D. **Principles of geographical information systems**. New York: Oxford University Press, 2015.

CALHEIROS, R. V.; ZAWADZKI, I. Reflectivity rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, p. 118-132, 1987.

CALLOW, J.N.; VANNIEL, K.P.; BOGGS, G.S. How does modifying a DEM to reflect known hydrology affect subsequent terrain analysis? **Journal of Hydrology**, v. 332, p. 30- 39, 2007.

CALVETTI, L.; BENETI, C.; PEREIRA FILHO, A. J. Integração do radar meteorológico Doppler do Simepar e uma rede pluviométrica para a estimativa da precipitação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11., 2003, Belo Horizonte. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p. 1137-1144.

CANDIDO, D.H. **Inundações no município de Santa Bárbara d'Oeste, SP: condicionantes e impactos**. 2007. 235 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 2007.

CANDIDO, D. H.; NUNES, L. H. Influência da orografia na precipitação da área entre o Vale do Rio Tietê e a Serra da Mantiqueira. **GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)**, n. 24, p. 08-27, 2008.

CASARIN, D.P.; KOUSKY, V.E. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e Variações na Circulação Atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 2, p. 83-90, 1985.

CBH-TJ. **Comitê de Bacia Hidrográfica Tietê- Jacaré - Relatório de situação dos recursos hídricos na bacia do Tietê-Jacaré 2012-Ano Base 2011- 2012**. Disponível em: < <http://www.sigrh.sp.gov.br/public/uploads/documents/7476/relatorio-de-situacao-2013-cbh-tj.pdf>>. Acesso em: 18 set. 2017.

CEPAGRI. **Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas a Agricultura**. Disponível em: < <http://www.cepagri.unicamp.br/>>. Acesso em: 20 set. 2017.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. New York: McGrawhill International Editions: Civil Engineering Series, 1998. 572 p.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo hidrologia**. Porto Alegre: IPH – UFRGS, 2008. 151 p.

COLOMBO, F. **O formato das nuvens**. Disponível em: <http://f1colombo-geografando.blogspot.com.br/2016/07/o-formato-das-nuvens.html>. Acesso em: 23 nov. 2017.

CORRADINI, C.; SINGH, V. P. Effect of spatial variability of effective rainfall on direct runoff by a geomorphologic approach. **Journal of Hydrology**, v. 81, p. 27-43, 1985.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 2, p. 507-515, 2005.

EMIDIO, Z. P. O. **Impacto do balanço hídrico em diferentes tipos de solos: comparação entre dados de radar-pluviômetro e análise de tendência da chuva em área agrícola**. 2008. 147 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2008.

EMIDIO, Z. P. O.; ANTONIO, M. A. Chuva média decenal em área: teste por radar e pluviômetros para uso na agricultura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., 2007, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2007. CD-ROM.

EMMANUEL, I.; ANDRIEU, H.; LEBLOIS, E.; JANEY, N.; PAYRASTRE, O. Influence of rainfall spatial variability on rainfall-runoff modeling: benefit of a simulation approach? **Journal of Hydrology**, v. 531, p. 337-348, 2015.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. CENTRO NACIONAL DE PESQUISAS DE SOLOS. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: EMBRAPA, 2006.

ENGMAN, E. T.; GURNEY, R. J. **Remote sensing in hydrology**. London: Chapman and Hall, 1991. 225p.

FAIRFIELD, J.; LEYMARIE, P. Drainage networks from grid digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 27, n. 5, p. 709-717, 1991.

FAN, F. M.; RAMOS, M. H.; COLLISCHONN, W. Sobre o uso de previsões hidrológicas probabilísticas para tomada de decisão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 914-926, 2015.

FARR, T. G.; KOBRICK, M. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.

FREEMAN, T. G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. **Computers & Geosciences**, v. 17, n. 3, p. 413-422, 1991.

GAMAGE, S. H. P. W.; HEWA, G. A.; BEECHAM, S. Modelling hydrological losses for varying rainfall and moisture conditions in South Australian

catchments. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 1-21, 2015.

GEETHA, K.; MISHRA, S.K.; ELDHO, T.I.; RASTOGI, A.K.; PANDEY, R.P. SCSCN-based continuous simulation model for hydrologic forecasting. **Water Resources Management**, v. 22, n. 2, p. 165-190, 2008.

GIANNONI, F.; SMITH, J. A.; ZHANG, Y.; ROTH, G. Hydrologic modeling of extreme floods using radar rainfall estimates. **Advances in Water Resources**, v. 26, n. 2, p. 195-203, 2003.

GOOVAERTS, P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. **Journal of Hydrology**, v. 228, n. 1, p. 113-129, 2000.

GUARDIMAN JUNIOR, B. S.; MAGALHÃES, I. A. L.; FREITAS, C. C. A. CECÍLIO, R. A. Análise de técnicas de interpolação para espacialização da precipitação pluvial na bacia do rio Itapemirim (ES). **Revista Ambiente**, v. 8, n.1, p. 61- 71, 2012.

HORA, S. B.; GOMES, R. L. Mapeamento e avaliação do risco a inundação do rio cachoeira em trecho da área urbana do município de Itabuna/BA. **Sociedade & Natureza**, v. 21, n. 2, p. 57–75, 2009.

HOU, A. Y.; KAKAR, R. K.; NEECK, S.; AZARBARZIN, A. A.; KUMMEROW, C. D.; KOJIMA, M.; OKI, R.; NAKAMURA, K.; IGUCHI, T. The global precipitation measurement mission. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 5, 2014.

IAG/USP. **Starnet: Sferics Timing and Ranging Network**: chuva online. Disponível em: <http://www.starnet.iag.usp.br/chuvaonline/sobre_chuva.php>. Acesso em: 25 nov. 2017.

IPMet. **Saiba mais**: montagem do CAPPI. Disponível em: <https://www.ipmet.unesp.br/index2.php?menu_esq1=&abre=ipmet_html/saiba_mais/radar.htm>. Acesso em: 25 nov. 2017.

IPT. INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT Monografias, 1981. (Publicação 1 184, 2v) Escala 1:500.000.

IRONS, J. R; DWYER, J. L.; BARS, J. A. The next Landsat satellite: the Landsat data continuity mission. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 11-21, 2012.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1593-1600, Nov.1988.

JONES, D. M. A. **Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity**. Urbana: Illinois State Water Survey, Meteorology Laboratory, 1956.

KAISER, I. M. **Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos**. 2006. 400 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

KENNY, F.; MATTHEWS, B. A methodology for aligning raster flow direction data with photogrammetrically mapped hydrology. **Computers & Geosciences**, v. 31, p. 768-779, 2005.

KIDDER, S. Q.; HAAR, T. H. V. **Satellite meteorology: an introduction**. Houston; Gulf Professional Publishing, 1995.

KÖPPEN, W. Klassifikation der klimate nach temperatur, niederschlag und jahreslauf. **Petermanns Geographische Mitteilungen**, p. 193-205, Sept./Okto.1918.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231, 1988.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T. HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G. KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 1965-1982, 2000.

LEE, D.; CHOE, H. Estimating the impacts of urban expansion on landscape ecology: forestland perspective in the greater Seoul metropolitan area. **Journal of Urban Planning and Development**, v. 137, p. 425-437, 2011.

MARCUZZO, F. F. N. Espacialização mensal e anual da chuva nos municípios de Santa Cruz do Sul, Venâncio Aires, Vera Cruz e Passo do Sobrado no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 22., 2017, Florianópolis. **Anais...** São Paulo: ABRH, 2017. v. 1. p. 1-8.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, A.; ALVES, L. M.; MENDIONDO, E. M.; OBREGÓN, G.; SAMPAIO, G. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, n. 106, p. 31-44, 2015.

MARK, D. M. Part 4: Mathematical, algorithmic and data structure issues: automated detection of drainage networks from digital elevation models. **Cartographica: The International Journal for Geographic Information and Geovisualization**, v. 21, n. 2-3, p. 168-178, 1984.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distributions of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, p. 165-6, 1948.

MAZZUCO, G. G.; GONÇALVES, M. P.; MIGUEL, B. H.; VILLA, M. F.; COSTA, C. W.; MOSCHINI, L. E. Indicadores de naturalidade da paisagem aplicados no monitoramento da qualidade ambiental de mananciais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 5, p. 1406-1418, 2017.

McCUEN, R. H.; WONG, S. L.; RAWLS, W.J. Estimating urban time of concentration. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n.7, p. 887-904, 1984.

MIMIKOU, M. A.; BALTAS, E. A. Flood forecasting based on radar rainfall measurements. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 122, n. 3, p. 151-156, 1996.

MISHRA, S.K.; SINGH, V.P. Long-term hydrological simulation based on the Soil Conservation Service curve number. **Hydrological Processes**, v. 18, n. 7, p. 1291-1313, 2004.

NASH, J. C.; VARADHAN, R. Optimx: **A replacement and extension of the optim() function**: R package version 2011-8.1. Disponível em: <<https://www.CRAN.R-project.org/package=optimx>>. Acesso em: 22 set. 2017.

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer Vision, Graphics, and Image Processing**, v. 28, n. 3, p. 323-344, 1984.

OLIVEIRA, J.B.; CAMARGO, M.N.; ROSSI, M.; CALDERANO FILHO, B. **Mapa pedológico do Estado de São Paulo**: legenda expandida. Campinas: Instituto Agrônomo; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 1999. 64 p. Escala: 1.500.000.

PANDEY, A.; CHOWDARY, V.M.; MAL, B.C.; DABRAL, P.P. Estimation of runoff for agricultural watershed using SCS curve number and geographic information system. In: MAP INDIA CONFERENCE, 6., 2003, New Dehli. **Proceedings...** New Dehli: GIS Development, 2003. Disponível em: <<http://www.gisdevelopment.net/application/agriculture/soil/mi0348.htm>>. Acesso em: 3 jan. 2018.

PEREIRA, L. M. **Modelagem hidrológica dinâmica distribuída para estimativa do escoamento superficial em uma microbacia urbana**. 2008. 90 p. (INPE-15679-TDI/1453). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009.

PEREIRA FILHO, A. J.; CRAWFORD, K. C.; HARTZELL, C. L. Improving WSR-88D hourly rainfall estimates. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1016-1028, 1998.

QUINN, P.; BEVEN, K.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. **Hydrological Processes**, v. 5, n. 1, p. 59-79, 1991.

RABIEI, E.; HABERLANDT, U. Applying bias correction for merging rain gauge and radar data. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 544-557, 2015.

RAGHAVAN, S. **Radar meteorology**. Berlin: Springer Science & Business Media, 2013, 466 p.

RAPIDEYE AG. **Satellite imagery product specifications**: Version 6.0 Nov. 2013. Disponível em:

<http://www.rapideye.com/upload/RE_Product_Specifications_ENG.pdf>.

Acesso em: 19 ago. 2017.

REBOITA, M. S.; KRUCHE, N.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra & Didática**, v. 8, p. 34-50, 2012.

RENNÓ, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. J. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 3469-3481, 2008.

RINEHART, R. **Radar for meteorologists**. 4. ed. Columbia: Rinehart Publishing, 2004. 334 p.

ROSIM, S.; OLIVEIRA, J. R. F.; JARDIM, A. C.; NAMIKAWA, L. M.; RENNO, C. D. TerraHidro: a distributed hydrology modelling system with high quality drainage extraction. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ADVANCED GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS, APPLICATIONS, AND SERVICES, 5., (IARIA) 2013, Nice, França. **Proceedings...** Nice: 2013. p. 161-167.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A. M.; LOMBARDI NETO, F. Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos parte II: aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 05-18, 2005.

SCHUELER, T.; FRALEY-MCNEAL, L.; CAPPIELLA, K. Is impervious cover still important? review of recent research. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.14, n. 4, p. 309-315, 2009.

SILVA, J. P. Estimativas de impactos da elevação do nível do mar em 2100 na zona urbana de Caiçara do Norte/RN. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 2, p. 1368-1377, 2016.

SILVEIRA, A. L. L. Desempenho de fórmulas de tempo de concentração em bacias urbanas e rurais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, p. 5-23, 2005.

SIMEPAR. **A Experiência do SIMEPAR no Monitoramento de tempestades Severas**. Disponível em: <<https://pt.slideshare.net/DafmetUfpel/simeparradarmonitoramento26102011>>. Acesso em: 6 dez. 2017.

SMITH, J. A.; KRAJEWSKI, W. F. A modeling study of rainfall rate-reflectivity relationships. **Water Resources Research**, v. 29, n. 8, p. 2505-2514, 1993.

SMITH, P. L.; CAIN, D. E.; DENNIS, A. S. Derivation of an RZ relationship by computer optimization and its use in measuring daily areal rainfall. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.45, p.156, 1975.

SOILLE, P.; VOGT, J.; COLOMBO, R. Carving and adaptive drainage enforcement of grid digital elevation models. **Water resources research**, v. 39, n. 12, 2003.

STEHMAN, S. V. Selecting and interpreting measures of thematic classification accuracy. **Remote Sensing of Environment**, v. 62, n. 1, p. 77-89, 1997.

STEINER, M.; SMITH, J. A.; BURGESS, S. J.; ALONSO, C. V.; DARDEN, R. W. Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation. **Water Resources Research**, v. 35, n. 8, p. 2487-2503, 1999.

STELLMAN, K.; FUELBERG, H.; GARZA, R. Utilizing radar data to improve streamflow forecasts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 29., **Proceedings...** Montreal, Quebec, Canadá, 1999. Disponível em: <<https://smartech.gatech.edu/handle/1853/47995>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

TARBOTON, D.G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 33, n. 2, p. 309-319, 1997.

THIESSEN, A. H. Precipitation averages for large areas. **Monthly weather review**, v. 39, n. 7, p. 1082-1089, 1911.

TROCH, P.A.; PANICONI, C.; MCCLAUGHLIN, D. Catchment-scale hydrological modeling and data assimilation. **Advances in Water Resources**, v. 26, p.131-135, 2003.

TROVATI, L. R. **Modelo de comparação entre o fator de refletividade do radar e vazões para estabelecer alertas de cheias**. 1988. 156p. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Universidade de São Paulo, São Carlos, 1988.

TSO, B.; MATHER, P. M. **Classification methods for remotely sensed data**. New York: Taylor & Francis, 2009. 332 p.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 1998. 669p.

TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3.ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/ UFRGS: ABRH, 2002. 943 p.

TUCCI, C.E.M. Inundações e drenagem urbana. In: TUCCI, C. E. M.; BERTONI, J. C. (Orgs.). **Inundações urbanas na América do Sul**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH, 2003. p 45- 150.

TUNDISI, J. G. Ciclo hidrológico e gerenciamento integrado. **Ciência e Cultura**, v. 55, n. 4, p. 31-33, 2003.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE – SOIL CONSERVATION SERVICE (USDA-SCS). **Urban hydrology for small watersheds**: TR55. Washington, USA: USDA-SCS, 1986. 164 p.

VANHELLEMONT, Q.; RUDDICK, K. Turbid wakes associated with offshore wind turbines observed with Landsat 8. **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 105-115, 2014.

VIGLIONE, A.; CHIRICO, G. B.; WOODS, R.; BLÖSCHL, G. Generalised synthesis of space-time variability in flood response: an analytical framework. **Journal of Hydrology**, v. 394, p. 198-212, 2010a.

VIGLIONE, A.; CHIRICO, G. B.; KOMMA, J.; WOODS, R.; BORGA, M.; BLÖSCHL, G. Quantifying space-time dynamics of flood event types. **Journal of Hydrology**, v. 394, p. 213-229, 2010b.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

WILSON, J. W.; BRANDES, E. A. Radar measurements of rainfall. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p.1048-1058, 1979.

WONG, T. S.W. Evolution of kinematic wave time of concentration formulas for overland flow. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.14, n.7, p. 739-744, 2009.

WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; BAND, L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. **Journal of Hydrology**, v. 102, p. 29-47, 1988.

WOODWARD, D.E.; HAWKINS, R.H.; JIANG, R.; HJELMFELT, A.T.; VAN MULLEM, J.A.; QUAN, Q.D. Runoff curve number method: examination of the

initial abstraction ratio. In: WORLD WATER AND ENVIRONMENTAL RESOURCES CONGRESS, 2003, Philadelphia. **Proceedings...** American Society of Civil Engineers (ASCE) Publications, 2003.

APÊNDICE A – DADOS COMPLEMENTARES

Tabela A.1 – Descrição das estações pluviométricas.

Município	Prefixo	Nome	Latitude	Longitude	Período
São Carlos	C4-019	Santa Eudoxia	21° 44' 53"	47° 46' 06"	1959-2016
São Carlos	C4-092	Fazenda da Barra	21° 53' 08"	47° 47' 09"	1960-2016
São Carlos	C4-108	Porto Cunha Bueno	21° 41' 48"	47° 48' 59"	2002-2016
Santa Lúcia	C5-011	Santa Lúcia	21° 41' 04"	48° 04' 56"	1936-2016
Araraquara	C5-012	Bueno de Andrada	21° 40' 00"	48° 14' 00"	1937-2016
Boa Esperança do Sul	C5-016	Faz. Seringal Paulista	21° 52' 25"	48° 28' 24"	1931-2016
Araraquara	C5-017	Chibarro	21° 53' 17"	48° 09' 06"	1931-2016
Santa Lúcia	C5-042	Fazenda dos Alpes	21° 39' 32"	48° 02' 28"	1960-2016
Araraquara	C5-050	Araraquara	21° 47' 00"	48° 10' 00"	1937-2016
Boa Esperança do Sul	C5-117	Boa Esperança do Sul	21° 59' 28"	48° 23' 25"	1971-2016
Araraquara	C5-124	Jacaré-Guaçu-SP-255	21° 52' 00"	48° 16' 31"	2002-2016
Analândia	D4-035	Analândia	22° 07' 47"	47° 40' 03"	1937-2016
Itirapina	D4-036	Grauna	22° 18' 01"	47° 44' 38"	1937-2016
Itirapina	D4-037	Visconde de Rio Claro	22° 08' 54"	47° 47' 42"	1937-2016
São Carlos	D4-106	Fazenda Santa Bárbara	22° 05' 38"	47° 58' 30"	1978-2016
Dourado	D5-023	Dourado	22° 07' 44"	48° 19' 48"	1954-2016
Ribeirão Bonito	D5-048	Sampaio Vidal	22° 02' 28"	48° 16' 10"	2009-2016
São Carlos	D5-076	Fazenda Água Branca	22° 04' 03"	48° 02' 46"	1960-2016

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.2 – Descrição da estação fluviométrica.

Município	Prefixo	Nome	Latitude	Longitude	Período
Araraquara	5C-013	Jacaré-Guaçu-SP-255	21° 52' 02"	48° 16' 35"	1969-2016

Fonte: Produção do autor.

APÊNDICE B – CÓDIGO FONTE DO MODELO HIDROLÓGICO SCS-CN

```
#IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO DE CURVA NÚMERO DO SCS

#CARREGANDO BIBLIOTECAS
library(sp)
library(raster)
library(rgdal)

#####FUNÇÕES#####

#SUBSTITUI OS VALORES DE CLASSE POR CN
Class2CN <- function(CNclasses,CNvalues){
  reclass <- cbind(1:length(CNvalues)-.5,1:length(CNvalues)+.5,CNvalues)
  reclassify(CNclasses,reclass)
}

#CONVERTE CN2 PARA CN3
CN2CN3 <- function(CN2){
  CN2*exp( 0.00673*(100 - CN2) )
}

#CONVERTE CN2 PARA CN1
CN2CN1 <- function(CN2){
  CN2 - ( (20*(100 - CN2))/( 100 - CN2 + exp(2.533 - 0.0636*(100 - CN2)) ) )
}

#CORRIGE CN2 PELA DECLIVIDADE
CN2S <- function(CN2,CN3,decliv) { #decliv em %
  (1/3)*(CN3 - CN2)* (1 - 2*exp(-13.86*decliv/100)) + CN2
}

#ARQUIVO DE CHUVA REFERENTE AO DIA ESCOLHIDO ("day")
DAY2FILE <- function(day){
  paste("crop",format(as.Date(day),"%y"),format(as.Date(day),"%m"),format(as.Date(day),"%d"
),".tif",sep="")
}

#RETORNA A GRADE DE CHUVA DO DIA ESCOLHIDO ("day")
DAY2PREC <- function(day,...){
  l <- list(...)
  if (is.null(l$path)) {path <- ""} else {path <- l$path}
  file <- DAY2FILE(day)
  file <- paste(path,file,sep="")
  if (file.exists(file)){
    raster(file)
  } else{
    0
  }
}

#CALCULA A GRADE AMC CONSIDERANDO O ACUMULADO DOS ÚLTIMOS DIAS
("ndays")
DAY2AMC <- function(day,...){
  l <- list(...)
  if (is.null(l$thr)) {thr <- c(36,53)} else {thr <- l$thr}
  if (is.null(l$ndays)) {ndays <- 5} else {ndays <- l$ndays}
  if (is.null(l$path)) {path <- ""} else {path <- l$path}
  Pcum <- DAY2PREC(day,path=path)
  for (d in 1:(ndays-1)){
    Pcum <- Pcum+DAY2PREC(day-d,path=path)
  }
}
```

```

}
reclass <- cbind(c(-Inf,thr-c(.00001,0)),c(thr-c(.00001,0),Inf),1:3)
reclassify(Pcum,reclass)
}
#CÁLCULO DO PARÂMETRO DE RETENÇÃO MÁXIMA [mm]
CN2Smax <- function (CN){
  254*( (100/CN) - 1 )
}
#CÁLCULO DA CHUVA EFETIVA [mm]
QCN <- function(P,lb,Smax) {
  l <- lb*Smax
  if (is.numeric(P)) {
    result <- 0
    if (P > l) {result <- ((P-l)^2)/(P-l+Smax)}
  } else {
    result <- raster(P)
    result[] <- 0
    cells <- Which(P > l)
    if (length(cells) > 0){
      result[cells] <- ((P[cells]-l[cells])^2)/(P[cells]-l[cells]+Smax[cells])
    }
  }
  result
}
}
#TRANSFORMA LDD EM GRADE DE NÚMERO DE VIZINHOS A MONTANTE
LDD2NNEIGH <- function(ldd){
  n <- raster(ldd)
  values(n) <- 0
  n[ldd == 0] <- 1
  nc <- ncol(ldd)
  dcell <- c(1,nc+1,nc,nc-1,-1,-nc-1,-nc,-nc+1)
  for (i in 1:8){
    pts <- rasterToPoints(ldd, fun=function(x) {x == (2^(i-1))})
    if (length(pts) > 0){
      cells <- cellFromXY(ldd, pts[,1:2])
      n[cells+dcell[i]] <- n[cells+dcell[i]]+1
    }
  }
  n
}
}
#ACUMULA ATRIBUTO USANDO LDD
LDD2ACUM <- function(attrib,ldd){
  nc <- ncol(ldd)
  dcell <- c(1,nc+1,nc,nc-1,-1,-nc-1,-nc,-nc+1)
  lddt <- ldd
  for (i in 1:8){lddt[ldd == (2^(i-1))] <- i}
  res <- attrib
  n <- LDD2NNEIGH(ldd)
  cells0 <- cellFromXY(ldd, rasterToPoints(n, fun=function(x) {x == 0}))[,1:2]
  for (i in 1:length(cells0)){
    while (TRUE){
      cellneigh <- cells0[i]+dcell[lddt[cells0[i]]]
      res[cellneigh]=res[cellneigh]+res[cells0[i]]
      if ((n[cellneigh] != 1) | (lddt[cellneigh] == 0)) {
        n[cellneigh]=n[cellneigh]-1
      }
    }
  }
}

```

```

    break
  }
  cells0[i] <- cellneigh
}
}
res
}
#CÁLCULO DO COMPRIMENTO HIDRÁULICO [m]
LDD2LH <- function(ldd){
  nc <- ncol(ldd)
  dcell <- c(1,nc+1,nc,nc-1,-1,-nc-1,-nc,-nc+1)
  lddt <- ldd
  for (i in 1:8){lddt[ldd == (2^(i-1))] <- i}
  res <- raster(ldd)
  values(res) <- 0
  n <- LDD2NNEIGH(ldd)
  cells0 <- cellFromXY(ldd, rasterToPoints(n, fun=function(x) {x == 0}))[1:2])
  #tamanho do pixel central em metros
  ps <- crop(ldd,extent(ldd,1,2,1,2))
  ps[] <- NA
  ps[1,1] <- 1
  ps <- distance(ps)
  ps <- c(ps[1,2],ps[2,2],ps[2,1])
  #ps <- res(ldd)*111320.7*cos(mean(extent(ldd)[3:4])*3.1415/180)
  #ps <- c(ps[1],sqrt(ps[1]^2+ps[2]^2),ps[2])
  ps <- ps[c(1,2,3,2,1,2,3,2)]
  res[cells0] <- (ps[1]+ps[3])/4 #metade da média das resoluções
  for (i in 1:length(cells0)){
    while (TRUE){
      cellneigh <- cells0[i]+dcell[lddt[cells0[i]]]
      res[cellneigh]=max(res[cellneigh],res[cells0[i]]+ps[lddt[cells0[i]]])
      if ((n[cellneigh] != 1) | (lddt[cellneigh] == 0)) {
        n[cellneigh]=n[cellneigh]-1
        break
      }
      cells0[i] <- cellneigh
    }
  }
  res
}
#CALCULANDO OS PARÂMETROS DO HIDROGRAMA
hidrograma <- function(Lh,Smax,decl,A,Q) {
  TI <- (1.347*(Lh^0.8)*((Smax*0.1)+2.54)^0.7)/(1900*(decl^0.5))
  Tp <- TI + 24/2 #soma metade do passo de tempo (diário = 24h)
  Tb <- 2.67094*Tp
  Qp <- 2.08073241781107*A*(Q*0.1)/Tp
  list(TI=TI,Tp=Tp,Tb=Tb,Qp=Qp)
}
#INTEGRANDO OS HIDROGRAMAS DIÁRIOS
somahidrograma <- function(hpoints1,hpoints2) {
  t <- sort(unique(c(hpoints1$t,hpoints2$t)))
  q
  approx(hpoints1$t,hpoints1$q,t,yleft=0,yright=0)$y+approx(hpoints2$t,hpoints2$q,t,yleft=0,yright=0)$y
  list(t=t,q=q)
}

```

```

}
#CÉLULAS A MONTANTE
ExpandDrainage <- function(dcells,ldd,values){
  idren <- raster(ldd)
  values(idren) <- 0
  idren[dcells] <- values
  lddt <- ldd
  for (i in 1:8){lddt[ldd == (2^(i-1))] <- i}
  n <- LDD2NNEIGH(ldd)
  cells0 <- cellFromXY(ldd, rasterToPoints(n, fun=function(x) {x == 0}))[1:2]
  nc <- ncol(ldd)
  dcell <- c(1,nc+1,nc,nc-1,-1,-nc-1,-nc,-nc+1)
  for (i in 1:length(cells0)){
    path <- cells0[i]
    while ((idren[path[1]] == 0) && (lddt[path[1]] != 0)){
      path <- c(path[1]+dcell[lddt[path[1]]],path)
    }
    if (idren[path[1]] != 0){
      idren[path] <- idren[path[1]]
    }
  }
  idren
}

#GRADE DE PERCORRIMENTO DO LDD
DistOutlet <- function(dcells,outlet,ldd){
  nc <- ncol(ldd)
  dcell <- c(1,nc+1,nc,nc-1,-1,-nc-1,-nc,-nc+1)
  lddt <- ldd
  for (i in 1:8){lddt[ldd == (2^(i-1))] <- i}
  ps <- crop(ldd,extent(ldd,1,2,1,2))
  ps[] <- NA
  ps[1,1] <- 1
  ps <- distance(ps)
  ps <- c(ps[1,2],ps[2,2],ps[2,1])
  ps <- ps[c(1,2,3,2,1,2,3,2)]
  res <- rep(0,length(dcells))
  cells <- dcells
  while (TRUE){
    i <- which((cells != outlet) & (lddt[cells] != 0))
    if (length(i) == 0){break}
    res[i] <- res[i]+ps[lddt[cells[i]]]
    cells[i] <- cells[i]+dcell[lddt[cells[i]]]
  }
  res
}

#-----

#SETANDO DIRETÓRIO DO MODELO
setwd("C:/Barbara/R")
pathcrop <- "C:/Barbara/R/crop/"

#LENDO TABELA DE VALORES CLASSES, SOLO, ÁREA E CN2
classes<- read.csv("classes.csv", header=TRUE, sep="," , dec=".")
#LENDO RASTER COM OS VALORES DE CLASSE (RESOLUÇÃO 30m)
CNclasses <- raster("CN_class.tif")

```

```

#LENDO RASTER srtm
srtm <- raster("srtm_mask.tif")
#LENDO RASTER de declividade
decl <- raster("declividade_mask.tif")
#LENDO RASTER ldd
ldd <- raster("ldd_mask.tif")
#RASTER COM VALORES DE CN
CN2 <- Class2CN(CNclasses,classes$CN2)
#ESCOLHA DE UM DIA ARBITRÁRIO
day <- as.Date("130112",format="%y%m%d")
#GRADE AMC
AMC <- DAY2AMC(day,path=pathcrop)
plot(AMC)
#GRADE DE CHUVA DO DIA day (RESOLUÇÃO 1 km)
P <- DAY2PREC(day,path=pathcrop)
plot(P)
#MUDANDO A PROJEÇÃO E RESOLUÇÃO DO CN
CN2 <- projectRaster(CN2,crs=P@crs)
CN2 <- resample(CN2, P)
CN2[is.na(P)] <- NA
#CALCULANDO A GRADE ACUMULADA
acum <- raster(P)
values(acum) <- 1
acum[is.na(P)] <- NA
acum <- LDD2ACUM(acum,ldd)
#DEFININDO A DRENAGEM DE REFERÊNCIA
limiar <- 100
dren <- acum >= limiar
#LISTA DE CÉLULAS A MONTANTE DE CADA CÉLULA DE DRENAGEM
dcells <- cellFromXY(dren, rasterToPoints(dren, fun=function(x) {x != 0}))[1:2])
idren <- ExpandDrainage(dcells,ldd,dcells)
dlist <- vector(mode="list",length=length(dcells))
for (i in 1:length(dcells)){
  cells <- cellFromXY(idren, rasterToPoints(idren, fun=function(x) {x == dcells[i]}))[1:2])
  dlist[[i]] <- cells
}
#ENCONTRANDO PIXEL DO EXUTÓRIO
temp <- acum
temp[is.na(temp)] <- 0
outlet <- which.max(temp)
xyoutlet <- c(outlet %% ncol(temp),((outlet-1)/ncol(temp))+1)
rm(temp)
#CÁLCULO DA DECLIVIDADE MÉDIA DA BACIA
declm <- LDD2ACUM(decl,ldd)/acum
#DEFININDO COMPRIMENTO HIDRÁULICO
Lhm <- LDD2LH(ldd)
#CÁLCULO DA ÁREA DA BACIA [Km²] (GRADE DE CHUVA)
Am<-area(P, na.rm=TRUE, weights=FALSE)
Am <- LDD2ACUM(Am,ldd)
#CÁLCULO DO CN MÉDIO DA BACIA
CN2m <- LDD2ACUM(CN2,ldd)/acum
#CORREÇÃO DO CN2 PELA DECLIVIDADE
CN2Sm <- CN2S(CN2m,CN2CN3(CN2m),declm)

```

#####CÁLCULO DA CHUVA EFETIVA DIÁRIA#####

#HIDROGRAMA INTEGRADO AO OUTLET

ohidrfinal <- list(t=c(0,24),q=c(0,0))

#DEFININDO COEFICIENTE LAMBDA

lb <- 0.19 #CALIBRAR

fatorK <- 0.7

#CALCULANDO O "TRAVEL TIME" DAS CÉLULAS DE DRENAGEM

V <- fatorK*((decl[dcells]/100)^0.5) #[m/s]

Lc <- **DistOutlet**(dcells,outlet,ldd) #[m]

Tt <- (Lc/V)/3600 #horas

iday <- 0

for (d in 130108:130122) {

#for (d in 130203:130213) {

#for (d in 130526:130530) {

#for (d in 131103:131113) {

day <- as.Date(as.character(d),format="%y%m%d")

print(day)

#GRADE AMC

print("calculando AMC...")

AMC <- **DAY2AMC**(day,path=pathcrop)

#CHUVA RELATIVA AO DIA ("day")

P <- **DAY2PREC**(day,path=pathcrop)

CNm <- **CN2Sm**

pts <- rasterToPoints(AMC, fun=function(x) {x == 1})

if (length(pts) > 0){

cells <- cellFromXY(CNm, pts[,1:2])

CNm[cells] <- **CN2CN1**(CNm[cells])

}

pts <- rasterToPoints(AMC, fun=function(x) {x == 3})

if (length(pts) > 0){

cells <- cellFromXY(CNm, pts[,1:2])

CNm[cells] <- **CN2CN3**(CNm[cells])

}

#CAPACIDADE DE ABSORÇÃO MÁXIMA

Smaxm <- **CN2Smax**(CNm)

#####HIDROGRAMA#####

#Tp <- TEMPO DE PICO

#Tb <- TEMPO DE BASE

#TI <- TEMPO DE RETARDO EM HORAS

#Qp <- VAZÃO DE PICO

print("calculando hidrograma para pontos de drenagem...")

A <- area(P, na.rm=TRUE, weights=FALSE)

dhidr <- data.frame(TI=rep(0,length(dcells)),Tp=0,Tb=0,Qp=0)

Lhmin <- min(Lhm[Lhm > 0]) #metade do pixel

for (i in 1:length(dcells)){

cells <- dlist[i][[1]]

CNmean <- mean(**CN2Sm**[cells])

Smaxmean <- **CN2Smax**(CNmean)

```

Pmean <- mean(P[cells])
Qmean <- QCN(Pmean,lb,Smaxmean)
if (Qmean > 0){
  if (length(cells) > 1){
    Lh <- max(Lhm[cells[which(cells != dcells[i])]])
  } else {
    Lh <- Lhmin
  }
  At <- sum(A[cells])
  declmean <- mean(decl[cells])
  dhidr[i,1:4] <- hidrograma(Lh,Smaxmean,declmean,At,Qmean)
}
}
print("integrando hidrogramas para exutório...")
ohidr <- list(t=c(0,24),q=c(0,0)) #hidrograma integrado no outlet
for (i in 1:length(dcells)){
  if (dhidr$Qp[i] > 0){
    ohidr
    somahidrograma(ohidr,list(t=c(0,dhidr$Tp[i],dhidr$Tb[i])+Tt[i],q=c(0,dhidr$Qp[i],0)))
  }
}
ohidr$t <- ohidr$t+24*iday
print("integrando hidrogramas diários...")
ohidrfinal <- somahidrograma(ohidrfinal,ohidr)
iday <- iday+1
plot(ohidrfinal$t/24,ohidrfinal$q,type="l",xlab="t(dias)",ylab="Q(m3/s)")
}

```

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São as sequências de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.