



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.07.20.13-TDI

**INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE  
ESPAÇO-TEMPORAL DA CHUVA NO ESCOAMENTO  
SUPERFICIAL DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DO  
ESTADO DE SANTA CATARINA**

André Luis da Silva Bertoncini

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. Camilo Daleles Rennó,  
aprovada em 12 de maio de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NRJQ3H>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

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 (CST)

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

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

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

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

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

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

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.07.20.13-TDI

**INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE  
ESPAÇO-TEMPORAL DA CHUVA NO ESCOAMENTO  
SUPERFICIAL DE BACIAS HIDROGRÁFICAS DO  
ESTADO DE SANTA CATARINA**

André Luis da Silva Bertoncini

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. Camilo Daleles Rennó,  
aprovada em 12 de maio de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NRJQ3H>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Bertoncini, André Luis da Silva.

B462i      Influência da variabilidade espaço-temporal da chuva no escoamento superficial de bacias hidrográficas do estado de Santa Catarina / André Luis da Silva Bertoncini. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxviii + 108 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.07.20.13-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Camilo Daleles Rennó.

1. Chuva. 2. Chuva efetiva. 3. Variabilidade espaço-temporal.  
4. Escoamento superficial. I. Título.

CDU 556.12(816.4)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).


This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **André Luís da Silva Bertoncini**

"INFLUÊNCIA DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CHUVA NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL DE BACIAS  
HIDROGRÁFICAS DO ESTADO DE SANTA CATARINA".

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


Dra. Evelyne Márcia Leão de Moraes Novo

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Camilo Daleles Rennó

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Laura de Simone Borma

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

Dr. Pedro Luiz Borges Chaffe

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UFSC / Florianópolis - SC

*Este trabalho foi aprovado por:*

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 12 de maio de 2017



*“A visão de mundo mais perigosa é a visão de mundo daqueles que nunca viram o mundo”*

*Alexander von Humboldt*





*À família Bertoncini e Ligyana Korki.*



## AGRADECIMENTOS

A meus pais, Sandra e Paulo, e meu irmão, Pedro, pelo amor e apoio durante toda minha jornada acadêmica, e por acreditarem no caminho que eu escolhi seguir.

A minha namorada (ou “namorada”), Ligyana Korki, pelo incansável apoio durante meus estudos e pesquisa, e por revisar meus textos em português e inglês.

Ao meu orientador, Dr. Camilo Daleles Rennó, pelo auxílio no meu desenvolvimento pessoal e científico, e por todo o apoio durante a proposição, execução e redação deste trabalho.

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

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.

A todos os amigos que eu tive a oportunidade de fazer no INPE. A convivência e confraternização, dentro e fora do INPE, foram essenciais para a conclusão deste trabalho. Entre eles destacam-se: Filipe Temporim, Vitor Martins, Jefferson Teixeira, Luana de Oliveira, Carol Bueno, Alana Kasahara, Anderson Reis, Pietro Cândido, Nelson Gouveia, Jean Faraht, Guilherme Gregório, Bruno Oliveira e Hilton Ferraz. Agradeço também ao João Bosco pela parceria no campo da hidrologia. Agradeço também aos amigos de fora do INPE: Paula Castro, Áthila Gevaerd e Eduardo Varela.

Agradeço a todos que por ventura contribuíram para conclusão deste trabalho e não foram mencionados.



## RESUMO

O acumulado de chuva em um evento de grande magnitude é o principal fator na produção de escoamento superficial. Entretanto, a distribuição espacial e temporal da chuva pode amenizar ou potencializar a produção de escoamento superficial em uma bacia hidrográfica. Dentro deste contexto, diversos estudos foram desenvolvidos para compreender o papel da variabilidade espaço-temporal da chuva na dinâmica hidrológica de uma bacia hidrográfica. Atualmente, sabe-se que a variabilidade espaço-temporal da chuva aumenta ao interagir com características da superfície terrestre, e se transformar em chuva efetiva. Porém, o papel da variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva no escoamento superficial ainda é pouco explorado. Dessa forma, o presente trabalho tem por objetivo avaliar a influência da variabilidade espaço-temporal da chuva no escoamento superficial de quatro bacias hidrográficas (com áreas entre 663 km<sup>2</sup> e 1.646 km<sup>2</sup>) do estado de Santa Catarina. O trabalho analisou a variabilidade espaço-temporal de 18 eventos de grande magnitude por meio de índices computados com base nas estimativas de chuva da constelação *Global Precipitation Measurement* (GPM) do algoritmo *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG). Posteriormente, a chuva efetiva foi estimada também com base nas estimativas de chuva do GPM/IMERG. Por meio da análise de regressão múltipla foram estabelecidas duas relações estatísticas entre os índices de variabilidade espaço-temporal da chuva e o escoamento superficial; e da chuva efetiva e o escoamento superficial no exutório das bacias estudadas. Os resultados apontam que neste estudo o uso da chuva efetiva não melhora a estimativa do escoamento superficial quando comparado ao uso da chuva, uma vez que o maior  $R^2$  ajustado do modelo para chuva efetiva foi de 0,75 e para chuva de 0,85. Além disso, os coeficientes de regressão do modelo para chuva efetiva mostraram-se de difícil interpretação. Esse resultado inesperado foi atribuído à calibração não adequada dos parâmetros do modelo SCS-CN, principalmente em relação ao parâmetro de abstração inicial da chuva. Entretanto, os resultados do modelo para chuva foram satisfatórios e indicam que a variabilidade espaço-temporal da chuva explica 87 % da variação do escoamento superficial, juntamente com o acumulado de chuva e o conteúdo de umidade antecedente. O modelo para chuva efetiva evidenciou que sua variabilidade espaço-temporal influencia o escoamento superficial por meio da interação com o conteúdo de umidade antecedente do solo.

Palavras-chave: Chuva. Chuva Efetiva. Variabilidade Espaço-Temporal. Escoamento Superficial.



# THE ROLE OF SPATIOTEMPORAL VARIABILITY OF RAINFALL ON STREAMFLOW OF WATERSHEDS OF SANTA CATARINA STATE

## ABSTRACT

Rainfall accumulation in a storm event is the major factor in streamflow production. However, the spatial and temporal distribution of rainfall might alleviate or enhance the production of streamflow in a watershed. Several studies were developed to understand the role of spatiotemporal variability of rainfall on streamflow. It has been described in the literature that the spatiotemporal variability of rainfall increases once it interacts with surface characteristics and becomes effective rainfall. In contrast, the role of spatiotemporal variability of effective rainfall on streamflow has been poorly explored. Thus, this work aims to evaluate the role of spatiotemporal variability of rainfall on the streamflow of four watersheds (with areas ranging from 663 km<sup>2</sup> to 1,646 km<sup>2</sup>) in the Santa Catarina state, Brazil. We analyzed the spatiotemporal variability for 18 storm events by means of indexes computed based on rainfall estimates of the Global Precipitation Measurement (GPM) constellation through the algorithm Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG). Following, we estimated effective rainfall also based on GPM/IMERG rainfall estimates. We performed multiple regression analyses in order to establish two statistical relationships between the spatiotemporal variability of rainfall and streamflow, and of effective rainfall and streamflow at watershed outlet. We have found in this study that there is no improvement of using effective rainfall rather than solely rainfall to estimate streamflow, once the adjusted  $R^2$  for the best effective rainfall model was 0.75 and for rainfall was 0.85. Besides, the regression coefficients for the effective rainfall model were of effortful interpretation. We attribute this unexpected result to the inadequate calibration of SCS-CN model parameters, especially the parameter related with rainfall initial abstraction. Even though, we believe that the results for the rainfall model are promising and indicate that spatiotemporal variability of rainfall explains 87 % of streamflow variation, together with rainfall accumulation and antecedent moisture content. The effective rainfall model revealed that its spatiotemporal variability influences streamflow by the interaction with antecedent moisture content.

Keywords: Rainfall. Effective Rainfall. Spatiotemporal Variability. Streamflow.





## LISTA DE FIGURAS

|   | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| Figura 2.1 – Ilustração da plataforma GPM.....  | 9           |
| Figura 2.2 – Hidrogramas sintéticos: a) histograma; b) triangular; e c) cascata<br>( <i>Nash cascades</i> ) .....   | 15          |
| Figura 2.3 – Hidrograma unitário triangular definido por $T_p$ , $T_b$ e $Q_p$ .....  | 16          |
| Figura 3.1 – Fluxograma da metodologia adotada.....   | 32          |
| Figura 3.2 – Mapa de localização da área de estudo.....   | 33          |
| Figura 3.3 – Mapa de solos das bacias em análise.....   | 35          |
| Figura 3.4 – Climogramas de duas estações meteorológicas: uma em São<br>Joaquim/SC, representando as bacias W2 e W3, e outra em<br>Camboriú/SC, representando as bacias W1 e W4.....  | 37          |
| Figura 3.5 – Imagens do sensor infravermelho termal dos satélites GOES-10,12<br>e 13 representando os principais sistemas atmosféricos que atuam<br>na área de estudo: a) CCM, b) ZCAS, c) convecção local e d) frente<br>fria. A temperatura representada nas imagens indica o<br>desenvolvimento vertical das nuvens, quanto mais frio o topo da<br>nuvem maior é o desenvolvimento vertical..... | 38          |
| Figura 3.6 – Mapa de localização dos pluviógrafos e linígrafos utilizados neste<br>estudo. Todos os linígrafos contam com a presença de pluviógrafos<br>na mesma localização.....   | 40          |
| Figura 3.7 – Seleção de eventos para as estações fluviométricas das bacias da<br>área de estudo entre Maio de 2015 e Abril de 2016.....   | 51          |
| Figura 3.8 – O evento 7 para a bacia W1 está representado em detalhe para<br>ilustrar o método de separação do escoamento superficial. $Q_p$ é a<br>vazão de pico [ $m^3/s$ ], $Q_b$ é o escoamento de base [ $m^3/s$ ] e $T_p$ é o<br>tempo de pico em horas. A duração do evento é definida por<br>$T_b = T_p + 2,67T_p$ em horas. ....   | 52          |
| Figura 3.9 – Fluxograma das etapas necessárias para modelagem da chuva<br>efetiva.....  | 56          |

|  |    |
|--|----|
| Figura 4.1 – Diagrama de Taylor resumando as informações de validação do GPM/IMERG. A distância radial da origem representa o desvio padrão da chuva observada. As linhas cinza representam o <i>REQM</i> . Já o coeficiente de correlação é representado pela posição azimutal dos pontos. .... | 62 |
| Figura 4.2 – Mapas de uso e cobertura da terra das bacias da área de estudo. ....  | 65 |
| Figura 4.3 – Mapas da CN corrigida pela declividade. Uma CN maior representa maior geração de escoamento. ....   | 68 |
| Figura 4.4 – Gráfico de dispersão entre o volume de chuva efetiva estimada e o escoamento superficial observado para cada evento, separado por bacias. ....  | 69 |
| Figura 4.5 – Evolução da chuva para o evento 8. ....   | 71 |
| Figura 4.6 – Média espacial da chuva e chuva efetiva para o evento 8, na bacia W1. ....  | 72 |
| Figura 4.7 – Distribuição estatística do índice de variabilidade geral ( $I\sigma$ ) para os eventos analisados. ....  | 74 |
| Figura 4.8 – Distribuição estatística do índice locacional ( $IL$ ) para os eventos analisados. ....   | 75 |
| Figura 4.9 – Distribuição estatística do índice de advecção ( $Ia$ ) para os eventos analisados. ....  | 76 |
| Figura 4.10 – Distribuições estatísticas da chuva ( $P$ ), chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ), $AMC$ e escoamento superficial ( $Qe$ ), para cada bacia hidrográfica. ....   | 77 |
| Figura 4.11 – Resultados da busca exaustiva apresentando os modelos com $Ra2 \geq 0,80$ para o modelo da chuva. A caixa em vermelho representa o modelo selecionado. ....  | 78 |
| Figura 4.12 – Gráfico de dispersão (esquerda) e dos resíduos padronizados (direita) para o modelo chuva. ....  | 79 |
| Figura 4.13 – Validação por <i>bootstrap</i> do modelo chuva. ....   | 80 |
| Figura 4.14 – Efeito do $I\sigma'$ em $P'$ , considerando $Ia'$ e $AMC'$ médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do $I\sigma'$ . ....   | 82 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 4.15 – Efeito do $AMC'$ em $P'$ , considerando $I\sigma'$ e $Ia'$ médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil de $AMC'$ .....  | 83 |
| Figura 4.16 – Efeito do $Ia'$ em $I\sigma'$ , considerando $P'$ e $AMC'$ médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do $Ia'$ .....   | 84 |
| Figura 4.17 – Resultados da busca exaustiva apresentando os modelos com $Ra2 \geq 0,70$ para o modelo da chuva efetiva. As linhas em vermelho representam modelos que não apresentaram a variância dos resíduos constante ( $XBP2$ com valor-p < 0,05). A caixa em vermelho representa o modelo selecionado..... | 85 |
| Figura 4.18 – Gráfico de dispersão (esquerda) e dos resíduos padronizados (direita) para o modelo chuva efetiva. ....  | 87 |
| Figura 4.19 – Validação <i>bootstrap</i> do modelo chuva efetiva.....  | 87 |
| Figura 4.20 – Efeito do $I\sigma'$ em $AMC'$ , considerando $Qcn'$ , $IL'$ e $Ia'$ médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do $I\sigma'$ ....   | 89 |
| Figura 4.21 – Efeito do $IL'$ em $AMC'$ , considerando $Qcn'$ , $I\sigma'$ e $Ia'$ médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do $IL'$ ....  | 90 |
| Figura 4.22 – Efeito do $Ia'$ em $AMC'$ , considerando $Qcn'$ , $I\sigma'$ e $IL'$ médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do $Ia'$ ....  | 91 |



## LISTA DE TABELAS

|   | <b><u>Pág.</u></b> |
|---|--------------------|
| Tabela 3.1 – Aspectos fisiográficos das bacias em análise. ....   | 36                 |
| Tabela 3.2 – Características dos dados utilizados neste trabalho.....   | 39                 |
| Tabela 3.3 – Características do sensor OLI/Landsat 8. ....  | 42                 |
| Tabela 3.4 – Cenas do sensor OLI/Landsat 8 utilizadas para classificação do<br>uso e cobertura da terra. ....                               | 43                 |
| Tabela 3.5 – Características do sensor PAN/CBERS4. ....   | 44                 |
| Tabela 3.6 – Cenas do sensor PAN/CBERS4 utilizadas no processo de<br>avaliação da classificação. ....                                       | 45                 |
| Tabela 3.6 – Conclusão. ....  | 46                 |
| Tabela 3.7 – Curva número (CN) para diferentes tipos de uso e cobertura da<br>terra, condição hidrológica e grupo hidrológico do solo. .... | 55                 |
| Tabela 4.1 – Estatísticas de validação do GPM/IMERG. ....   | 63                 |
| Tabela 4.2 – Matriz de confusão da classificação da bacia W1. ....  | 65                 |
| Tabela 4.3 – Matriz de confusão da classificação da bacia W2. ....  | 66                 |
| Tabela 4.4 – Matriz de confusão da classificação da bacia W3. ....  | 66                 |
| Tabela 4.5 – Matriz de confusão da classificação da bacia W4. ....  | 67                 |
| Tabela 4.6 – Estatísticas descritivas das variáveis para a análise da chuva. ..   | 72                 |
| Tabela 4.7 – Estatísticas descritivas das variáveis para a análise da chuva<br>efetiva.....   | 73                 |
| Tabela 4.8 – Resumo das estatísticas de diagnóstico do modelo chuva. ....   | 79                 |
| Tabela 4.9 – Resumo das estatísticas de diagnóstico do modelo chuva efetiva.<br>.....   | 86                 |



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

|         |   |
|---------|---|
| 6SV     | <i>Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum Vectorial</i>      |
| ACP     | Análise de Componentes Principais   |
| AERONET | <i>Aerosol Robotic Network</i>  |
| AIC     | <i>Akaike's Information Criterion</i>   |
| AMC     | <i>Antecedent Moisture Content</i>  |
| ANA     | Agência Nacional de Águas   |
| CBERS   | <i>China Brazil Earth Resources Satellite</i>   |
| CCL     | Chuva Convectiva Local  |
| CCM     | Complexos Convectivos de Mesoescala   |
| CGE     | Chuva de Grande Escala  |
| CIRAM   | Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina |
| CM      | Chuva em Movimento  |
| CN      | Curva Número  |
| DPR     | <i>Dual-Frequency Precipitation Radar</i>   |
| EMBRAPA | Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária   |
| EPAGRI  | Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural do Estado de Santa Catarina         |
| ETM+    | <i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>  |
| GMI     | <i>GPM Microwave Imager</i>   |
| GPM     | <i>Global Precipitation Measurement</i>   |
| IMERG   | <i>Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM</i>                                  |
| IPCC    | <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>                                      |
| IRS     | Imageador Multiespectral e Termal   |
| LDCM    | <i>Landsat Data Continuity Mission</i>  |
| LDD     | Direção de Fluxo Local  |
| LEDAPS  | <i>Landsat Ecosystem Disturbance Adaptative Processing System</i>                     |
| MNDWI   | Índice Modificado de Água por Diferença Normalizada                                   |
| MODIS   | <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>                                  |
| MUX     | Câmera Multiespectral Regular   |

|        |  |
|--------|--|
| NDBI   | Índice de Área Construída por Diferença Normalizada      |
| NDVI   | Índice de Vegetação por Diferença Normalizada            |
| NIR    | <i>Near Infrared</i>                                     |
| NNDSI  | Normalização do Índice de Solo por Diferença Normalizada |
| NTC1   | Primeira Componente da Transformação <i>Tasseled Cap</i> |
| OLI    | <i>Operational Land Imager</i>                           |
| PAN    | Câmera Pancromática e Multiespectral                     |
| PRESS  | <i>Prediction Sum of Squares</i>                         |
| REQM   | Raiz do Erro Quadrático Médio                            |
| RNDSI  | Razão do Índice de Solo por Diferença Normalizada        |
| SBC    | <i>Schwarz' Bayesian Criterion</i>                       |
| SCS-CN | <i>Soil Conservation Service – Curve Number</i>          |
| SIG    | Sistemas de Informação Geográfica                        |
| 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>                           |
| TMPA   | <i>TRMM Multisatellite Precipitation Analysis</i>        |
| TRMM   | <i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>             |
| USDA   | <i>United States Department of Agriculture</i>           |
| USGS   | <i>United States Geological Service</i>                  |
| VETC   | Variabilidade Espaço-Temporal da Chuva                   |
| VETCE  | Variabilidade Espaço-Temporal da Chuva Efetiva           |
| VIF    | Fator de Inflação da Variância                           |
| W1     | Bacia do Rio Itajaí Mirim                                |
| W2     | Bacia do Rio do Peixe                                    |
| W3     | Bacia do Rio Pelotinhas                                  |
| W4     | Bacia do Rio Itajaí do Oeste                             |
| WFI    | Câmera de Campo Largo                                    |
| WMO    | <i>World Meteorological Organization</i>                 |
| ZCAS   | Zona de Convergência do Atlântico Sul                    |
| INPE   | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais                |



## LISTA DE SÍMBOLOS

|                 |  |
|-----------------|--|
| $\bar{P}_e$     | Média da chuva estimada pelo GPM/IMERG, mm   |
| $\bar{P}_o$     | Média da chuva observada pelas estações pluviométricas, mm   |
| $\hat{Q}_{e,1}$ | Escoamento superficial estimado para bacias grandes, mm  |
| $\hat{Q}_{e,2}$ | Escoamento superficial estimado para bacias pequenas, mm   |
| $\hat{Y}_i$     | Variável dependente estimada   |
| $A_c$           | Área de uma circunferência de igual perímetro da bacia, km <sup>2</sup>                                |
| $A_j$           | Área de uma célula $j$ , m <sup>2</sup>  |
| $A_m$           | Área molhada da seção de um canal, m <sup>2</sup>  |
| $CN_1$          | Curva número para uma condição de solo seco, sem unidade   |
| $CN_2$          | Curva número para uma condição de solo na capacidade de campo, sem unidade                             |
| $CN_3$          | Curva número para uma condição de solo saturado, sem unidade   |
| $C_{bsn}$       | Centróide da bacia em relação exutório, m  |
| $C_{pcp,i}$     | Localização do centro de massa da chuva em relação ao exutório da bacia para um passo de tempo $i$ , m |
| $Dist_v$        | Distância de propagação vertical, m  |
| $I_L$           | Índice locacional da chuva, sem unidade  |
| $I$             | Absorção inicial da chuva, mm  |
| $I_a$           | Índice de advecção, sem unidade  |
| $I_{pcp,i}$     | Índice locacional da chuva para um passo de tempo $i$ , sem unidade                                    |
| $I_{pcp,máx}$   | $I_{pcp}$ máximo para um dado evento, sem unidade  |
| $I_{pcp,mín}$   | $I_{pcp}$ mínimo para um dado evento, sem unidade  |
| $I_s$           | Índice de sinuosidade, sem unidade   |
| $I_\sigma$      | Índice de variabilidade geral da chuva, sem unidade  |
| $L_c$           | Comprimento do canal principal, km   |
| $L_j$           | Distância de propagação de uma célula $j$ , m  |
| $L_v$           | Comprimento vetorial do canal principal, km  |
| $P_{e,i}$       | Chuva estimada pelo GPM/IMERG, mm  |

|            |   |
|------------|---|
| $P_{i,j}$  | Chuva para um passo de tempo $i$ em uma célula $j$ , mm                   |
| $P_{o,i}$  | Chuva observada pelas estações pluviométricas, mm                         |
| $Q_b$      | Escoamento de base, m <sup>3</sup> /s                                     |
| $Q_{cn}$   | Chuva efetiva acumulada, mm   |
| $Q_e$      | Escoamento superficial acumulado, mm                                      |
| $Q_{obs}$  | Vazão observada pelas estações fluviométricas, m <sup>3</sup> /s          |
| $Q_p$      | Vazão de pico, m <sup>3</sup> /s  |
| $Q_p$      | Pico do escoamento superficial, m <sup>3</sup> /s                         |
| $R^2$      | Coefficiente de determinação, sem unidade                                 |
| $R_a^2$    | Coefficiente de determinação ajustado                                     |
| $R_c$      | Razão de circularidade, sem unidade                                       |
| $R_e$      | Resolução espacial do dado topográfico, m                                 |
| $S_{max}$  | Capacidade máxima de armazenamento de água no solo, mm                    |
| $T_b$      | Tempo de base, horas  |
| $T_p$      | Tempo de pico, horas  |
| $V_e$      | Velocidade de escoamento superficial no canal, m/s                        |
| $\bar{X}$  | Média da variável independente  |
| $X_{BP}^2$ | Estatística do teste de <i>Breusch-Pagan</i> , sem unidade                |
| $X_i$      | Variável independente   |
| $\bar{Y}$  | Média da variável dependente observada                                    |
| $Y_i$      | Variável dependente observada   |
| $a_i$      | Constante da estatística do teste de <i>Shapiro-Wilk</i> , sem unidade    |
| $x_i$      | Variável independente centrada na média                                   |
| $\beta_k$  | Coefficientes de regressão  |
| $\sigma^2$ | Variância populacional  |
| $\sigma_i$ | Variância da chuva para um passo de tempo $i$ , sem unidade               |
| $\Delta Z$ | Desnível entre células, m   |
| $\Delta t$ | Duração do evento de chuva, horas   |
| $A$        | Área de drenagem da bacia hidrográfica, m <sup>2</sup> ou km <sup>2</sup> |
| $P$        | Chuva acumulada, mm   |
| $S$        | Gradiente altimétrico de uma bacia hidrográfica, m                        |

|           |   |
|-----------|---|
| $SQE$     | Soma dos Quadrados dos Resíduos                           |
| $SQR$     | Soma dos Quadrados das Regressões                         |
| $SQTO$    | Soma Total dos Quadrados dos Resíduos                     |
| $V$       | Matriz de covariância                                     |
| $W$       | Variável indicadora para o modelo de regressão            |
| $W'$      | Estatística do teste de <i>Shapiro-Wilk</i> , sem unidade |
| $m$       | Número de células de uma bacia hidrográfica               |
| $n$       | Número de observações                                     |
| $p$       | Número de variáveis independentes                         |
| $r$       | Coeficiente de correlação, sem unidade                    |
| $\alpha$  | Nível de significância de um modelo de regressão          |
| $\theta$  | Declividade média da bacia, %                             |
| $\lambda$ | Parâmetro de absorção inicial da chuva, sem unidade       |
| $\mu$     | Média populacional  |



## SUMÁRIO

|   | <b><u>Pág.</u></b> |
|---|--------------------|
| 1 INTRODUÇÃO.....   | 1                  |
| 1.1. Objetivo.....  | 4                  |
| 1.1.1. Objetivos Específicos .....  | 4                  |
| 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....   | 7                  |
| 2.1. Ciclo Hidrológico .....  | 7                  |
| 2.2. Estimativa de Chuva por Sensoriamento Remoto Orbital .....                               | 8                  |
| 2.3. Modelagem Hidrológica .....  | 10                 |
| 2.3.1. Estimativa da Chuva Efetiva.....   | 11                 |
| 2.3.2. Hidrograma Unitário e Separação do Escoamento Superficial.....                         | 14                 |
| 2.4. Variabilidade Espaço-temporal da Chuva e sua Influência na Dinâmica<br>Hidrológica ..... | 17                 |
| 2.4.1. Em Relação à Chuva .....   | 17                 |
| 2.4.2. Em Relação à Chuva Efetiva.....  | 19                 |
| 2.4.3. Índices de Variabilidade Espaço-temporal .....   | 20                 |
| 2.5. Modelos de Regressão Linear Múltipla.....  | 23                 |
| 2.5.1. Interações em Modelos de Regressão Múltipla.....                                       | 25                 |
| 2.5.2. Seleção de Variáveis.....  | 27                 |
| 2.5.3. Modelos de Regressão Múltipla em Hidrologia .....                                      | 29                 |
| 3 MATERIAL E MÉTODOS .....  | 31                 |
| 3.1. ÁREA DE ESTUDO .....   | 32                 |
| 3.1.1. Geologia, Solos e Aspectos Fisiográficos .....   | 34                 |
| 3.1.2. Clima e Sistemas Atmosféricos.....   | 36                 |
| 3.2. MATERIAIS.....   | 39                 |
| 3.2.1. Dados Hidrometeorológicos .....  | 40                 |
| 3.2.2. Dados SRTM-MDE.....  | 41                 |
| 3.2.3. Dados Landsat 8 e CBERS-4.....   | 41                 |
| 3.2.4. Mapa de Solos .....  | 46                 |
| 3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS.....   | 47                 |

|        |  |    |
|--------|--|----|
| 3.3.1. | Extração da Bacia Hidrográfica, Drenagem e Distância de Propagação ..... | 47 |
| 3.3.2. | Classificação do Uso e Cobertura da Terra.....                           | 48 |
| 3.3.3. | Seleção de Eventos e Separação do Escoamento Superficial.....            | 50 |
| 3.3.4. | Validação das Estimativas de Chuva do GPM/IMERG .....                    | 53 |
| 3.3.5. | Modelagem da Chuva Efetiva (SCS-CN) .....                                | 54 |
| 3.4.   | ANÁLISE DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL .....                           | 56 |
| 3.5.   | ANÁLISE DE REGRESSÃO MÚLTIPLA.....                                       | 57 |
| 4      | RESULTADOS E DISCUSSÃO .....   | 61 |
| 4.1.   | Validação do GPM/IMERG .....   | 61 |
| 4.2.   | Classificação do Uso e Cobertura da Terra .....                          | 64 |
| 4.3.   | Modelagem da Chuva Efetiva .....   | 67 |
| 4.4.   | Análise Espaço-Temporal.....   | 72 |
| 4.5.   | Análise de Regressão Linear Múltipla.....                                | 78 |
| 4.5.1. | Chuva.....   | 78 |
| 4.5.2. | Chuva Efetiva .....  | 85 |
| 5.     | CONCLUSÕES .....   | 93 |
|        | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....   | 97 |

## 1 INTRODUÇÃO

O escoamento superficial é descrito pela literatura científica como produto, principalmente, do acumulado de chuva em um evento para uma bacia hidrográfica. Entretanto, desde os estudos de Dawdy e Bergmann (1969), sabe-se que a variabilidade espaço-temporal da chuva (VETC) pode ter um papel importante na dinâmica do escoamento superficial. Apesar disso, um consenso sobre qual a influência da VETC no escoamento superficial ainda não foi atingido pela comunidade científica, pois os estudos são limitados pelo número de bacias hidrográficas, incertezas na estimativa da chuva e incertezas na modelagem hidrológica (EMMANUEL et al., 2015).

Quando a chuva atinge a superfície terrestre, ou outros objetos, a mesma pode ser interceptada, evapotranspirada ou infiltrada e o excedente transforma-se em chuva efetiva. A variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva (VETCE) é maior que a VETC, pois características da superfície, como tipo de solo e uso e cobertura da terra, introduzem variabilidade na chuva (MAEDA et al., 2006; FIENER; AUERSWALD; VAN OOST, 2011). Em teoria, a relação entre VETCE e o escoamento superficial deveria ser mais forte que a relação entre o VETC e o escoamento superficial. Entretanto, o processo de propagação da chuva efetiva pelas vertentes e canais fluviais de uma bacia hidrográfica suaviza essa variabilidade para uma dada seção fluvial (CORRADINI; SINGH, 1985; CHEN et al., 2015).

Diversos estudos dedicaram-se a compreender a influência da VETC no escoamento superficial e sua relação com as características das bacias hidrográficas. A maior quantidade de estudos está relacionada com a influência da VETC em relação ao tamanho da bacia hidrográfica (WOOD et al., 1988; OBLED; WENDLING; BEVEN, 1994; WOODS; SIVAPALAN, 1999; NIKOLOPOULOS et al., 2011; EMMANUEL et al., 2015). Outros estudos apontam que a influência da VETC no escoamento superficial está na verdade relacionada com o tamanho das vertentes em relação ao tamanho do sistema

atmosférico produtor de chuva (NICÓTINA et al., 2008, ZOCCATELLI et al., 2015). A fisiografia das bacias hidrográficas é outro fator que contribui para que a VETC influencie o escoamento superficial (WOOD et al., 1988; WOODS; SIVAPALAN, 1999; NICÓTINA et al., 2008; VIGLIONE et al., 2010a; VIGLIONE et al., 2010b; EMMANUEL et al., 2015). Outras características que intensificam a influência da VETC no escoamento superficial são: a localização do centro de massa da chuva (ZOCCATELLI et al., 2011; EMMANUEL et al., 2015); a advecção (movimento) do sistema atmosférico produtor da chuva (VIGLIONE et al., 2010a; VIGLIONE et al., 2010b); o mecanismo de geração de escoamento predominante na bacia, dunneano ou hortoneano (WOOD et al., 1988; OBLED; WENDLING; BEVEN, 1994; VIGLIONE et al., 2010a; EMMANUEL et al., 2015); o conteúdo de umidade no solo (NIKOLOPOULOS et al., 2011; EMMANUEL et al., 2015); e o uso e cobertura da terra (OBLED; WENDLING; BEVEN, 1994; WOODS; SIVAPALAN, 1999; EMMANUEL et al., 2015).

Grande parte dos estudos sobre VETC e VETCE são baseados em estimativas de radares meteorológicos, ou então em bacias densamente instrumentadas, as chamadas bacias experimentais. Devido a uma limitação tecnológica, principalmente relacionada à baixa resolução espacial, estimativas de chuva por sensoriamento remoto orbital são raramente empregadas para avaliar a influência da variabilidade da chuva na escala da bacia hidrográfica. Até o início de 2015, a melhor estimativa de chuva por sensoriamento remoto orbital foi o produto gerado pelo *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA) com uma resolução espacial de 25 km e temporal de 3 horas (HUFFMAN et al., 2007).

Atualmente, o avanço tecnológico dos sensores de micro-ondas passivo e ativo a bordo da plataforma *core* (principal) da constelação *Global Precipitation Measurement* (GPM) permitiu a geração de um novo produto, com resolução espacial mais fina de 5 km, o *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG). O algoritmo do IMERG utiliza dados de uma constelação de satélites



com sensores na faixa do infravermelho termal e micro-ondas (passivo e ativo) que têm a capacidade de estimar a chuva com um intervalo temporal de 30 minutos e com uma abrangência entre as latitudes 68° N e 68° S. A plataforma principal do GPM atua como um instrumento de intercalibração entre os diversos sensores da constelação, pois tem o sensor com a melhor acurácia (radar), porém com um período de revisita limitado (HOU et al., 2014; HUFFMAN; BOLVIN; NELKIN, 2015). Estudos recentes indicam que as estimativas do GPM/IMERG apresentaram uma acurácia maior do que as estimativas do TRMM/TMPA (PRAKASH et al., 2016; TANG et al., 2016).

O papel da VETC e da VETCE no escoamento superficial ainda é uma questão científica em aberto no campo da hidrologia (EMMANUEL et al., 2015). Tendo em vista os avanços da estimativa de chuva por sensoriamento remoto orbital, faz-se necessário avaliar se os produtos disponíveis na atualidade são capazes de capturar a variabilidade espaço-temporal da chuva e explicar a variação do escoamento superficial. Um entendimento apropriado desse processo pode auxiliar hidrólogos a alcançar uma melhor estimativa de escoamento superficial durante eventos de grande magnitude, uma vez que a maioria das incertezas em modelagem hidrológica surge de uma inadequada representação espacial da chuva (DAWDY; BERGMANN, 1969; NICÓTINA et al., 2008; ZOCCATELLI et al., 2011; EMMANUEL et al., 2015).

Vale ressaltar que a utilização de modelos hidrológicos complexos não necessariamente aumenta a acurácia das estimativas de escoamento superficial (ORTH et al., 2015). Assim, a estimação de escoamento superficial pode ser simplificada ao considerar que a VETC se sobrepõe a necessidade de considerar características de superfície em um modelo hidrológico.

Eventos de escoamento superficial de grande magnitude tem um grande impacto na vida e nas atividades da sociedade, principalmente quando atingem magnitudes até então não observadas (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988). Os impactos podem ser de caráter econômico (HADDAD; TEIXEIRA, 2015;

HARAGUCHI; LALL, 2015; SVETLANA; RADOVAN; JÁN, 2015; VU; RANZI, 2017), imobiliário (ARTUR; HILHORST, 2014), de saúde pública (NI et al., 2014), social (RUFAT et al., 2015; SEKULOVA; VAN DEN BERGH, 2016), entre outros. No Brasil, Stevaux et al. (2009) apontam que os eventos de escoamento superficial de grande magnitude apresentam consequências severas por conta do planejamento urbano desordenado.

Além disso, as mudanças climáticas podem contribuir para que essas consequências sejam ainda mais severas. Segundo o quinto relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), existe uma tendência para o aumento da frequência e intensidade de eventos de precipitação acentuada para regiões do Sul e Sudeste do Brasil. Dessa forma, a frequência e magnitude das inundações fluviais também irão aumentar (IPCC, 2014). De fato, essas mudanças no sistema hidrológico já estão sendo percebidas em algumas partes do mundo, como na China (TAO et al., 2011) e nos Estados Unidos (PATTERSON; LUTZ; DOYLE, 2013).

### **1.1. Objetivo**

O presente trabalho tem por objetivo avaliar a influência da variabilidade espaço-temporal da chuva no escoamento superficial de quatro bacias hidrográficas do estado de Santa Catarina.

#### **1.1.1. Objetivos Específicos**

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- i) analisar as estimativas de chuva do produto GPM/IMERG para as bacias da área de estudo;
- ii) realizar uma análise exploratória de índices de variabilidade da chuva e da chuva efetiva;

- iii) estabelecer uma relação estatística entre a variabilidade espaço-temporal da chuva e o escoamento superficial por meio de análise de regressão múltipla;
- iv) estabelecer uma relação estatística entre a variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva e o escoamento superficial por meio de análise de regressão múltipla.



## **2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

Para o desenvolvimento deste trabalho alguns conceitos foram definidos nas seções apresentadas a seguir. Inicialmente, alguns conceitos sobre o ciclo hidrológico foram expostos na seção 2.1. A seção 2.2 discute a estimativa de chuva por sensoriamento remoto orbital. Na sequência, a seção 2.3 trata de métodos e conceitos de modelagem hidrológica distribuída. A seção 2.4 apresenta a influência da variabilidade espaço-temporal da chuva e da chuva efetiva no escoamento superficial, bem como apresenta diversos índices que descrevem esta variabilidade. Por fim, a seção 2.5 discute conceitos de análise de regressão múltipla.

### **2.1. Ciclo Hidrológico**

O ciclo hidrológico representa o movimento constante da água e sua mudança de estado físico (gasosa, líquida e sólida) na Terra. O ciclo hidrológico não apresenta um início ou fim, porém a evaporação da água em grandes rios, lagos, lagoas e oceanos, será considerada como o primeiro processo a ser descrito. Essa água evaporada pode se condensar e precipitar. A água entra no sistema hidrológico terrestre (bacia hidrográfica) por meio da precipitação, que pode ser interceptada, evaporada ou infiltrada, a água remanescente destes processos é chamada de chuva efetiva. A chuva efetiva pode ser escoada superficialmente e subsuperficialmente para os canais fluviais. A água infiltrada pode ser ainda absorvida pelas plantas e posteriormente transpirada ou percolada para reservatórios subsuperficiais ou subterrâneos. A água subsuperficial/subterrânea pode retornar a superfície e ser evaporada ou contribuir para o escoamento superficial. A água escoada superficialmente pode ser evaporada diretamente ou atingir grandes corpos d'água, onde é evaporada e permite a continuidade do ciclo hidrológico (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

## 2.2. Estimativa de Chuva por Sensoriamento Remoto Orbital

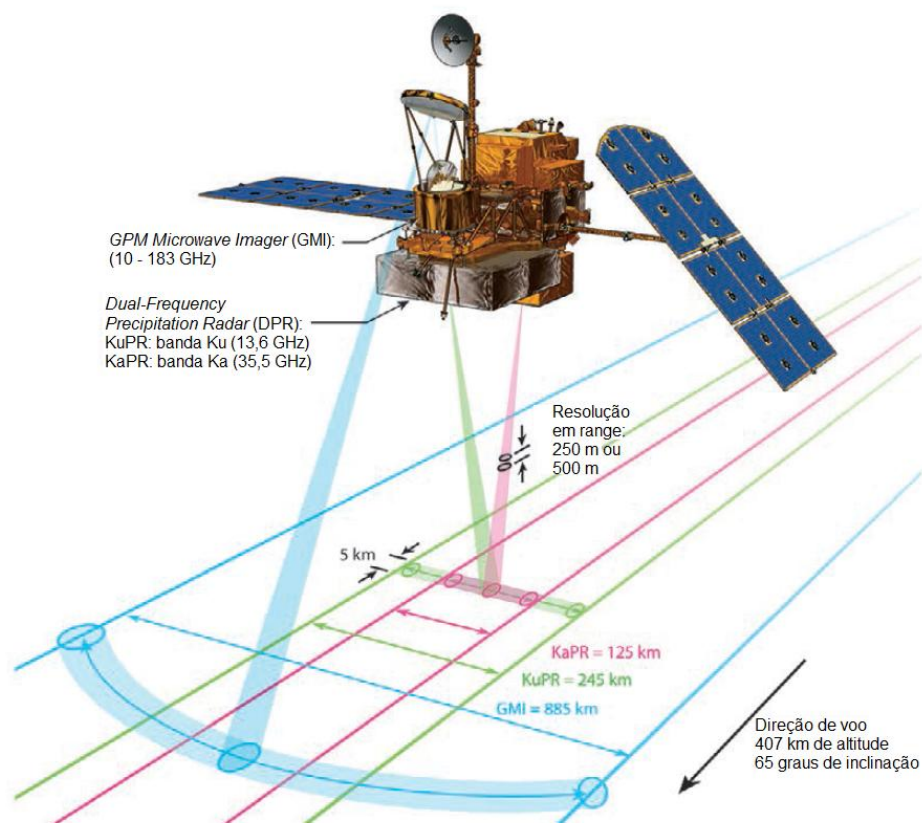
O uso do sensoriamento remoto para estimativa de variáveis meteorológicas desponta como alternativa para instrumentação terrestre, principalmente pela baixa densidade de estações meteorológicas em países em desenvolvimento. No caso da precipitação, a *World Meteorological Organization* – WMO recomenda uma densidade mínima de estações meteorológicas, necessária para o monitoramento de recursos hídricos, de uma estação para cada 600-900 km<sup>2</sup>, para áreas de baixa declividade; e 100-250 km<sup>2</sup> para áreas montanhosas (WORQLUL et al., 2015). Por outro lado, o sensoriamento remoto orbital pode fornecer dados de precipitação a cada 25 km<sup>2</sup>, para o dado do GPM (LI et al., 2013).

Segundo Tapiador et al. (2012), existem três principais métodos de estimação da precipitação por sensores orbitais. O método que utiliza o infravermelho termal é baseado na temperatura de brilho do topo das nuvens, ou seja, quanto mais frio o topo maior o desenvolvimento vertical da nuvem e maior a probabilidade de produzir precipitação. Já o método que se baseia em micro-ondas passivo explora a análise da interferência (espalhamento) das nuvens e hidrometeoros na emissividade oriunda da superfície terrestre. Por fim, o método baseado em micro-ondas ativo consiste em uma relação entre a refletividade e o diâmetro da partícula de precipitação, que por sua vez está relacionada com a intensidade da precipitação (HARROLD, 1966).

Até o ano de 2015, a plataforma TRMM operava na estimativa de precipitação, utilizando os métodos de micro-ondas passivo e ativo. Neste mesmo ano, seu sucessor foi lançado, o GPM, o qual continua a estimar a precipitação de maneira semelhante. O GPM conta com dois sensores na faixa do micro-ondas: um passivo, o *GPM Microwave Imager* – GMI, com 13 canais entre 10 e 183 GHz de frequência; e outro ativo, o *Dual-Frequency Precipitation Radar* – DPR, que opera em duas frequências 13,6 GHz (banda Ku) e 36,5 GHz (banda Ka). A faixa de imageamento do GMI é de 885 km e do DPR de 245 km para a

banda Ku e 125 km para a banda Ka (HOU et al., 2014). A plataforma GPM é ilustrada na Figura 2.1.

Figura 2.1 – Ilustração da plataforma GPM.



Fonte: adaptado de Hou et al. (2014)

De fato, o GPM, por meio dos sensores GMI e DPR, é considerado uma plataforma principal que serve para intercalibração entre sensores de outras plataformas, a chamada constelação GPM, que operam em conjunto para a produção de um produto integrado de precipitação. Esse produto é denominado IMERG. O algoritmo do GPM/IMERG utiliza dados de sensores que operam na faixa do micro-ondas passivo para gerar um produto de resolução temporal de 3 horas em 80% da área visitada (68° S – 68° N). O mesmo pode reduzir a resolução temporal para até 30 minutos, quando utiliza dados de sensores que operam no infravermelho termal, a bordo de

plataformas geoestacionárias (HOU et al., 2014; HUFFMAN; BOLVIN; NELKIN, 2015).

Estudos recentes mostram que os dados do GPM são confiáveis e superiores as estimativas do TRMM. Tang et al. (2016) mostraram que as estimativas do GPM/IMERG são melhores que a do TRMM/TMPA em especial para escalas temporais sub-diárias, em regiões de latitudes médias e altas, em regiões áridas e em intensidades de baixa magnitude. Já Prakash et al. (2016) constataram que as estimativas do GPM/IMERG são mais consistentes que as do TRMM/TMPA, principalmente em área de relevo complexo.

### **2.3. Modelagem Hidrológica**

Os modelos hidrológicos são representações do sistema hidrológico terrestre, e foram desenvolvidos com o principal objetivo de suprir as limitações das técnicas de monitoramento do mesmo. Uma vez que, as técnicas de monitoramento atuais são limitadas por poucas observações no espaço e no tempo, os modelos são um meio de extrapolar essas observações existentes para o sistema hidrológico em análise, ou ainda podem ser utilizados para previsão de cenários simulando-se alguma mudança no sistema. Os modelos também são ferramentas aplicadas para a extrapolação de observações hidrológicas ou previsão com intuito de auxiliar na tomada de decisão. Porém, o sistema hidrológico é complexo, e os modelos, como representações desse sistema, sempre exercem forte grau de simplificação e aproximação (BEVEN, 2012).

Em relação à classificação dos modelos hidrológicos, são considerados diferentes aspectos, como: quanto ao tipo de variável utilizada no modelo, estocásticos ou determinísticos; quanto ao tipo de relação entre essas variáveis, empíricos ou baseados em processos; quanto à forma de representação dos dados, discretos ou contínuos; quanto à existência de relações espaciais, concentrados ou distribuídos; e quanto à existência de



dependência temporal, estáticos ou dinâmicos (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988; VERTESSY et al., 1993).

O ponto inicial para o desenvolvimento de modelos hidrológicos foi a elaboração do modelo do Método Racional, em 1850 por Mulvany. Trata-se de um modelo hidrológico simples, utilizado para estimar o escoamento superficial máximo para um dado evento. Posteriormente, em 1932 o modelo do hidrograma unitário foi desenvolvido por Sherman, com intuito de representar o hidrograma de uma bacia hidrográfica. Com o objetivo de aprimorar o significado físico dos modelos hidrológicos, em 1960, alguns modelos foram concebidos, como por exemplo: *Stanford Watershed IV*, *Sacramento*, *SSARR* e *Tank*. Em 1970, alguns modelos foram desenvolvidos baseados no conceito de área de drenagem variável, como por exemplo, o modelo ARNO e o modelo TOPMODEL. Recentemente, os esforços foram direcionados para modelos hidrológicos distribuídos, como o MIKE-SHE, WATFLOOD, DHSVM, TOPKAPI, LISFLOOD, entre outros (TODINI, 2007).

Durante o processo de desenvolvimento dos modelos hidrológicos atuais, o *Soil Conservation Service – Curve Number* (SCS-CN), desenvolvido por Victor Mockus em 1949, destaca-se como um dos mais utilizados, devido sua fácil aplicação e integração com os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) (BEVEN, 2012).

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.

### **2.3.1. Estimativa da Chuva Efetiva**

O modelo SCS-CN tem por objetivo estimar a quantidade de chuva efetiva produzida em um determinado local baseado em um parâmetro principal, a

curva número (CN), que é determinada a partir de três variáveis: tipo de solo, condições do solo (referentes à umidade antecedente) e cobertura vegetal predominante (BEVEN, 2012). Esse modelo é considerado empírico e aplicado para pequenas bacias (SINGH; FREVERT, 2002), entretanto algumas modificações podem ser feitas para que o mesmo seja aplicado para grandes bacias.

Para o modelo SCS-CN, a geração de chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ) em milímetros é definida pela entrada de chuva ( $P$ ); um parâmetro ( $\lambda$ ) tipicamente igual a 0,2, 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 a capacidade máxima de armazenamento do solo ( $S_{max}$ ). A  $I$  também serve para considerar a evapotranspiração e interceptação no balanço hídrico do solo (BEVEN, 2012). Assim tem-se que:

$$\begin{cases} Q_{cn} = \frac{(P - \lambda S_{max})^2}{P + (1 - \lambda)S_{max}} & \text{se } P > I, \\ Q_{cn} = 0 & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (2.1)$$

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

$$S_{max} = \left( \frac{100}{CN} - 1 \right) 254 \quad (2.2)$$

sendo que o valor da CN é usualmente encontrado em tabelas em função do uso e cobertura da terra, tipo e condição hidrológica do solo (BEVEN, 2012).

O grupo hidrológico do solo apresentado é definido como: grupo A, com alta taxa de infiltração mesmo quando úmido; grupo B, com taxa de infiltração moderada e moderadamente drenado; grupo C, com baixa taxa de infiltração e presença de camada impermeável; e grupo D, solos com baixa taxa de infiltração quando úmidos e que estão na maior parte do tempo saturados (BEVEN, 2012). Já a condição hidrológica do solo está relacionada à cobertura

da terra, como densidade da cobertura vegetal e rugosidade do terreno (USDA, 1986).

Apesar de ser um método amplamente utilizado, o SCS-CN não leva em conta, de modo explícito, a umidade antecedente presente no solo. Assim, segundo ASCE (1996), foi proposto um método intitulado *Antecedent Moisture Content* – AMC para relacionar a umidade antecedente do solo com o valor do CN. As condições de AMC são descritas a seguir:

- AMC I: condição em que o solo está seco, ou seja, a precipitação acumulada nos últimos cinco dias é menor que 36 mm (TUCCI, 2002);
- AMC II: condição em que o solo está na capacidade de campo. Representa os valores originais do CN propostos pelo modelo SCS-CN;
- AMC III: condição em que o solo está saturado, ou seja, a precipitação acumulada nos últimos cinco dias é maior que 53 mm (TUCCI, 2002).

Dessa forma, a relação entre as condições de AMC e CN foi descrita por Arnold e Williams (1995), considerando que o CN proposto pelo modelo SCS-CN corresponde a AMC II ( $CN_2$ ), sendo que a CN relacionada ao AMC I ( $CN_1$ ) é definida por:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{100 - CN_2 + \exp [2,533 - 0,0636(100 - CN_2)]} \quad (2.3)$$

E para a condição AMC III ( $CN_3$ ),

$$CN_3 = CN_2 \exp [0,00673(100 - CN_2)] \quad (2.4)$$

O método proposto por Arnold e Williams (1995) ainda leva em conta que a CN seja corrigida em função da declividade. Em outras palavras, solos com alta declividade favorecem o escoamento superficial diminuindo a infiltração. A correção do CN pela declividade é aplicada sobre o  $CN_2$ :

$$CN_{2s} = \frac{1}{3}(CN_3 - CN_2)[1 - 2 \exp(-13,86\theta)] + CN_2 \quad (2.5)$$

onde:  $\theta$  é a declividade média da bacia em porcentagem [%]. O valor da  $CN_{2s}$ , corrigido pela declividade, é utilizado para calcular a  $CN_1$  e  $CN_3$  nas Equações 2.3 e 2.4, respectivamente.

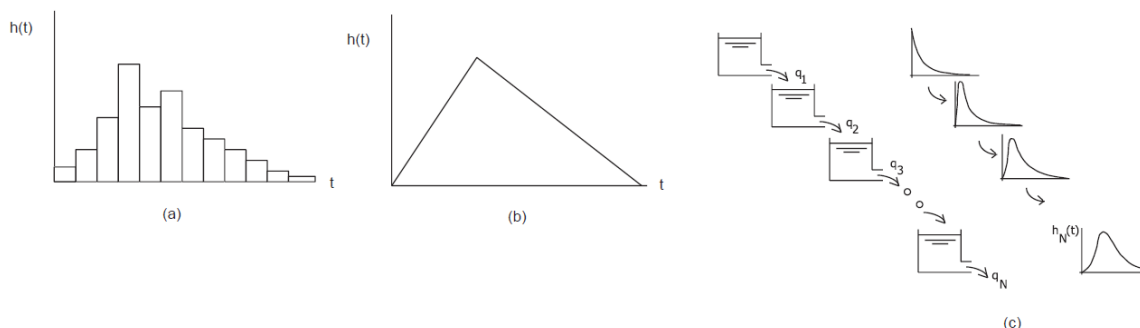
### 2.3.2. Hidrograma Unitário e Separação do Escoamento Superficial

Acoplado ao modelo de geração de escoamento SCS-CN, é comumente utilizado o modelo do hidrograma unitário para a propagação do escoamento superficial. Esse modelo foi proposto por Sherman, em 1932, como forma de contornar algumas limitações dos modelos de propagação baseados na relação tempo-espaco do escoamento superficial de uma bacia. É um modelo de propagação discreto, sendo concentrado na escala da sub-bacia, ou da área de drenagem a montante (BEVEN, 2012).

Um hidrograma unitário é definido como um hidrograma do escoamento superficial resultado de uma unidade de chuva efetiva distribuída na bacia, durante uma unidade de tempo. Assim, um hidrograma maior que uma unidade de chuva efetiva pode ser obtido pela multiplicação linear das ordenadas do hidrograma unitário. A simulação de eventos maiores que a unidade de tempo do hidrograma unitário pode ser obtida pela superposição ou convolução linear dos hidrogramas simulados para cada passo de tempo (ASCE, 1996).

Apesar de ser um modelo simples, o modelo do hidrograma unitário pode ser numericamente oneroso de ser aplicado. Segundo Beven (2012), essa limitação é contornada pela proposição de hidrogramas sintéticos, tais como: na forma de histogramas, triângulos ou cascatas (*Nash cascades*). A Figura 2.2 ilustra os três tipos de hidrogramas sintéticos.

Figura 2.2 – Hidrogramas sintéticos: a) histograma; b) triangular; e c) cascata (*Nash cascades*)



Fonte: adaptado de Beven (2012).

Segundo ASCE (1996), o hidrograma triangular é definido por três parâmetros: tempo de pico ( $T_p$ ), tempo de base ( $T_b$ ) e vazão de pico ( $Q_p$ ). O tempo de pico 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 ( $\Delta t$ ):

$$T_p = T_L + \Delta t/2 \quad (2.6)$$

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

$$T_L = \frac{1,34L_h^{0,8}(S_{max} + 2,54)^{0,7}}{1900\theta^{0,5}} \quad (2.7)$$

onde:  $L_h$  é o comprimento hidráulico da bacia [m];  $S_{max}$  é a capacidade máxima de armazenamento do solo (Equação 2.2); e  $\theta$  é a declividade média da bacia em porcentagem [%]. De posse de  $T_p$  é possível calcular o  $T_b$ , sendo o tempo correspondente à contribuição do escoamento superficial no hidrograma de uma bacia, definido por ASCE (1996) como:

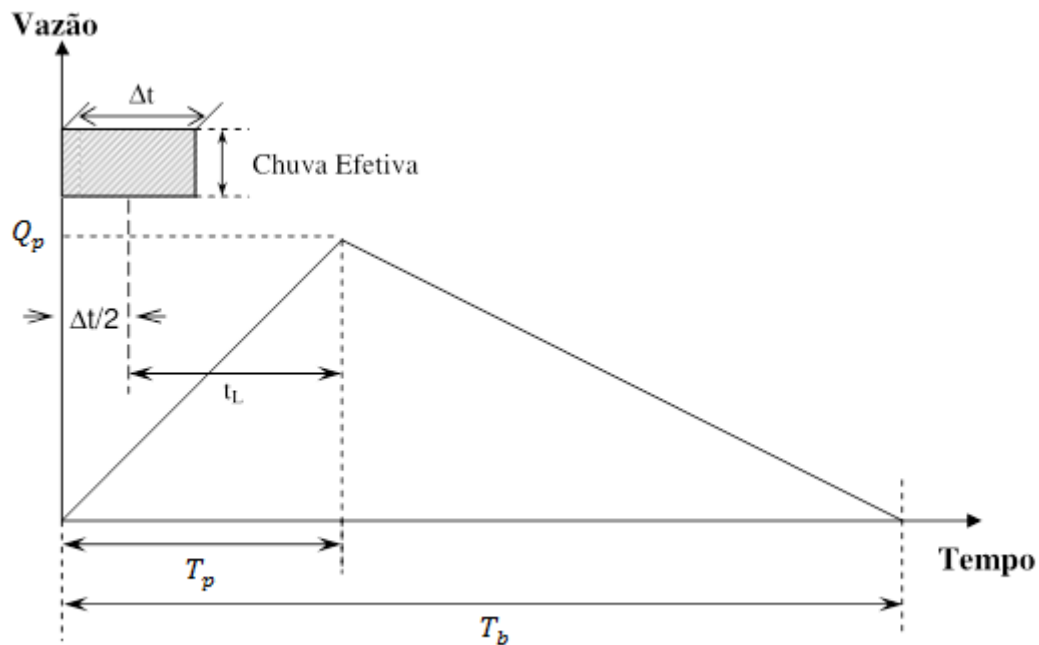
$$T_b = 2,67T_p \quad (2.8)$$

Por fim, segundo ASCE (1996), a  $Q_p$  em [m<sup>3</sup>/s] é definida pela área de drenagem ( $A$ ) em [km<sup>2</sup>]; a chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ) em [cm] dada pela Equação 2.1; e pelo tempo de pico ( $T_p$ ) em [h]:

$$Q_p = \frac{2,08073241781107 \cdot A Q_{cn}}{T_p} \quad (2.9)$$

Uma vez que os três parâmetros ( $T_p$ ,  $T_b$  e  $Q_p$ ) são conhecidos, é possível definir o hidrograma triangular, conforme a Figura 2.3.

Figura 2.3 – Hidrograma unitário triangular definido por  $T_p$ ,  $T_b$  e  $Q_p$ .



Fonte: Adaptado de ASCE (1996).

## **2.4. Variabilidade Espaço-temporal da Chuva e sua Influência na Dinâmica Hidrológica**

Esta seção é dedicada ao embasamento teórico sobre a influência da variabilidade espaço-temporal da chuva e da chuva efetiva na dinâmica hidrológica de bacias hidrográficas, mais especificamente no escoamento superficial. A seção também apresenta alguns índices utilizados para representar a variabilidade espaço-temporal.

### **2.4.1. Em Relação à Chuva**

O papel da variabilidade espacial da chuva na dinâmica hidrológica de bacias hidrográficas foi inicialmente levantado por Dawdy e Bergmann (1969). Os autores indicaram que a simulação do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica de 25 km<sup>2</sup> pode produzir erros de cerca de 20 a 25%, quando a chuva não é distribuída uniformemente no espaço. Quase cinco décadas mais tarde, muitas perguntas ainda não estão inteiramente respondidas.

O tamanho da bacia hidrográfica em análise é a questão mais debatida. Alguns autores acreditam que bacias grandes (maiores que 1.000 km<sup>2</sup>) suavizam a influência de efeitos locais como topografia, solo e cobertura da terra na geração de escoamento, podendo, neste caso, a variabilidade espacial da chuva ser negligenciável (WOOD et al., 1988; EMMANUEL et al., 2015). Outros apontam que bacias maiores apresentam uma maior probabilidade de apresentar eventos de chuva com alta variabilidade espacial, enquanto bacias pequenas apresentariam baixa variabilidade (OBLED; WENDLING; BEVEN, 1994; WOODS; SIVAPALAN, 1999; NIKOLOPOULOS et al., 2011). Já Zocatelli et al. (2015), em um estudo recente, mostram que a sensibilidade hidrológica de bacias em relação a variabilidade espaço-temporal da chuva independe do tamanho da bacia.

Dentro desta perspectiva, aponta-se que, para bacias grandes, a fisiografia e a distância de propagação seriam características sensíveis à variabilidade

especial da chuva. Dessa forma, bacias alongadas apresentariam uma maior influência, visto que a distância de propagação também é extremamente variável ao longo da bacia (WOOD et al., 1988; WOODS; SIVAPALAN, 1999; NICÓTINA et al., 2008; VIGLIONE et al., 2010; VIGLIONE et al., 2010a; EMMANUEL et al., 2015). Além disso, segundo Nicótina et al. (2008), é constatado que a influência da variabilidade espacial da chuva é controlada pelo tamanho da vertente em relação ao sistema atmosférico que a produz.

As características supracitas estão intimamente relacionadas à distribuição espacial da chuva. Segundo Zoccatelli et al. (2011) e Emmanuel et al. (2015), quando o evento de chuva é concentrado próximo do exutório, a utilização da chuva uniforme no espaço causa uma variação do tempo de pico de -30% a 70%. Já em eventos de chuva concentrados próximo da cabeceira da bacia, isso é traduzido como uma menor vazão de pico. Ainda é constatado que a influência da variabilidade espacial da chuva é maior em eventos concentrados no tempo e espaço (NICÓTINA et al., 2008; VIGLIONE et al., 2010a; EMMANUEL et al., 2015). Essa influência ainda pode ser maior, caso o padrão de chuva esteja em movimento, e se desloque na mesma velocidade e orientação que a onda de cheia da bacia hidrográfica (VIGLIONE et al., 2010a).

O mecanismo de geração de escoamento é outro tema aberto à discussão. De modo geral, acredita-se que o mecanismo de geração de escoamento por excesso de infiltração (Horton) apresenta uma maior sensibilidade à variabilidade espacial da chuva. Por outro lado, o mecanismo de geração de escoamento por excesso de saturação (Dunne) apresenta uma menor sensibilidade (WOOD et al., 1988; OBLED; WENDLING; BEVEN, 1994; VIGLIONE et al., 2010; EMMANUEL et al., 2015). Entretanto, essa constatação não é conclusiva e é contraditória entre autores no campo da hidrologia (NICÓTINA et al., 2008). A condição de umidade do solo também aumenta a influência da variabilidade espacial da chuva, pois aumenta a geração de escoamento (NIKOLOUPOLUS et al., 2011; EMMANUEL et al., 2015). O uso e cobertura da terra também influencia na sensibilidade da variabilidade espacial



da chuva, onde bacias urbanas e/ou semiáridas apresentam uma maior influência que bacias florestadas e/ou temperadas (OBLED; WENDLING; BEVEN, 1994; WOODS; SIVAPALAN, 1999; EMMANUEL et al., 2015).

Por fim, alguns aspectos técnicos em modelagem hidrológica apresentam considerável sensibilidade em relação à variabilidade espacial da chuva. A resolução espacial do dado de chuva apresenta uma diferença de até 50%, para uma resolução espacial de 16 km, na vazão de pico estimada, sendo que essa diferença aumenta significativamente a partir de uma resolução espacial de 4 km (NIKOLOPOULUS et al., 2011). A escolha da resolução espacial do dado de chuva está estreitamente relacionada à resolução temporal adotada. Neste caso, um estudo de Obled, Wendling e Beven (1994) mostraram que para uma resolução espacial de 15 km é necessário uma resolução temporal de 0,5 h e para 20 km é recomendado 1 h.

#### **2.4.2. Em Relação à Chuva Efetiva**

A relação entre a variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva e do escoamento superficial foi raramente abordada por estudos de hidrologia. O primeiro estudo foi desenvolvido por Corradini e Singh (1985). Os autores sugerem que o escoamento superficial é insensível à variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva, por causa da suavização do hidrograma gerada pela sua propagação nos canais fluviais. Atualmente, Chen et al. (2015) corroboraram os resultados de Corradini e Singh (1985), ao mostrar que, mesmo que a chuva efetiva apresente uma maior variabilidade espaço-temporal que a chuva, devido à interação com características da superfície, essa variabilidade é suavizada pelos mecanismos de propagação do escoamento superficial nas vertentes e nos canais fluviais.

Por outro lado, Fiener, Auerswald e Van Oost (2011) descobriram que um aumento da variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva na verdade diminuí o escoamento superficial. Isso acontece, pois ao aumentar a variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva perde-se conectividade hidrológica. Ou seja,

a chuva efetiva ao ser propagada pelas vertentes apresenta-se mais suscetível a perdas por infiltração, pois tipologias de uso e cobertura da terra que favorecem a geração de escoamento podem estar desconectadas espacialmente, e a chuva efetiva será infiltrada nessas tipologias. A espessura e as propriedades físicas do solo também influenciam no aumento da variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva (MAEDA et al., 2006).

### 2.4.3. Índices de Variabilidade Espaço-temporal

A temática da variabilidade espaço-temporal da chuva motivou a comunidade científica a desenvolver índices capazes de caracterizar algebricamente essa variabilidade. Dentre esses índices, os desenvolvidos por Smith et al. (2004), e aplicados posteriormente por Zocatelli et al. (2010), se destacam. O primeiro foi denominado Índice de Variabilidade Geral da Chuva ( $I_\sigma$ ), sendo definido por:

$$I_\sigma = \frac{\sum_{i=1}^t \sigma_i P_i}{\sum_{i=1}^t P_i} \quad (2.10)$$

sendo que  $P_i$  é a chuva média da bacia hidrográfica para um passo de tempo  $i$  e  $\sigma_i$  é definido por:

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^m P_{i,j}^2}{m} - \frac{(\sum_{j=1}^m P_{i,j})^2}{m^2}} \quad (2.11)$$

sendo que  $P_{i,j}$  [mm] é a chuva acumulada para um dado passo de tempo  $i$  em uma célula  $j$  e  $m$  é o número de células da bacia hidrográfica. O  $I_\sigma$  indica a variabilidade da chuva no tempo e no espaço, sendo que quanto maior o  $I_\sigma$ , maior a variabilidade da chuva. Sistemas atmosféricos que podem ser caracterizados com um  $I_\sigma$  alto são chuvas concentradas no tempo e no espaço, bem como chuvas concentradas com forte advecção. Sistemas atmosféricos com valores baixos de  $I_\sigma$  são chuvas bem distribuídas em toda a área da bacia hidrográfica com acumulados que não variam ao longo do tempo.

Outro índice proposto por Smith et al. (2004), e que leva em consideração a localização do centro de massa da chuva em relação ao centroide da bacia hidrográfica, é o Índice Locacional da Chuva ( $I_L$ ). O índice é definido algebricamente como:

$$I_L = \frac{\sum_{i=1}^t I_{pcp,i} P_i}{\sum_{i=1}^t P_i} \quad (2.12)$$

sendo que o  $I_{pcp,i}$  para um passo de tempo  $i$  é definido por:

$$I_{pcp,i} = \frac{C_{pcp,i}}{C_{bsn}} \quad (2.13)$$

e  $C_{pcp,i}$  para um passo de tempo  $i$  é definido por:

$$C_{pcp,i} = \frac{\sum_{j=1}^m P_{i,j} A_j L_j}{\sum_{j=1}^m P_{i,j} A_j} \quad (2.14)$$

onde  $A_j$  [m<sup>2</sup>] é a área da célula  $j$  e  $L_j$  [m] é a distância de propagação da célula  $j$  até o exutório da bacia. O  $C_{bsn}$  é calculado da mesma forma que  $C_{pcp,i}$ , porém sem considerar  $P_{i,j}$ , uma vez que  $C_{bsn}$  representa o centroide da bacia hidrográfica. Um  $I_L > 1$  representa uma chuva com centro de massa localizado mais próximo à cabeceira da bacia hidrográfica. Um  $I_L < 1$  representa uma chuva com centro de massa localizado mais próximo ao exutório da bacia hidrográfica. Já um  $I_L = 1$  representa uma chuva concentrada exatamente no centroide da bacia hidrográfica, ou distribuída uniformemente por todo espaço da bacia hidrográfica.

Outros índices, ou métricas, para avaliar a variabilidade espaço-temporal da chuva foram desenvolvidos. Woods e Sivapalan (1999) elaboraram um método analítico que analisa a variabilidade espaço-temporal em relação à chuva, geração de escoamento e propagação do escoamento superficial canais fluviais. Viglione et al. (2010), posteriormente, expandiram esse método por meio da covariância entre a geração de escoamento e a propagação do

escoamento superficial nas vertentes; entre a geração de escoamento e a propagação do escoamento superficial nos canais fluviais; e entre a propagação do escoamento superficial nas vertentes e nos canais fluviais. Esses índices são de implementação onerosa e necessitam de parâmetros de difícil obtenção.

Zocatelli et al. (2011) desenvolveram uma abordagem chamada momentos espaciais da chuva em uma bacia hidrográfica (*spatial moments of catchment rainfall*). Essa abordagem fornece uma descrição geral da organização espacial da chuva para um dado passo de tempo e localização, bem como da localização relativa ao exutório da bacia hidrográfica. O primeiro momento descreve a posição do centro de massa da chuva em relação ao centroide da bacia, semelhante ao  $I_L$ . O segundo momento descreve a dispersão da média das distâncias de propagação ponderadas pela chuva em relação à dispersão das distâncias de propagação não ponderadas. Os momentos podem ser integrados no tempo para um dado evento.

Posteriormente, Zocatelli et al. (2015) ainda expandiram a abordagem proposta por Zocatelli et al. (2011), porém, agora aplicada para escala da vertente. O mesmo foi chamado de Índice Simplificado de Organização Espacial da Chuva. O índice é semelhante aos momentos espaciais da chuva, porém tem a vantagem de estimar a resposta da vazão de uma bacia hidrográfica em relação à variabilidade espacial da chuva, variando parâmetros geomorfológicos e de propagação do escoamento superficial. Ainda baseado nos estudos de Zocatelli et al. (2011), Emmanuel et al. (2015) desenvolveram os índices  $HG$  e  $VG$ . Esses índices são derivados da função largura (*width function*), que, por sua vez, é definida como a proporção de chuva precipitada em uma dada distância de propagação do exutório da bacia hidrográfica. A influência da organização espacial da chuva é então comparada pela função largura de uma chuva uniforme e a função largura de uma chuva distribuída, considerando a resposta hidrológica da bacia. A função largura pode ser

interpretada como uma função de densidade de probabilidade. O  $HG$  é semelhante ao índice  $I_L$  e o  $VG$  é semelhante ao índice  $I_\sigma$ .

## 2.5. Modelos de Regressão Linear Múltipla

A análise de regressão é uma metodologia estatística que utiliza a relação entre duas, ou mais, variáveis (independentes) para prever uma variável dependente. Quando a análise de regressão envolve mais de duas variáveis independentes, a mesma é chamada de análise de regressão múltipla. Da mesma forma, quando a relação entre as variáveis independentes e dependentes é linear, a análise de regressão é conhecida como linear múltipla. Entretanto, existem outros tipos de relações com as variáveis que são não lineares, como por exemplo, a regressão polinomial e exponencial (KUTNER et al., 2005).

Por meio da análise de regressão linear múltipla, são construídos modelos de regressão linear múltipla. A necessidade de se utilizar múltiplas variáveis independentes advém do fato de que os modelos de regressão linear com uma única variável independente, na maioria dos casos, são muito imprecisos ou insuficientes para prever uma variável dependente (KUTNER et al., 2005). Assim, adicionam-se mais variáveis independentes ao modelo a fim de explicar o restante da variação da variável dependente que não é explicada com apenas uma variável independente.

De modo geral, um modelo de regressão linear com  $k$  variáveis independentes pode ser expresso por:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \cdots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (2.15)$$

onde  $Y$  é a variável dependente,  $X_i$  representa cada uma das variáveis independentes,  $\beta_0$  é o coeficiente linear,  $\beta_i$  são os coeficientes angulares e  $\varepsilon$  representa o erro aleatório não explicado pelo modelo.

Na busca de múltiplas variáveis que expliquem o mesmo fenômeno ( $Y$ ), comumente utilizam-se variáveis que podem ser altamente correlacionadas entre si, o que pode atrapalhar o poder de explicação das variáveis independentes individualmente. Esse é o chamado efeito de multicolineariedade. A multicolineariedade pode ser identificada simplesmente observando se as variáveis independentes são altamente correlacionadas entre si, com um coeficiente de correlação acima de 0,8 para uma correlação positiva e um coeficiente de correlação abaixo de -0,8 para uma correlação negativa (FARRAR; GLAUBER, 1967). Entretanto, medidas mais precisas de multicolineariedade foram desenvolvidas, como por exemplo, o fator de inflação da variância (VIF). O VIF mede quanto à variância dos coeficientes de regressão é inflada quando as variáveis independentes não são linearmente relacionadas. Quando a multicolineariedade é identificada, devem-se utilizar medidas para amenizar seus efeitos. Entre essas medidas, está a transformação das variáveis independentes. O principal tipo de transformação para amenizar a multicolineariedade é centrar as variáveis independentes em suas respectivas médias (KUTNER et al., 2005). Reduzir o efeito da multicolineariedade é especialmente importante quando existe a presença de uma variável independente composta pela interação entre duas variáveis que fazem parte do modelo.

Os modelos de regressão linear podem ser avaliados por meio de medidas descritivas de associação linear, como o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e o coeficiente de correlação ( $r$ ). A medida de associação  $R^2$  pode ser definida como a redução proporcional da variação total de  $Y$  associada ao uso dos preditores  $X$ . Assim, quanto maior o  $R^2$ , maior é a redução da variação de  $Y$ . O  $R^2$  é definido por:

$$R^2 = 1 - \frac{SQE}{SSTO} \quad (2.16)$$

onde,

$$SQE = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (2.17)$$

e,

$$SQT0 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \quad (2.18)$$

sendo que  $Y_i$  representa o valor observado  $i$  da variável dependente,  $\hat{Y}_i$  é o seu valor estimado e  $\bar{Y}$  é a média dos valores observados da variável dependente. O  $R^2$  varia de 0 a 1, e pode ser expresso na forma de porcentagem. O  $r$  mede a associação linear entre duas variáveis. O  $r$  varia de -1 até 1, sendo que uma correlação negativa é forte ao se aproximar de -1; e uma correlação positiva é forte ao se aproximar de 1 (KUTNER et al., 2005). De fato, para regressões simples, o  $R^2$  equivale ao quadrado do  $r$ . Para regressões lineares múltiplas, o  $r$  perde sua utilidade.

### 2.5.1. Interações em Modelos de Regressão Múltipla

Em um modelo de regressão múltipla, como o representado por:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 \quad (2.19)$$

os coeficientes  $\beta_1$  e  $\beta_2$  explicam a relação individual entre cada variável ( $X_1$  e  $X_2$ ) do modelo e a variável dependente ( $Y$ ). Entretanto, os  $\beta_1$  e  $\beta_2$  não descrevem qual a relação entre a interação (produto) entre as variáveis  $X_1$  e  $X_2$  e a variável dependente  $Y$ . Muitas vezes a interação entre variáveis de um modelo de regressão múltipla pode suprimir ou potencializar o efeito que uma

variável independente exerce em uma variável dependente. Essa interação pode ser expressa na seguinte forma:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \beta_3 X_1 X_2 \quad (2.20)$$

Assim, o coeficiente  $\beta_3$  expressa a importância da interação entre as variáveis  $X_1$  e  $X_2$  na estimação da variável  $Y$ . Se  $\beta_3$  for positivo a interação das variáveis aumenta  $Y$ . Se  $\beta_3$  for negativo, a interação entre as variáveis diminui  $Y$  (AIKEN; WEST, 1991). Por exemplo, sabe-se que o conteúdo de umidade do solo potencializa o efeito que a chuva exerce no escoamento superficial. Se um modelo onde  $Y$  é o escoamento superficial for construído, espera-se que o  $\beta_3$  oriundo da interação entre a umidade e a chuva seja positivo.

Apesar das interações muitas vezes aumentarem o poder de explicação dos modelos, a interpretação dos modelos se torna mais complexa. Uma alternativa para interpretação de modelos de regressão envolvendo interações é a criação de gráficos onde as variáveis envolvidas na interação são consideradas os eixos X e Y e a variável dependente um eixo Z. Outra análise gráfica interessante é a geração de gráficos de linha onde o eixo Y é a variável independente e o X é uma variável envolvida na interação, sendo que a outra variável da interação é mantida constante em valores mínimos, médios e máximos. Este tipo de análise é chamada de *Simple Slope* (AIKEN; WEST, 1991).

Ao adicionar um termo de interação em um modelo de regressão múltipla, a interpretação dos coeficientes das variáveis independentes isoladas (*main effects*) envolvidas torna-se ainda mais complexa, pois os valores dos seus respectivos  $\beta_k$  podem mudar drasticamente, inclusive até de sinal. Isso acontece porque em um modelo com interações, os  $\beta_k$  apresentam outro significado. Em um modelo sem interações, utilizando a fórmula sintética da Equação 2.20 como exemplo, o  $\beta_1$  representa a mudança de  $Y$  quando o valor de  $X_1$  é alterado em uma unidade mantendo-se  $X_2$  fixo. Da mesma maneira, o



$\beta_2$  representa a mudança de  $Y$  quando o valor de  $X_2$  é alterado em uma unidade mantendo-se  $X_1$  fixo. Por outro lado, em um modelo com interação, os coeficientes de  $X_1$  e  $X_2$  expressam uma relação condicional entre  $Y$  e valores específicos de  $X_1$  e  $X_2$  (JACCARD; TURRISI, 2003).

### 2.5.2. Seleção de Variáveis

Muitas vezes se dispõe de um número elevado de variáveis que potencialmente poderiam explicar o comportamento de uma variável dependente. A seleção de variáveis constitui uma etapa fundamental na busca do modelo que melhor represente a variável dependente. Esta seleção é quase sempre bastante onerosa, principalmente em modelos com muitas variáveis. Isso porque para qualquer  $p - 1$  variáveis independentes,  $2^{p-1}$  modelos diferentes podem ser construídos. Essa seleção pode ser realizada de maneira manual, baseada em conhecimento prévio do analista sobre as variáveis independentes utilizadas, ou ainda de maneira automática. Os métodos automáticos mais conhecidos são a busca exaustiva e o passo-a-passo (*stepwise*), que pode ser crescente (*forward*) ou decrescente (*backward*). O método de busca exaustiva testa todas as  $2^{p-1}$  combinações de variáveis independentes e escolhe o melhor modelo de regressão baseado em algum critério estatístico. Já o método de seleção passo-a-passo crescente (*forward stepwise*) começa com um modelo com apenas uma variável independente, adiciona outra variável independente, e com base em algum critério estatístico, sucessivamente seleciona a melhor combinação de variáveis independentes para compor o modelo. O método de passo-a-passo decrescente (*backward stepwise*) também funciona de maneira semelhante, porém começa com um modelo completo, ou seja, com todas as  $p - 1$  variáveis independentes, retirando-se uma variável por vez até se chegar na melhor combinação de variáveis independentes (KUTNER et al., 2005).

Para facilitar o processo de seleção de variáveis, diversos critérios estatísticos foram desenvolvidos, e alguns exemplos serão descritos a seguir, de acordo

com Kutner et al. (2005). O  $R^2$ , descrito na Equação 2.4, é comumente utilizado como um critério de seleção de variáveis, porém é uma forma muito simples de análise, uma vez que esse critério tende a inflar-se de acordo com o número de variáveis independentes envolvidas no modelo. Para contornar esse problema, o  $R^2$  ajustado ( $R_a^2$ ) foi desenvolvido, sendo definido por:

$$R_a^2 = 1 - \left( \frac{n-1}{p-1} \right) \frac{SQE}{SQTO} \quad (2.21)$$

onde  $n$  é o número de observações e  $p$  é o número de parâmetros do modelo. Ao adicionar uma variável no modelo, o  $R_a^2$  pode diminuir se essa variável não contribuir suficientemente para sobrepor o efeito da perda de um grau de liberdade. Outros critérios que levam em conta o número de variáveis no modelo são o *Akaike's Information Criterion (AIC)* e o *Schwarz' Bayesian Criterion (SBC)*, sendo que ambos os critérios aumentam seus valores se uma variável adicionada no modelo contribuir favoravelmente para o modelo. O critério *Mallows'  $C_p$*  é baseado no  $SQTO$ , sendo que valores menores e próximos de  $p$  indicam uma melhora no modelo. Por fim, o *Prediction Sum of Squares (PRESS)* é uma medida de quanto os valores estimados por um modelo podem prever a variável dependente observada ( $Y$ ).

Uma vez que o melhor modelo é encontrado, faz-se necessária a realização de algumas análises diagnósticas, como por exemplo: por meio de gráficos de dispersão (valores de  $Y$  observado *versus* estimado), gráficos dos resíduos padronizados, gráficos de normalidade (Q-Q *plots*), entre outros. Espera-se que um bom modelo tenha resíduos com variância constante e que sejam normalmente distribuídos. Para testar se a variância dos resíduos é constante, usualmente é utilizado o teste de *Breusch-Pagan*, sendo definido pela estatística:

$$X_{BP}^2 = \frac{SQR}{2} \div \left( \frac{SQE}{n} \right)^2 \quad (2.22)$$

sendo que,

$$SQR = \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2 \quad (2.23)$$

Se os valores de  $X_{BP}^2$  forem baixos, aceita-se a hipótese de que a variância dos resíduos é constante (BREUSCH; PAGAN, 1979).

Já para testar se os resíduos de um modelo são normalmente distribuídos é utilizado o teste de *Shapiro-Wilk*. A estatística do teste é definida por:

$$W' = \frac{(\sum_{i=1}^n a_i Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (2.24)$$

sendo que  $a_i$  são constantes definidas por:

$$(a_1, \dots, a_n) = \frac{m'V^{-1}}{(m'V^{-1}V^{-1}m)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.25)$$

sendo que  $m$  são os valores esperados da estatística de ordem da distribuição normal padrão e  $V$  é a matriz de covariância. Nesse caso, espera-se que  $W$  tenha valores pequenos para se garantir a normalidade dos resíduos (SHAPIRO; WILK, 1965).

### 2.5.3. Modelos de Regressão Múltipla em Hidrologia

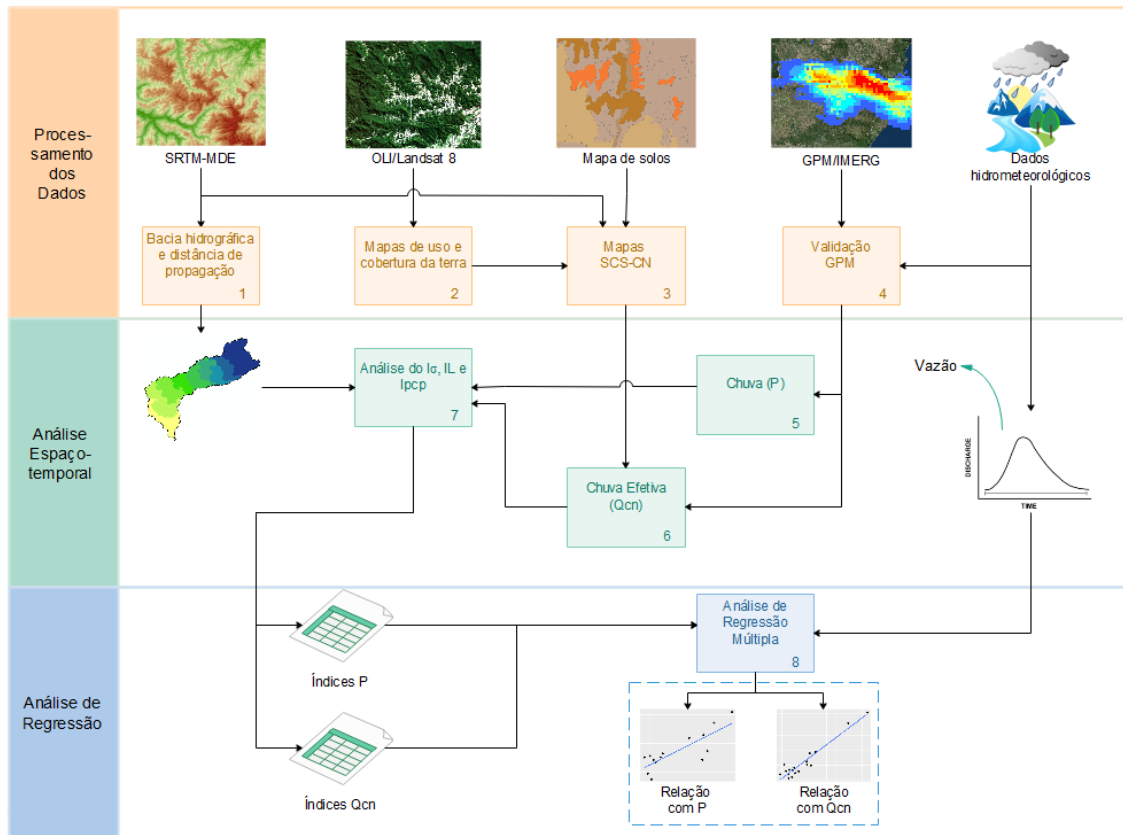
Modelos de regressão múltipla têm sido utilizados amplamente no campo da hidrologia. Barbarossa et al. (2017) estimaram a vazão anual média para 1885 bacias hidrográficas distribuídas pelo globo por meio de variáveis como área da bacia, declividade, elevação, precipitação e temperatura do ar, e atingiram um  $R^2$  de 0,89. Kroll e Song (2013) estudaram o papel da multicolineariedade em modelos de regressão hidrológicos e concluíram que o papel da multicolineariedade nos resultados de tais modelos depende do número de observações. Reis, Pons e Lopes (2016) desenvolveram um sistema de alerta

de inundação que estima o nível fluviométrico de uma estação com antecedência de até 4 horas, por meio de um modelo de regressão polinomial, para o município de Itajubá em Minas Gerais. Por fim, Trudeau e Richardson (2016) estimaram a resposta do escoamento à urbanização para eventos de 27 bacias por meio de modelos de regressão, na província de Ontário no Canadá. Seus resultados indicaram que o volume total e a aceleração da vazão são fortemente influenciados pela urbanização.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

A Figura 3.1 ilustra as principais etapas da metodologia deste trabalho. De maneira resumida, os dados do SRTM-MDE foram utilizados para extração das bacias hidrográficas e suas características fisiográficas, como drenagem e distância de propagação. As imagens do OLI/Landsat 8 foram utilizadas para classificação do uso e cobertura da terra. O mapa de solos, juntamente com o SRTM-MDE e o mapa de uso e cobertura da terra, foram utilizados para gerar o mapa do SCS-CN. Os dados hidrometeorológicos foram utilizados para validar as estimativas de chuva do GPM/IMERG e realizar a seleção e separação dos eventos de escoamento superficial acentuado. A partir desses dados, foram gerados os acumulados de chuva, chuva efetiva e *AMC* para cada evento selecionado. Os índices da análise espaço-temporal ( $I_{\sigma}$ ,  $I_L$ ,  $I_a$ ) também foram calculados para cada evento. Por fim, foram realizadas duas análises de regressão linear: uma com base nos índices de variabilidade espaço-temporal da chuva e outra da chuva efetiva.

Figura 3.1 – Fluxograma da metodologia adotada.

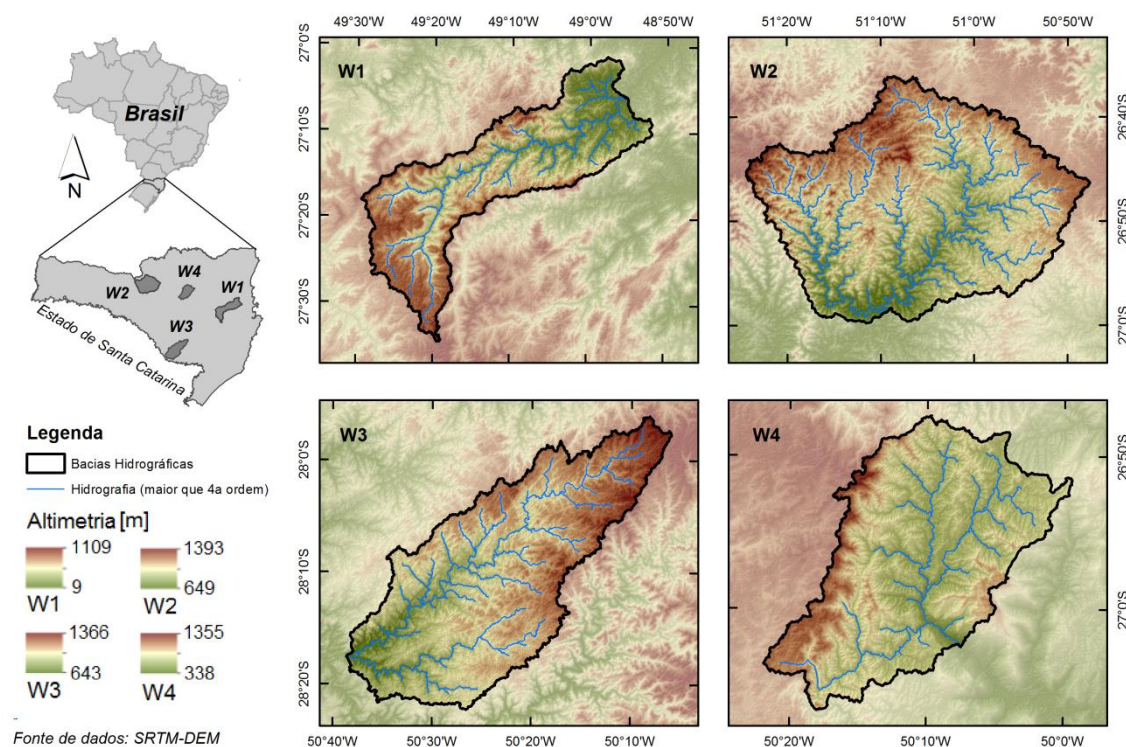


Fonte: Produção do autor.

### 3.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é composta por quatro bacias hidrográficas selecionadas com base na fisiografia e características de superfície. As bacias hidrográficas foram definidas pela área montante de suas respectivas estações fluviométricas. As bacias hidrográficas utilizadas neste estudo são: bacia do Rio Itajaí Mirim (W1) com 1.208 km<sup>2</sup>, uma seção da bacia do Rio do Peixe (W2) com 1.646 km<sup>2</sup>, bacia do Rio Pelotinhas (W3) com 1.154 km<sup>2</sup> e uma seção da bacia do Rio Itajaí do Oeste (W4) com 663 km<sup>2</sup>. Todas as bacias hidrográficas estão localizadas na região Sul, no Estado de Santa Catarina (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

A escolha das bacias da área de estudo também levou em conta a área das bacias, da ordem de 1,000 km<sup>2</sup>, para que fosse possível realizar uma análise de variabilidade por meio das estimativas de chuva do GPM/IMERG, que apresenta uma resolução espacial de 5 km. Ou seja, para que fosse possível analisar um número mínimo de células do GPM/IMERG para cada bacia. Buscou-se também elencar bacias com características distintas com intuito de aumentar a robustez do modelo de regressão elaborado. Assim, o modelo poderia ser aplicado para uma maior gama de bacias hidrográficas. Essas características foram forma (alongada e circular), uso e cobertura da terra, tipo de solo e gradiente altimétrico. Escolheram-se bacias dentro do estado de Santa Catarina pela disponibilidade de dados geográficos do tipo e condição do solo em escala apropriada, bem como da grande disponibilidade de dados hidrometeorológicos.

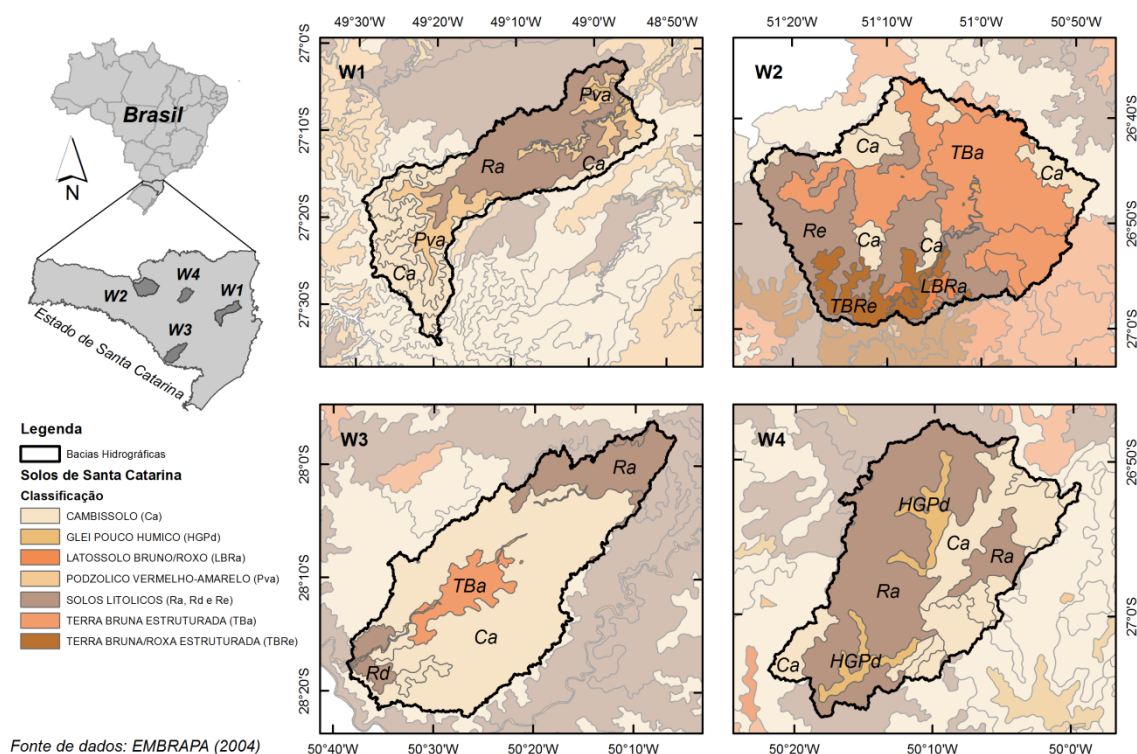
### 3.1.1. Geologia, Solos e Aspectos Fisiográficos

A geologia é invariante, na escala considerada, para as bacias W2 e W3, sendo composta por basalto da formação Serra Geral. Enquanto que a geologia das bacias W1 e W4 é mais diversa, composta principalmente por rochas sedimentares clásticas formadas por sedimentos de textura fina, como os argilitos, siltitos e folhelos. Na bacia W1, ainda são encontradas rochas metamórficas, como os metarritmitos e ortognaisses e rochas ígneas como os granitos (CPRM, 2004).

O tipo de solo predominante na bacia W1 é o Neossolo Litólico (*Ra*), seguido dos Cambissolos (*Ca*) presentes na área de cabeceira da bacia. Nessa bacia, existe ainda a presença dos Argissolos (*Pva*). Na bacia W2, os solos mais encontrados são do tipo Latossolo (*TBa*, *TBRe* e *LBRa*), porém ainda é expressiva a ocorrência de Neossolos Litólicos (*Re*) e Cambissolos (*Ca*). Na bacia W3 o tipo de solo predominante é o Cambissolo (*Ca*), com presença de Neossolos Litólicos (*Ra* e *Rd*) na cabeceira e próximo do exutório, bem como de Latossolos (*TBa*) na porção média da bacia. Por fim, a bacia W4 apresenta como tipo de solo predominante o Neossolo Litólico (*Ra*), seguido do Cambissolo (*Ca*). Nos vales fluviais é expressiva a presença de Gleissolos Pouco Húmicos (*HGPd*) (Figura 3.3) (EMBRAPA, 2004; 2006).



Figura 3.3 – Mapa de solos das bacias em análise.



Fonte: Produção do autor.

Alguns aspectos fisiográficos das bacias em estudo estão listados na Tabela 3.1. O Índice de Sinuosidade ( $I_s$ ) foi utilizado para caracterizar o grau de sinuosidade do canal principal das bacias. O  $I_s$  é definido pela razão entre o comprimento do canal principal ( $L_c$ ) e o comprimento vetorial entre a nascente do canal principal e o seu exutório ( $L_v$ ). O índice varia entre 1 e 4, porém valores maiores que 4 podem ser encontrados. Um  $I_s$  maior que 1,5 indica que a bacia tem um canal sinuoso (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; SCHUMM, 1977). Todos os canais principais foram classificados como sinuosos (Tabela 3.1), entretanto a bacia W2 apresenta um grau de sinuosidade muito maior que as outras bacias. A Razão de Circularidade ( $R_c$ ) foi utilizada para caracterizar a forma das bacias hidrográficas. A  $R_c$  é definida pela razão entre a área da bacia hidrográfica ( $A$ ) e a área de uma circunferência de igual perímetro ( $A_c$ ). O  $R_c$  varia entre 0 e 1, sendo que quanto mais próximo de 1, mais a forma da bacia se aproxima a de uma circunferência

(GRAY, 1961). As bacias W1 e W3 as menores  $R_c$ , indicando que são bacias mais alongadas. Enquanto que as bacias W2 e W4 são mais circulares (Tabela 3.1). O gradiente altimétrico ( $S$ ) é maior para a bacia W1 e W4, sendo menor para as bacias W2 e W3. O  $S$  é um indicativo da energia cinética de um canal fluvial (BAGNOLD, 1966).

Tabela 3.1 – Aspectos fisiográficos das bacias em análise.

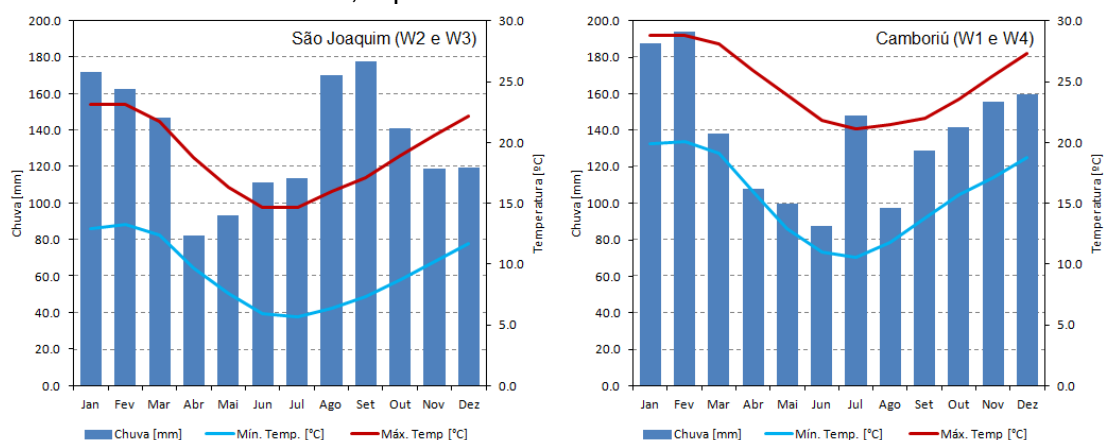
| <b>Bacia</b> | <b>L [km]</b> | <b><math>R_c</math></b> | <b><math>I_s</math></b> | <b>S [m]</b> |
|--------------|---------------|-------------------------|-------------------------|--------------|
| W1           | 134           | 0,231                   | 2,033                   | 1.009        |
| W2           | 124           | 0,398                   | 3,505                   | 580          |
| W3           | 118           | 0,289                   | 1,828                   | 581          |
| W4           | 51            | 0,347                   | 2,125                   | 883          |

Fonte: Produção do autor.

### 3.1.2. Clima e Sistemas Atmosféricos

O clima das bacias W1 e W4 é classificado, de acordo com Köppen (1918), como temperado sem estação seca, com verão quente (Cfa) e verão ameno (Cfb) nas áreas de cabeceira. As bacias W2 e W3, por estarem localizadas no Planalto Catarinense, estão inteiramente inseridas no tipo climático Cfb. A chuva das quatro bacias é bem distribuída ao longo do ano. Entretanto, a chuva é ligeiramente maior nos meses de primavera e verão (Figura 3.4). O total acumulado anual é em torno de 1.600 mm (PANDOLFO et al., 2002).

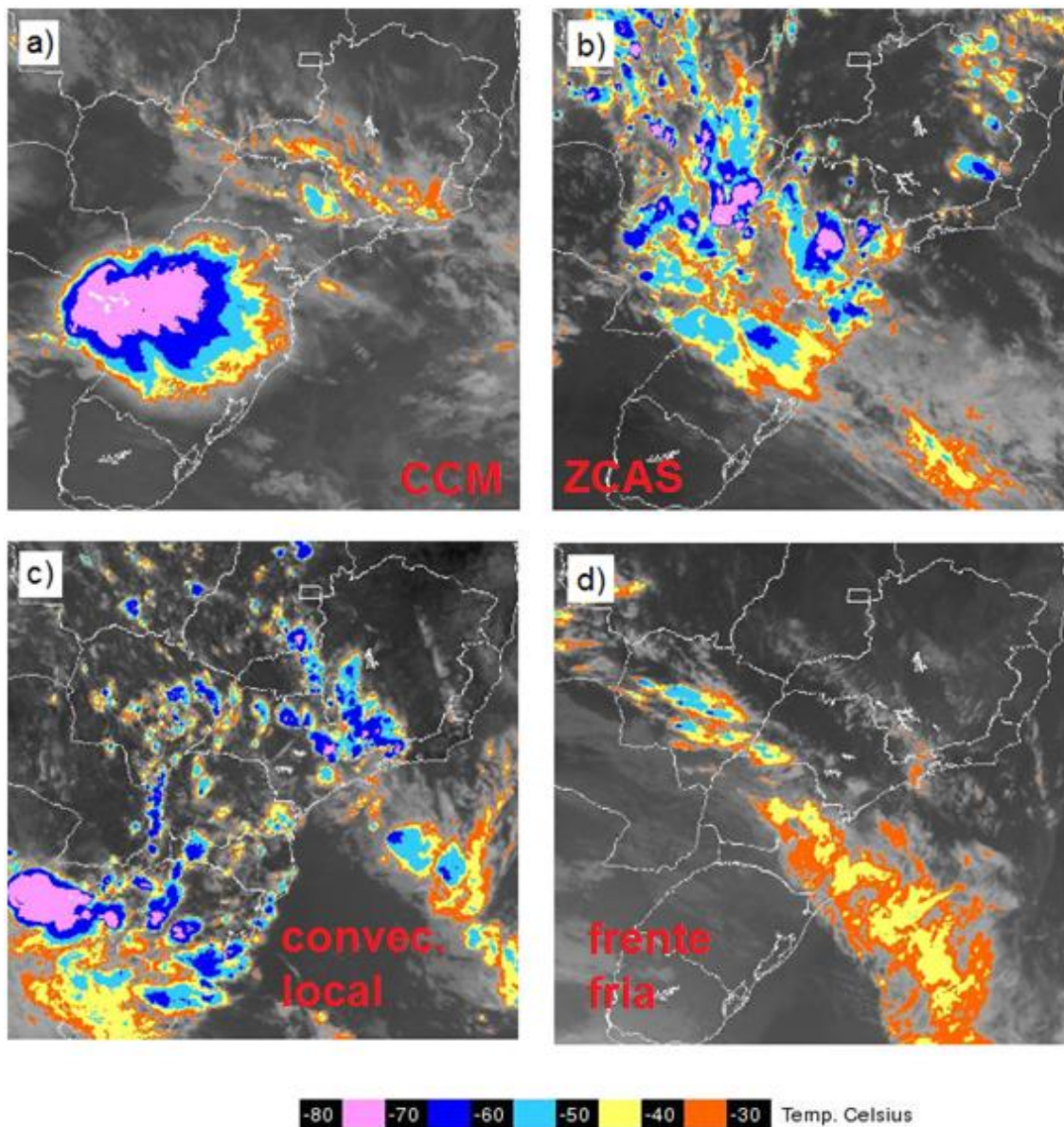
Figura 3.4 – Climogramas de duas estações meteorológicas: uma em São Joaquim/SC, representando as bacias W2 e W3, e outra em Camboriú/SC, representando as bacias W1 e W4.



Fonte: Baseado nas normais climatológicas do INMET (1961-1990).

O principal sistema atmosférico atuante na primavera são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que transportam umidade advinda do Norte da Argentina (Figura 3.5a). No verão, existe a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que traz umidade da região amazônica (Figura 3.5b). Também no verão, os sistemas convectivos locais são responsáveis pela produção dos maiores acumulados de chuva (Figura 3.5c). Já as frentes frias geram instabilidade durante todo o ano, porém são mais intensas nos meses de inverno (MONTEIRO, 2001) (Figura 3.5d). De acordo com Garreaud (2000) e Rodrigues, Davide e Sugahara (2004), as frentes frias são os sistemas atmosféricos de escala sinóptica mais recorrentes na região Sul da América do Sul, ocorrendo uma vez a cada uma ou duas semanas. Esse sistema atmosférico é o principal responsável pela boa distribuição anual de chuvas no Sul do Brasil.

Figura 3.5 – Imagens do sensor infravermelho termal dos satélites GOES-10,12 e 13 representando os principais sistemas atmosféricos que atuam na área de estudo: a) CCM, b) ZCAS, c) convecção local e d) frente fria. A temperatura representada nas imagens indica o desenvolvimento vertical das nuvens, quanto mais frio o topo da nuvem maior é o desenvolvimento vertical.



Fonte: Produção do autor.

### 3.2. MATERIAIS

Os materiais utilizados neste estudo estão resumidos na Tabela 3.2. As próximas seções contam com uma breve descrição de cada tipo de dado, com exceção do GPM/IMERG que já foi discutido previamente na seção 2.1.

Tabela 3.2 – Características dos dados utilizados neste trabalho.

| Dado                  | Variável                            | Domínio Espacial       | Domínio Temporal                              | Agência   | Portal online   |
|-----------------------|-------------------------------------|------------------------|---|-----------|---|
| Estação Pluviométrica | Chuva [mm]                          | Pontual                | 15 min a 1 h, de Maio de 2015 a Abril de 2016 | ANA       | <a href="http://mapas-hidro.ana.gov.br/Usuario/mapa.aspx">http://mapas-hidro.ana.gov.br/Usuario/mapa.aspx</a> |
| Estação Fluviométrica | Vazão [m <sup>3</sup> /s]           | Pontual                | 15 min a 1 h, de Maio de 2015 a Abril de 2016 | ANA       | <a href="http://mapas-hidro.ana.gov.br/Usuario/mapa.aspx">http://mapas-hidro.ana.gov.br/Usuario/mapa.aspx</a> |
| SRTM-DEM              | Altimetria [m]                      | 1 arco-segundo (~30 m) | Fev. 2000                                     | USGS      | <a href="http://earthexplorer.usgs.gov/">http://earthexplorer.usgs.gov/</a>                                   |
| OLI/Landsat8          | Reflectância de Superfície [0,0001] | 30 m                   | Imagens de 2016                               | USGS      | <a href="http://earthexplorer.usgs.gov/">http://earthexplorer.usgs.gov/</a>                                   |
| PAN/CBERS4            | Número Digital [ ]                  | 5 m (pan) e 10 m       | Imagens de 2016                               | INPE/CNSA | <a href="http://www2.dgi.inpe.br/CD/SR/">http://www2.dgi.inpe.br/CD/SR/</a>                                   |
| GPM /IMERG            | Chuva [mm]                          | 5 km                   | 3 h, de Maio de 2015 a Abril de 2016          | NASA      | <a href="https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/gpm">https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/gpm</a>   |
| Mapa de Solos         | Tipo de Solo                        | 1:250.000              | 2004  | EMBRAPA   | EMBRAPA (2004)  |

Fonte: Produção do autor.

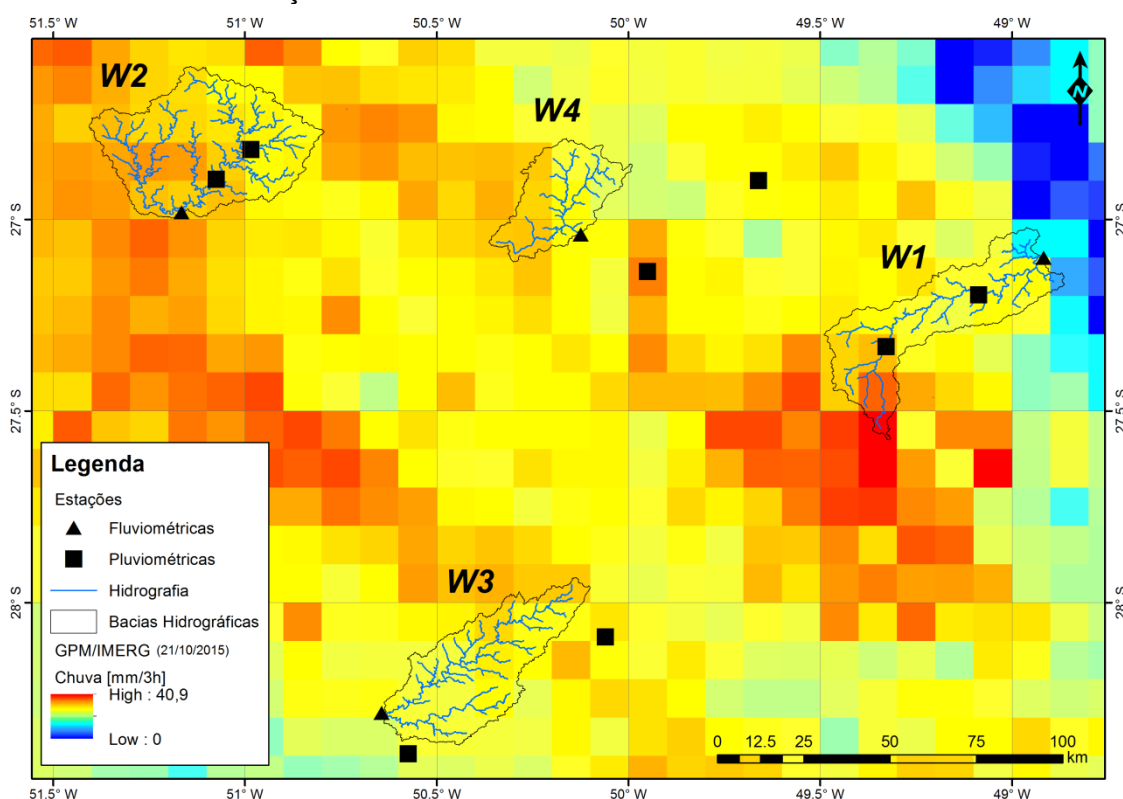
Foram utilizados os *softwares* a seguir para o processamento dos dados:

- para os dados geoespaciais, ArcGIS, Envi e TerraHidro;
- para a classificação do uso e cobertura da terra, Envi e plataforma R;
- e para a modelagem da chuva efetiva, análise espaço-temporal e análise de regressão múltipla, plataforma R.

### 3.2.1. Dados Hidrometeorológicos

Neste estudo, em função da necessidade de se utilizar dados hidrometeorológicos com intervalo temporal menor que o diário, foram utilizados dados de pluviógrafos e linígrafos automáticos transmitidos por meio de telemetria. Os dados apresentam uma resolução temporal que varia de 15 minutos à uma hora. Existem três tipos de pluviógrafos automáticos utilizados pela ANA: o de boia, balança e cubas basculantes. Já os linígrafos, são do tipo de boia, instalados dentro de um tubo tranquilizador, e de pressão (ANA, 2014). De maneira complementar, também foram utilizados dados de um pluviógrafo automático (Botuverá – 2392) disponibilizado pela EPAGRI/CIRAM. Os pluviógrafos e linígrafos utilizados neste estudo estão representados no mapa da Figura 3.6.

Figura 3.6 – Mapa de localização dos pluviógrafos e linígrafos utilizados neste estudo. Todos os linígrafos contam com a presença de pluviógrafos na mesma localização.



Fonte: Produção do autor.

### **3.2.2. Dados SRTM-MDE**

O SRTM contém sensores ativos que emitem e adquirem radiação na faixa espectral do micro-ondas. As informações altimétricas do SRTM-MDE foram adquiridas por meio de interferometria. Essa técnica mede a diferença de fase entre duas imagens adquiridas com geometrias ligeiramente diferentes. No caso do SRTM, as duas imagens são adquiridas em um único imageamento, pois a plataforma conta com dois interferômetros. Vale ressaltar, que o SRTM é um radar de abertura sintética (SAR), que conta com um interferômetro na banda C (centrada em 5,3 GHz) e outro na banda X (centrada em 9,6 GHz) (VAN ZYL, 2001).

Os dados altimétricos do SRTM da banda C foram escolhidos por apresentar uma melhor precisão vertical, dentre outros produtos topográficos de sensoriamento remoto gratuitos. Além disso, o SRTM-MDE apresenta uma melhor estimativa de descritores topográficos de suma importância para hidrologia (LUDWIG; SCHNEIDER, 2006; RENNÓ et al., 2008; SHARMA; TIWARI, 2014).

### **3.2.3. Dados Landsat 8 e CBERS-4**

O satélite Landsat 8 faz parte da *Landsat Data Continuity Mission* (LDCM). O LDCM conta com o lançamento de 8 satélites e com a previsão de lançamento do Landsat 9 em 2020. O primeiro satélite da série (Landsat 1) foi lançado em 1972. O Landsat 5 foi o satélite com o maior tempo de vida, imageando a superfície da Terra por cerca de 29 anos contínuos. O Landsat 8 foi lançado em Fevereiro de 2013 em uma órbita quase circular, quase polar e sol-síncrona, a uma altitude de 705 km, o que permite um tempo de revisita de 16 dias (IRONS; DWYER; BARSI, 2012).

O satélite Landsat 8 conta com dois sensores em seu *payload*, o *Operational Land Imager* (OLI) e o *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). No presente estudo foram utilizadas apenas imagens geradas pelo sensor OLI. As principais



características do sensor OLI estão apresentadas na Tabela 3.3, na qual são comparadas com as características do sensor antecessor, o *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) a bordo do Landsat 7 (BARSI; MARKHAM; PEDELTY, 2011).

Tabela 3.3 – Características do sensor OLI/Landsat 8.

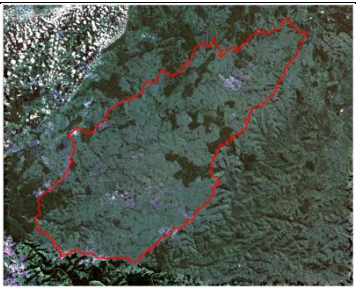
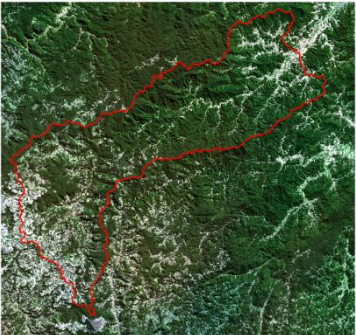

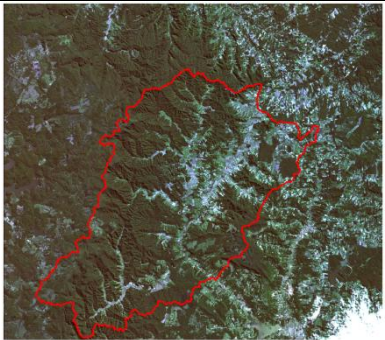
| Banda            | Intervalo Espectral [ $\mu\text{m}$ ] | Resolução Espacial [m] |
|------------------|---------------------------------------|------------------------|
| Coastal Aerossol | 0,43-0,45                             | 30                     |
| Blue             | 0,45-0,51                             | 30                     |
| Green            | 0,53-0,59                             | 30                     |
| Red              | 0,64-0,67                             | 30                     |
| NIR              | 0,85-0,88                             | 30                     |
| SWIR 1           | 1,56-1,65                             | 30                     |
| SWIR 2           | 2,10-2,30                             | 30                     |
| PAN              | 0,50-0,68                             | 15                     |
| Cirrus           | 1,36-1,38                             | 30                     |

Fonte: Barsi, Markham e Pedelty (2011).

Os dados do OLI/Landsat 8 podem ser disponibilizados em número digital (níveis de cinza) ou corrigidos para reflectância de superfície. O USGS usa o algoritmo *Landsat Ecosystem Disturbance Adaptive Processing System* (LEDAPS), que é baseado no modelo de transferência radiativa *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum Vectorial* (6SV), para corrigir as imagens para reflectância de superfície. Os dados de reflectância de superfície do OLI/Landsat 8 explicam entre 95% e 99% da variância dos dados de reflectância de superfície do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). Quando comparado com os dados medidos *in situ*, do *Aerosol Robotic Network* (AERONET), o poder de explicação é de 82% (VERMOTE et al., 2016). Optou-se por utilizar os dados de reflectância de superfície do OLI/Landsat 8 para facilitar a seleção das amostras utilizadas na classificação do uso e cobertura da terra, uma vez que somente por meio dessa grandeza física é possível compreender o comportamento espectral dos alvos na superfície terrestre. As características das cenas utilizadas são apresentadas na Tabela 3.4.



Tabela 3.4 – Cenas do sensor OLI/Landsat 8 utilizadas para classificação do uso e cobertura da terra.

| Bacia | Orbita | Ponto | Data       | Imagem   |
|-------|--------|-------|------------|--|
| W1    | 221    | 79    | 16/04/2016 |    |
| W2    | 220    | 79    | 12/06/2016 |   |
| W3    | 221    | 79    | 02/05/2016 |  |
| W4    | 221    | 79    | 02/05/2016 |  |

Fonte: Produção do autor.

Para realizar a avaliação da classificação do uso e cobertura da terra (imagem de referência) foram utilizadas imagens adquiridas pelo sensor PAN do satélite *China Brazil Earth Resources Satellite 4* (CBERS-4). O satélite CBERS-4 faz

parte de um acordo de cooperação entre o Brasil e a China, no qual já lançou ao todo 5 satélites (CBERS-1, 2, 2B, 3 e 4). Entretanto, o CBERS-3 não está em operação, pois saiu de órbita por um problema no terceiro estágio de lançamento do foguete Longa Marcha 4B. O lançamento do CBERS-4 foi, então, adiantado para o dia 7 de Dezembro de 2014, e o satélite está em órbita desde então. O satélite CBERS-4 conta em seu *payload* com os seguintes sensores: Câmera Pancromática e Multiespectral (PAN), Câmera Multiespectral Regular (MUX), Imageador Multiespectral e Termal (IRS) e Câmera de Campo Largo (WFI) (PINTO et al., 2016). Outras características dos sensores presentes no CBERS-4 podem ser encontradas em: [http://www.cbers.inpe.br/sobre\\_satelite/cameras\\_imageadoras\\_cbers3e4.php](http://www.cbers.inpe.br/sobre_satelite/cameras_imageadoras_cbers3e4.php). As características do sensor PAN estão resumidas na Tabela 3.5. As cenas do sensor PAN/CBERS-4 utilizadas neste estudo estão resumidas na Tabela 3.6.

Tabela 3.5 – Características do sensor PAN/CBERS4.

| <b>Banda</b>          | <b>Faixa Espectral [<math>\mu\text{m}</math>]</b> | <b>Resolução Espacial [m]</b> |
|-----------------------|---|-------------------------------|
| Pancromática          | 0,51-0,85   | 5                             |
| Verde                 | 0,52-0,59   | 10                            |
| Vermelho              | 0,63-0,69   | 10                            |
| Infravermelho Próximo | 0,77-0,89   | 10                            |

Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (2017).

Tabela 3.6 – Cenas do sensor PAN/CBERS4 utilizadas no processo de avaliação da classificação.

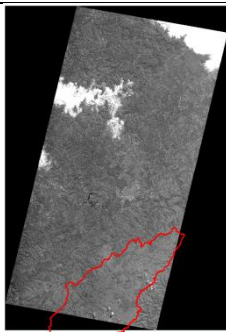
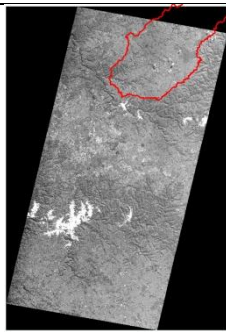
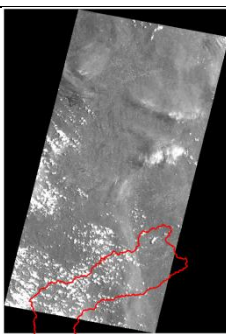
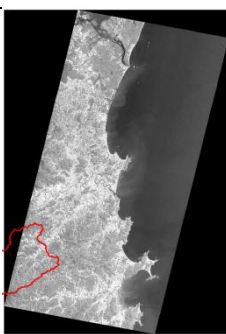
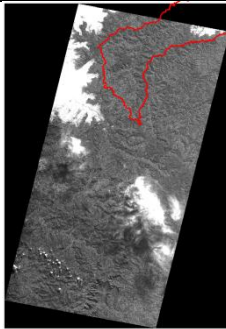
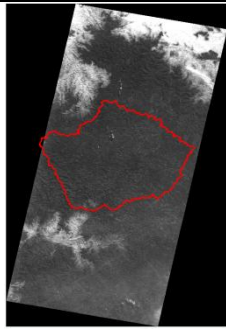
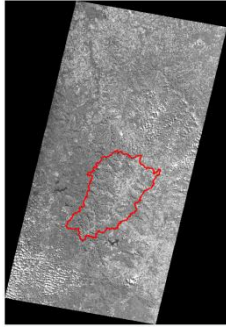
| Bacia | Órbita | Ponto | Data       | Imagem  |
|-------|--------|-------|------------|---|
| W1    | 157    | 131   | 01/07/2016 |    |
| W1    | 157    | 132   | 01/07/2016 |   |
| W2    | 156    | 130   | 30/01/2016 |  |
| W2    | 156    | 130   | 20/09/2016 |  |

Tabela 3.6 – Conclusão.

|    |     |     |            |   |
|----|-----|-----|------------|---|
| W2 | 156 | 131 | 04/07/2016 |    |
| W3 | 158 | 130 | 28/06/2016 |   |
| W4 | 157 | 130 | 22/08/2016 |  |

Fonte: Produção do autor.

### 3.2.4. Mapa de Solos

O levantamento dos solos de Santa Catarina foi realizado pela EMBRAPA numa escala de execução de 1:250.000. Para realização do mapeamento foram utilizadas aerofotos na escala de 1:70.000 e folhas planimétricas nas escalas de 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000. Em conjunto, ainda foram realizados 82 perfis de solos, com o auxílio de 267 amostras extras e 42 amostras para avaliação da fertilidade em laboratório (EMBRAPA, 2004).

### **3.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS**

A seguir são descritos os procedimentos metodológicos utilizados neste trabalho. Inicialmente, são discutidos aspectos gerais do processamento de dados geoespaciais (seção 3.3.1). A classificação do uso e cobertura da terra é discutida na seção 3.3.2. Em seguida, na seção 3.3.3, são descritos os processos de seleção de eventos e separação do escoamento superficial. O processamento e validação das estimativas de chuva do GPM/IMERG são apresentados na sequência (seção 3.3.3), para que então seja possível descrever o processo de modelagem da chuva efetiva (seção 3.3.4).

#### **3.3.1. Extração da Bacia Hidrográfica, Drenagem e Distância de Propagação**

A extração dos limites da bacia hidrográfica e da rede de drenagem foram realizadas por meio da plataforma TerraHidro. A extração das quatro bacias hidrográficas foi baseada na área montante das estações fluviométricas analisadas (Figura 3.2). A plataforma TerraHidro utiliza uma abordagem diferenciada para resolver o problema de depressões espúrias em dados altimétricos. Inicialmente, o algoritmo do TerraHidro tenta eliminar as depressões espúrias por meio da média dos oito vizinhos do espaço celular considerado. Se a depressão ainda não é eliminada, é utilizado o algoritmo *Priority First Search*. Esse algoritmo busca um caminho alternativo entre a depressão e uma célula de menor elevação. Isso contribui para geração de drenagens mais consistentes (ROSIM et al., 2013).

Baseado no SRTM-MDE corrigido para depressões espúrias, foi utilizado um método proposto por Banon et al. (2013) para extração da drenagem, que também está implementado na plataforma TerraHidro. Esse método utiliza, além da direção de fluxo local (LDD), características morfométricas para extração da drenagem. O método é particularmente interessante, pois consegue determinar de maneira precisa o início de cada segmento de

drenagem, em outras palavras, as nascentes de cada vertente da bacia hidrográfica.

Por fim, a extração da distância de propagação foi realizada no ambiente de programação IDL/ENVI. Um algoritmo foi desenvolvido para calcular a distância de propagação de cada célula ( $L_j$ , ver equação 2.14) dentro da bacia. O algoritmo tem como parâmetros de entrada o LDD e a delimitação da bacia hidrográfica. Basicamente, o algoritmo calcula a distância percorrida sobre a vertente de cada uma das células até o exutório da bacia. Vale ressaltar que a distância de propagação ( $L_j$ ) é utilizada para calcular o índice locacional para um passo de tempo ( $I_{pcp,i}$ , ver equação 2.14).

### 3.3.2. Classificação do Uso e Cobertura da Terra

A classificação do uso e cobertura terra foi baseada no método proposto por Xu (2007). Porém, outra abordagem, proposta por Deng, Wu e Cheng (2015), foi adicionada ao método de Xu (2007) para auxiliar na classificação da classe solo exposto. O método consiste na geração de índices físicos derivados de imagens de sensores remotos para classificação dos alvos mais comumente encontrados na superfície da Terra.

Para classificação da vegetação (classes: floresta, pastagem e culturas agrícolas), foi utilizado o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (*NDVI*) calculado a partir das bandas do sensor OLI/Landsat 8:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (3.1)$$

Para classificação da classe corpos d'água, foi utilizado o Índice Modificado de Água por Diferença Normalizada (*MNDWI*):

$$MNDWI = \frac{GREEN - SWIR1}{GREEN - SWIR1} \quad (3.2)$$

E para a classificação da área urbana, foi utilizado o Índice de Área Construída por Diferença Normalizada (*NDBI*):

$$NDBI = \frac{SWIR1 - NIR}{SWIR1 + NIR} \quad (3.3)$$

Por fim, foi utilizado um índice proposto por Deng, Wu e Cheng (2015) para classificação do solo exposto. O índice é chamado de Razão do Índice de Solo por Diferença Normalizada (*RNDSI*):

$$RNDSI = \frac{NNDSI}{NTC1} \quad (3.4)$$

sendo que o *NNDSI* é a normalização do Índice de Solo por Diferença Normalizada (*NDSI*):

$$NDSI = \frac{SWIR2 - GREEN}{SWIR2 + GREEN} \quad (3.5)$$

$$NNDSI = \frac{NDSI - NDSI_{min}}{NDSI_{max} + NDSI_{min}} \quad (3.6)$$

e o *NTC1* é a normalização da primeira componente (*brightness*) da transformação *tasseled cap*:

$$NTC1 = \frac{TC1 - TC1_{min}}{TC1_{max} + TC1_{min}} \quad (3.7)$$

A transformação *tasseled cap* é uma técnica de redução de dimensionalidade, que consiste em eliminar a redundância de dados multiespectrais de sensoriamento remoto por meio da rotação dos eixos de um espaço de atributos, semelhante à Análise de Componentes Principais (ACP). No lugar de autovetores, a *tasseled cap* utiliza coeficientes que dependem de características dos sensores para realizar a rotação dos eixos (CRIST; CICONE, 1984). Neste estudo, foram utilizados os coeficientes gerados por Baig et al. (2014) para o sensor OLI/Landsat 8.

Cada um dos índices elaborados (*NDVI*, *MNDWI*, *NDBI* e *RNDSI*) é utilizado como uma banda de um *raster* multibandas. Por meio de uma composição cor natural (R4G3B2) das imagens utilizadas, foram extraídas amostras manualmente para realização de uma classificação supervisionada com uma abordagem *pixel-a-pixel*. Um classificador por Máxima Verossimilhança foi utilizado para classificar o *raster* multibandas de índices físicos baseado nas amostras coletadas.

A classificação foi avaliada por meio de uma matriz de confusão e da exatidão global. Imagens do sensor PAN a bordo do satélite CBERS-4 foram utilizadas como referência. Foi realizada uma composição de bandas R(4) G(3) B(2) com as bandas multiespectrais (10 m de resolução espacial) que foram, posteriormente, fusionadas a banda pancromática (5 m de resolução espacial). Os pontos de validação foram amostrados por meio de uma amostragem aleatória estratificada. A estratificação considerada são as classes de uso e cobertura da terra. Foi amostrado um total de 160 pontos para cada cena classificada. O número de pontos foi definido de acordo com tamanho das classes, sendo que para cada cena foram amostrados 10 pontos para a classe água, 15 pontos para a classe área urbana, 15 pontos para a classe cultura agrícola, 60 pontos para a classe floresta, 40 pontos para a classe pastagem e 20 pontos para a classe solo exposto.

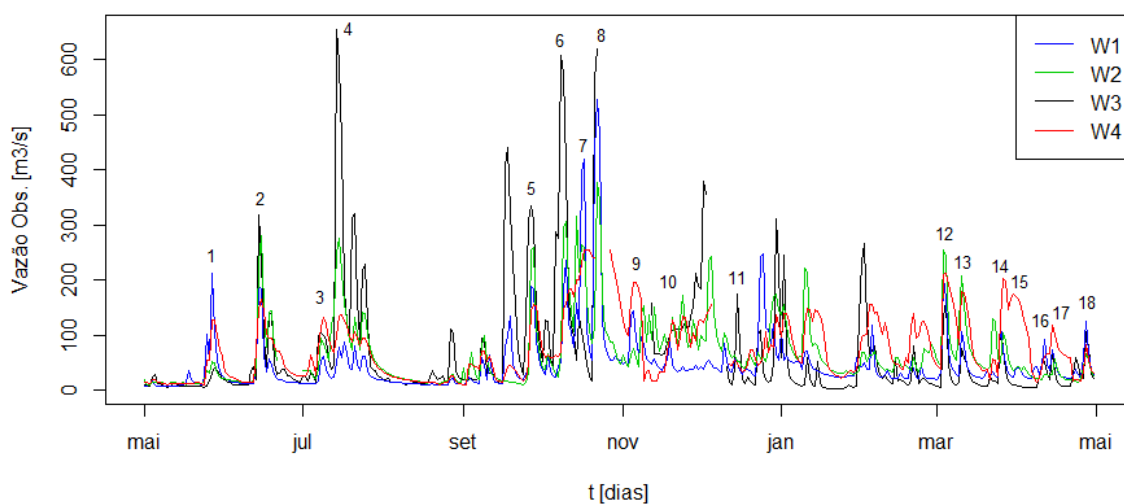
### **3.3.3. Seleção de Eventos e Separação do Escoamento Superficial**

Os eventos foram selecionados com base na observação dos hidrogramas de cada bacia hidrográfica. Foram escolhidos eventos com vazão de pico relativamente alta (maior que aproximadamente 50 m<sup>3</sup>/s), considerando o período entre Maio de 2015 e Abril de 2016 (Figura 3.7). O período de análise foi delimitado em concordância com a disponibilidade de estimativas de chuva do GPM/IMERG. A seleção de eventos também levou em conta eventos que ocorreram concomitantemente nas quatro bacias analisadas. Não foram considerados eventos com falhas nos dados de vazão. A duração do evento



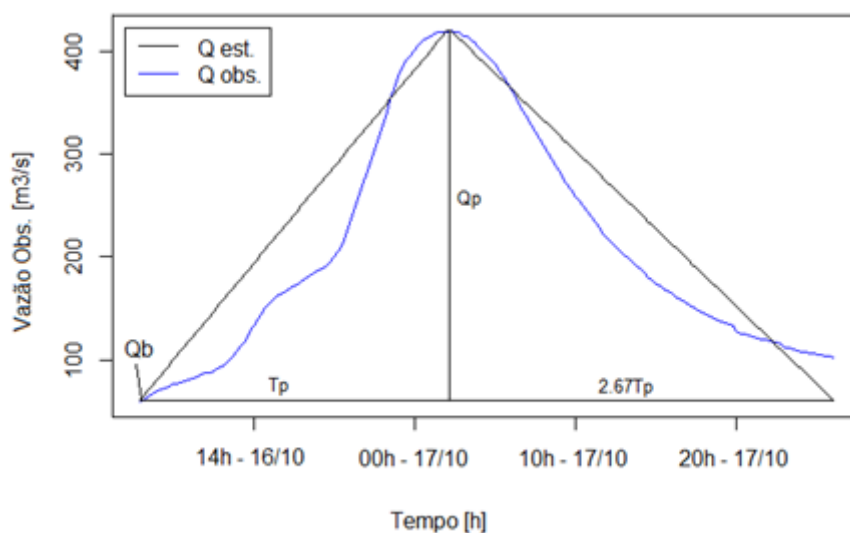
hidrológico foi definida com base no  $T_b$  (Equação 2.8), sendo que o início do evento foi determinado como o ponto de inflexão do hidrograma (ascensão da curva) e o término por  $T_b$  (Figura 3.8) (SU, 1995; GONZALES et al., 2009). Por sua vez, a duração dos eventos de chuva foi definida com base nos dados do GPM/IMERG.

Figura 3.7 – Seleção de eventos para as estações fluviométricas das bacias da área de estudo entre Maio de 2015 e Abril de 2016. Os dados de vazão foram agregados para o passo de tempo diário para facilitar a visualização.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.8 – O evento 7 para a bacia W1 está representado em detalhe para ilustrar o método de separação do escoamento superficial.  $Q_p$  é a vazão de pico [ $m^3/s$ ],  $Q_b$  é o escoamento de base [ $m^3/s$ ] e  $T_p$  é o tempo de pico em horas. A duração do evento é definida por  $T_b = T_p + 2,67T_p$  em horas.



Fonte: Produção do autor.

Para alguns eventos, com volumes de chuva menores, o modelo SCS-CN não gerou nenhuma chuva efetiva. Nesses casos, os eventos de chuva efetiva foram desconsiderados da análise. Dessa forma, o número de observações para realização da análise de regressão múltipla variou de 56 para  $P$  e 47 para  $Q_{cn}$ .

Vale ressaltar que os dados de vazão não passaram por análise de consistência, visto que todo evento que apresentou algum tipo de falha nos dados também foi desconsiderado da análise. Isso foi realizado para preservar o dado original, uma vez que o uso de métodos de preenchimento automático de falhas pode mascarar feições importantes do hidrograma, considerando que esta é uma análise baseada em eventos.

Com intuito de avaliar somente os processos hidrológicos rápidos das bacias hidrográficas, bem como para amenizar efeitos impostos pela hidrogeologia local, os dados de vazão foram separados em escoamento superficial e

escoamento de base ( $Q_b$ ). O  $Q_b$  foi considerado como a vazão em  $m^3/s$  no momento de subida do hidrograma. Dessa forma, para obtenção do pico do escoamento superficial ( $Q_p$ ) em  $m^3/s$ , a vazão de pico observada pelas estações fluviométricas ( $Q_{obs}$ ) em  $m^3/s$  foi subtraída pelo  $Q_b$  (Figura 3.8). Com base no  $Q_p$ , o escoamento superficial acumulado para um dado evento ( $Q_e$ ) foi definido pela teoria do Hidrograma Unitário (ASCE, 1996). A equação a seguir mostra uma fórmula simplificada que calcula o escoamento superficial acumulado ( $Q_e$ ) já convertido em mm:

$$Q_e = \frac{1835Q_p \times T_p}{A} \quad (3.8)$$

onde  $T_p$  é o tempo de pico em segundos e  $A$  [ $m^2$ ] é a área da bacia hidrográfica. A conversão foi realizada com objetivo de deixar o  $Q_e$  com a mesma unidade que a chuva e a chuva efetiva. O  $Q_e$  [mm] foi considerada como a variável dependente ( $Y$ ) na análise de regressão múltipla, que será descrita na Seção 3.5.

#### 3.3.4. Validação das Estimativas de Chuva do GPM/IMERG

A validação das estimativas de chuva do GPM/IMERG foi realizada com base nas seguintes métricas: coeficiente de correlação ( $r$ ), desvio padrão ( $\sigma$ ), Raiz do Erro Quadrático Médio ( $REQM$ ) e *bias* (TAYLOR, 2001; JIANG; ZHANG; LI, 2016):

$$r = \frac{\sum_{l=1}^n (P_{o,l} - \bar{P}_o)(P_{e,l} - \bar{P}_e)}{\sqrt{\left(\sum_{l=1}^n (P_{o,l} - \bar{P}_o)^2\right) \left(\sum_{l=1}^n (P_{e,l} - \bar{P}_e)^2\right)}} \quad (3.9)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{(P_{o,l} - \bar{P}_o)^2}{(n-1)}} \quad (3.10)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{l=1}^n (P_{e,l} - P_{o,l})^2} \quad (3.11)$$

$$bias = \frac{\sum_{l=1}^n (P_{e,l} - P_{o,l})}{\sum_{l=1}^n P_{o,l}} \quad (3.12)$$

onde  $P_{o,l}$  é a chuva observada [mm] pelas estações pluviométricas para um evento  $l$ ;  $P_{e,l}$  é a chuva estimada [mm] pelo GPM/IMERG para um evento  $l$ ;  $\bar{P}_o$  é a média da chuva observada [mm] para todos os eventos analisados;  $\bar{P}_e$  é a média da chuva estimada [mm] para todos os eventos analisados; e  $n$  é o número de eventos.

A validação foi realizada com a chuva acumulada para cada evento. Cada bacia contou com três estações para validação (Figura 3.6). Para efeito de comparação, o dado do GPM/IMERG foi reamostrado por interpolação bilinear até o ponto da estação pluviométrica. Isso faz-se necessário porque se uma estação está localizada em uma célula com pouca chuva, porém está próxima de uma célula com muita chuva, a probabilidade dessa estação registrar um acumulado alto de chuva é grande, e assim a validação pode apresentar resultados não coerentes com a realidade. Por fim, foi utilizado um diagrama de Taylor para sumarizar as métricas do processo de validação (TAYLOR, 2001).

### 3.3.5. Modelagem da Chuva Efetiva (SCS-CN)

A chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ) foi estimada pelo método SCS-CN. Os valores da curva número foram definidos pela intersecção do uso e cobertura da terra e do mapa de solos, de acordo com a Tabela 3.7. O CN ainda foi corrigido pela declividade de acordo com a Equação 2.5. Os dados de entrada de chuva ( $P$ ) foram as estimativas de chuva do GPM/IMERG, o que representa o acumulado de chuva para 3 horas em mm. Até o cálculo do  $S_{max}$  (Equação 2.2), 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 GPM/IMERG de 5 km por meio da média zonal. Isso foi realizado com intuito de manter valores das estimativas de chuva do GPM/IMERG inalterados, e assim, o que poderia adicionar mais uma fonte de incerteza. Nas células de borda da bacia, foi realizada a média apenas do  $S_{max}$  contido dentro da bacia hidrográfica. A reamostragem foi realizada com o intuito de tornar ambas as informações espacialmente compatíveis. Dessa forma, a chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ) foi estimada como o acumulado de 3 horas (Figura 3.9).

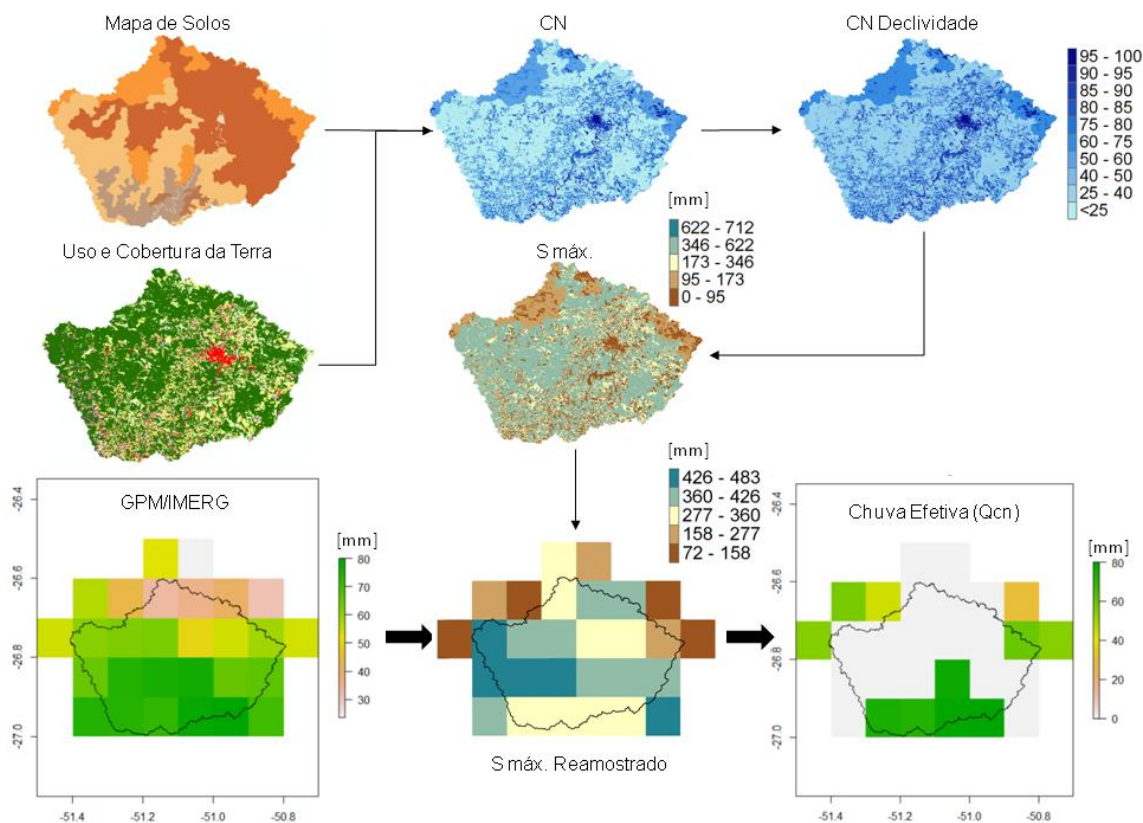
Os valores da CN foram definidos pela tabulação elaborada pelo *United States Department of Agriculture* (USDA) e por Beven (2012), conforme a Tabela 3.7.

Tabela 3.7 – 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  |

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

Figura 3.9 – Fluxograma das etapas necessárias para modelagem da chuva efetiva.



Fonte: Produção do autor.

### 3.4. ANÁLISE DA VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL

A análise da variabilidade espaço-temporal da chuva e chuva efetiva foi realizada com base nos índices  $I_{\sigma}$  (Equação 2.10),  $I_L$  (Equação 2.12) e  $I_a$  (desenvolvido para este trabalho e descrito a seguir). Os índices são calculados com base nas células do GPM/IMERG contidas nas bacias hidrográficas em análise. As células de borda, que tenham contato com os limites das bacias, também foram consideradas.

O  $I_{\sigma}$  foi calculado diretamente com o dado do GPM/IMERG ( $P$ ) e da estimativa de chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ). O  $I_L$  utiliza  $P$  e  $Q_{cn}$  como dados de entrada, porém também utilizada a distância de propagação ( $L_j$ ). O  $L_j$  também foi reamostrado para o tamanho da célula do GPM/IMERG (5 km) pela média zonal. Como uma

alternativa para analisar a advecção dos sistemas atmosféricos, um novo índice que utiliza um termo do  $I_L$  também foi proposto. Esse índice foi nomeado como Índice de Advecção ( $I_a$ ), sendo definido pela razão entre o  $I_{pcp,i}$  mínimo e o máximo (veja as Equações 2.13 e 2.14 para mais detalhes) de um determinado evento:

$$I_a = \frac{I_{pcp,min}}{I_{pcp,max}} \quad (3.13)$$

O  $I_{pcp,i}$  define a localização do centro de massa da chuva, ou chuva efetiva, em relação ao centroide da bacia hidrográfica. O  $I_a$  foi proposto pensando no fato de que se a chuva, ou chuva efetiva, apresentar muito movimento (advecção) dentro do período de duração de um evento, os valores mínimos e máximos irão apresentar uma variação maior, assim o valor de  $I_a$  diminuiria. Por outro lado, se a chuva, ou chuva efetiva, se movimenta muito pouco, o  $I_a$  aumentaria. Por tratar-se de uma razão, o  $I_a$  varia entre 0 e 1.

### 3.5. ANÁLISE DE REGRESSÃO MÚLTIPLA

Dois modelos de regressão múltipla foram elaborados. Um modelo estimou o escoamento superficial por meio da variabilidade da chuva ( $P$ ) e outro estimou o escoamento superficial por meio da variabilidade da chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ). Os modelos foram selecionados com base em um método de busca exaustiva que testa todas as combinações possíveis de variáveis e seleciona o melhor modelo com base no coeficiente de determinação ajustado  $R_a^2$  (Equação 2.22). O modelo completo (com todas variáveis) para chuva foi definido pelas variáveis independentes  $P' = P - \bar{P}$ ,  $I_\sigma' = I_\sigma - \bar{I}_\sigma$ ,  $I_L' = I_L - \bar{I}_L$ ,  $I_a' = I_a - \bar{I}_a$  e  $AMC' = AMC - \overline{AMC}$ , e uma variável indicadora  $W$  (cujos valores podem ser 0 ou 1). Já o modelo completo (com todas variáveis) para chuva efetiva é definido pelas variáveis independentes  $Q_{cn}' = Q_{cn} - \overline{Q_{cn}}$ ,  $I_\sigma' = I_\sigma - \bar{I}_\sigma$ ,  $I_L' = I_L - \bar{I}_L$ ,  $I_a' = I_a - \bar{I}_a$ ,  $AMC' = AMC - \overline{AMC}$  e uma variável indicadora ( $W$ ). Sendo que  $\bar{P}$ ,  $\overline{Q_{cn}}$ ,  $\bar{I}_\sigma$ ,  $\bar{I}_L$ ,  $\bar{I}_a$  e  $\overline{AMC}$  são as médias das respectivas variáveis. Tanto no

modelo com a chuva, quanto no modelo com a chuva efetiva, foram acrescentadas todas as interações de segunda ordem entre todas as variáveis, totalizando assim 21 variáveis independentes a serem consideradas no processo de busca exaustiva, para chuva:

$$\begin{aligned}
Q_e = & \beta_0 + \beta_1 P' + \beta_2 I_{\sigma}' + \beta_3 I_L' + \beta_4 I_a' + \beta_5 AMC' + \beta_6 W + \beta_7 P' \cdot I_{\sigma}' & (3.14) \\
& + \beta_8 P' \cdot I_L' + \beta_9 P' \cdot I_a' + \beta_{10} P' \cdot AMC' + \beta_{11} P' \cdot W + \beta_{12} I_{\sigma}' \cdot I_L' \\
& + \beta_{13} I_{\sigma}' \cdot I_a' + \beta_{14} I_{\sigma}' \cdot AMC' + \beta_{15} I_{\sigma}' \cdot W + \beta_{16} I_L' \cdot I_a' \\
& + \beta_{17} I_L' \cdot AMC' + \beta_{18} I_L' \cdot W + \beta_{19} I_a' \cdot AMC' + \beta_{20} I_a' \cdot W \\
& + \beta_{21} AMC' \cdot W + \varepsilon
\end{aligned}$$

e para chuva efetiva:

$$\begin{aligned}
Q_e = & \beta_0 + \beta_1 Q_{cn}' + \beta_2 I_{\sigma}' + \beta_3 I_L' + \beta_4 I_a' + \beta_5 AMC' + \beta_6 W + \beta_7 Q_{cn}' \cdot I_{\sigma}' & (3.15) \\
& + \beta_8 Q_{cn}' \cdot I_L' + \beta_9 Q_{cn}' \cdot I_a' + \beta_{10} Q_{cn}' \cdot AMC' + \beta_{11} Q_{cn}' \cdot W \\
& + \beta_{12} I_{\sigma}' \cdot I_L' + \beta_{13} I_{\sigma}' \cdot I_a' + \beta_{14} I_{\sigma}' \cdot AMC' + \beta_{15} I_{\sigma}' \cdot W \\
& + \beta_{16} I_L' \cdot I_a' + \beta_{17} I_L' \cdot AMC' + \beta_{18} I_L' \cdot W + \beta_{19} I_a' \cdot AMC' \\
& + \beta_{20} I_a' \cdot W + \beta_{21} AMC' \cdot W + \varepsilon
\end{aligned}$$

A variável indicadora foi utilizada para fazer uma distinção em relação à área das bacias, sendo que  $W = 1$  representa as bacias grandes (W1, W2 e W3) e  $W = 0$  a bacia pequena (W4). Para reduzir os efeitos de multicolinearidade, as variáveis originais foram centradas as suas respectivas médias, e posteriormente foram realizadas as interações entre as variáveis.

O processo automático de seleção de variáveis, em modelos de regressão, muitas vezes produz resultados que podem não fazer sentido físico (WOOD; CRERAR, 1985) ou que mantêm variáveis não significativas ( $p$ -valor  $> 0,05$ ) no modelo. Portanto, a escolha do modelo mais apropriado foi baseada no conhecimento prévio dos processos hidrológicos inerentes, bem como na revisão de literatura. Portanto, o algoritmo de busca exaustiva foi, na realidade, utilizado como um método de pré-seleção das variáveis nos modelos de regressão. Neste estudo, foram selecionados modelos com até 5 variáveis



independentes, sendo que foram analisados apenas os 5 melhores modelos de 1, 2, 3, 4, e 5 variáveis. Para testar se os resíduos dos modelos de regressão apresentavam variância constante e eram normalmente distribuídos, foram utilizados os testes de *Breusch-Pagan* (Equação 2.23) e *Shapiro-Wilk* (Equação 2.25), respectivamente.

Com intuito de avaliar o desempenho dos modelos de regressão ainda foi realizada uma validação do tipo *bootstrap*. Elencou-se esse tipo de validação devido ao número limitado de observações. A validação *bootstrap* retira uma observação da amostra analisada e repõem essa observação com outra observação, por meio de um processo de reamostragem, e calcula alguma métrica estatística para cada observação excluída. Uma validação com resultados satisfatórios é observada quando a métrica estatística não varia significativamente em relação ao valor da métrica do modelo original (KUTNER et al., 2005). Neste estudo, foi utilizado um número de reamostragem igual ao número de observações (*bootstrap* com reposição).



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

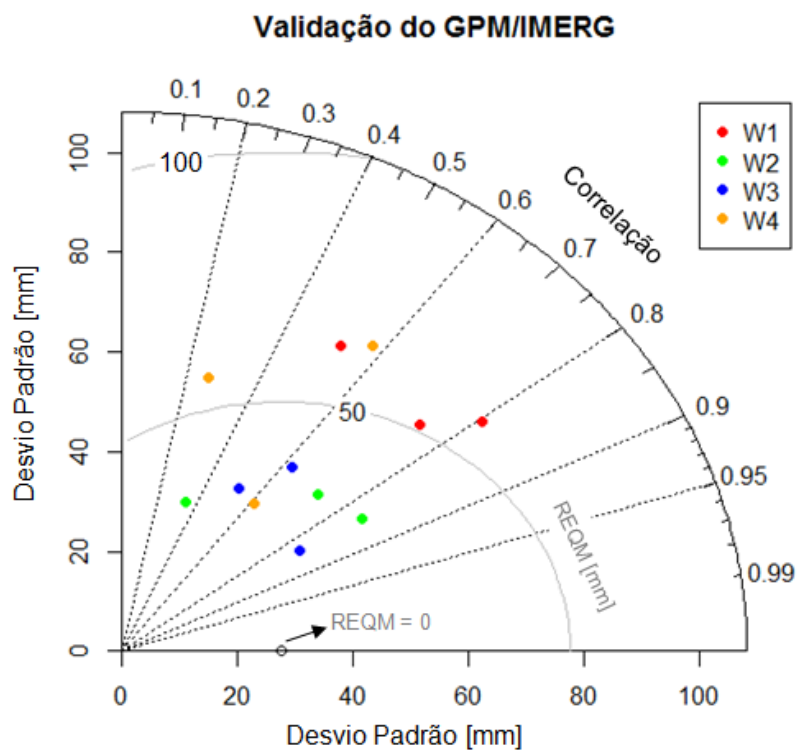
Nesta seção são apresentados os resultados referentes: à validação das estimativas de chuva do GPM/IMERG (seção 4.1); do uso e cobertura da terra (seção 4.2); da modelagem da chuva efetiva (seção 4.3); dos índices de variabilidade espaço-temporal para chuva e chuva efetiva (seção 4.4); e por fim, da análise de regressão múltipla para chuva e chuva efetiva (seção 4.5).

### 4.1. Validação do GPM/IMERG

O diagrama de Taylor, apresentado na Figura 4.1, sumariza as métricas de validação  $r$ ,  $\sigma$  e  $REQM$ . Essas métricas também são apresentadas na Tabela 4.1, juntamente com a estatística  $bias$ . O  $r$  é utilizado para medir a concordância entre a chuva observada e a chuva estimada, 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  $\sigma$ , pois um  $\sigma$  maior implica em um  $REQM$  maior independente do erro associado, logo essa estatística também é incluída no diagrama da Figura 4.1. O  $bias$  é utilizado para representar a direção em que o GPM/IMERG erra; se for negativo o GPM/IMERG subestima a chuva, já se for positivo o GPM/IMERG superestima a chuva (JIANG; ZHANG; LI, 2016).

Os coeficientes de correlação variaram entre 0,26 (W4) e 0,84 (W2). Já o  $REQM$  variou entre 22,72 mm (W3) e 67,75 mm (W4). O  $\sigma$  variou em torno de 20,23 mm (W4) e 44,73 mm (W3). Por fim, o  $bias$  apresentou apenas valores positivos, os quais variaram entre 0,37 mm (W2) e 3,41 mm (W4), indicando que o GPM/IMERG tem a tendência de superestimar os valores de chuva da área de estudo (Figura 4.1). Entretanto, essa superestimação é relativamente baixa quando comparada à média do acumulado de chuva de 70,98 mm.

Figura 4.1 – Diagrama de Taylor resumindo as informações de validação do GPM/IMERG. A distância radial da origem representa o desvio padrão da chuva observada. As linhas cinza representam o *REQM*. Já o coeficiente de correlação é representado pela posição azimutal dos pontos.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.1 – Estatísticas de validação do GPM/IMERG.

| <b>Bacia</b> | <b>Código Est.</b> | <b><i>r</i></b> | <b><math>\sigma</math> [mm]</b> | <b><i>REQM</i> [mm]</b> | <b><i>bias</i> [mm]</b> |
|--------------|--------------------|-----------------|---------------------------------|-------------------------|-------------------------|
| W1           | 83900000           | 0,54            | 29,14                           | 52,32                   | 1,16                    |
| W1           | 2392               | 0,77            | 31,56                           | 49,89                   | 0,94                    |
| W1           | 83892990           | 0,77            | 28,90                           | 44,54                   | 0,97                    |
| W2           | 72806000           | 0,84            | 33,30                           | 30,89                   | 0,87                    |
| W2           | 72715000           | 0,34            | 27,16                           | 26,07                   | 0,37                    |
| W2           | 2650035            | 0,73            | 26,56                           | 25,92                   | 0,42                    |
| W3           | 70150000           | 0,52            | 25,97                           | 32,56                   | 0,73                    |
| W3           | 70305000           | 0,84            | 30,13                           | 22,72                   | 0,51                    |
| W3           | 70610000           | 0,62            | 44,73                           | 34,19                   | 0,63                    |
| W4           | 83029900           | 0,26            | 20,22                           | 38,90                   | 0,50                    |
| W4           | 83349600           | 0,61            | 27,00                           | 38,19                   | 1,06                    |
| W4           | 83050000           | 0,58            | 21,78                           | 67,75                   | 3,41                    |

Fonte: Produção do autor.

O GPM/IMERG obteve a melhor estimativa de chuva para a bacia W3. Por outro lado, a bacia W4 apresentou as piores estimativas. Com base na Figura 4.1 e Tabela 4.1, pode-se observar que o GPM/IMERG apresentou uma tendência de superestimação, sendo mais evidente para as bacias W1 e W4. De maneira semelhante, Guo et al. (2016) encontraram que o produto não calibrado do GPM/IMERG, o mesmo utilizado neste estudo, apresenta uma superestimação para um estudo realizado no norte da China, por meio de estimativas diárias. Para diferentes regiões da China, foram encontrados coeficientes de correlação entre 0,21 e 0,88 e com um *REQM* centrado no dado de referência entre 0,38 mm e 2,0 mm. O *REQM* centrado no dado de referência para este estudo variou entre 0,64 mm (W3) e 2,20 mm (W4). Prakash et al. (2016), em um estudo realizado na Índia, também encontram uma superestimação do GPM/IMERG, por meio das estimas de 30 minutos acumuladas para um período de um dia. As estatísticas na Índia também foram

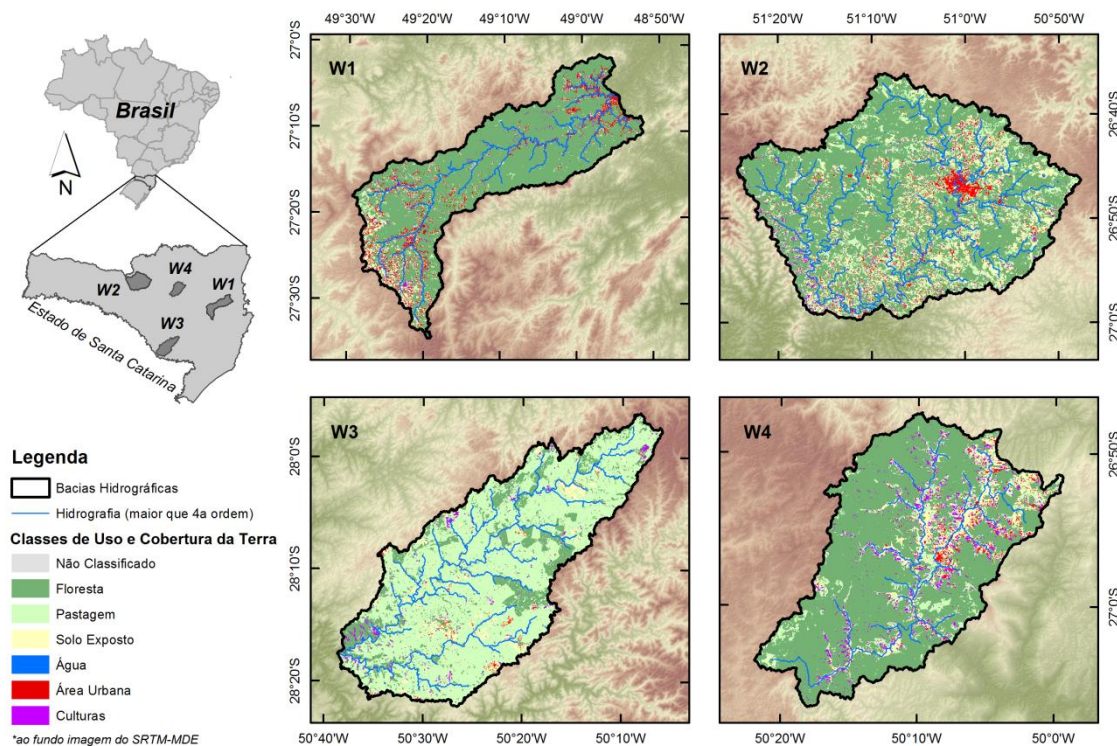
similares a encontradas neste estudo, sendo que o  $r$  variou entre 0,40 e 0,80 e o  $REQM$  centrado no dado de referência entre 1,30 mm e 1,60 mm.

A acurácia do GPM/IMERG foi maior para bacias com relevo suave, como as bacias W2 (gradiente altimétrico  $S = 580$  m) e W3 ( $S = 581$  m). Para as bacias com relevo mais complexo, W1 ( $S = 1.009$  m) e W4 ( $S = 883$  m), as estimativas de chuva do GPM/IMERG apresentaram uma acurácia pior. Kim et al. (2017) também constataram que as estimativas de chuva do GPM/IMERG são mais confiáveis em áreas de relevo suave da Coreia do Sul e Japão. Vale ressaltar, que o processo de validação é importante para determinar se as estimativas do GPM/IMERG são representativas para a região em análise.

#### **4.2. Classificação do Uso e Cobertura da Terra**

A Figura 4.2 apresenta a classificação do uso e cobertura da terra para as quatro bacias da área de estudo. Todas as bacias foram classificadas predominantemente como florestadas, com exceção da bacia W3 no qual a tipologia principal é a pastagem. A exatidão global da classificação do uso e cobertura da terra foi semelhante para as quatro bacias: 84% para W1, 81% para W2, 85% para W3 e 82% para W4. As matrizes de confusão estão apresentadas nas Tabelas 4.2, 4.3, 4.4, 4.5. A classe cultura agrícola apresentou a maior confusão entre as classes. Entretanto, esta confusão aconteceu entre as classes de pastagem e de solo exposto, as quais apresentam valores similares de CN quando comparadas a classe cultura agrícola.

Figura 4.2 – Mapas de uso e cobertura da terra das bacias da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.2 – Matriz de confusão da classificação da bacia W1.

| Matriz de Confusão Classificação W1 |            |          |           |           |           |           |            |       |             |
|-------------------------------------|------------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|-------|-------------|
| Referência                          |            |          |           |           |           |           |            | Total | % da classe |
| Classificação                       | Água       | Á. Urb.  | Cult.     | Flo.      | Past.     | Solo E.   |            |       |             |
| Água                                | 8          |          |           | 2         |           |           | 10         | 0,26  |             |
| Á. Urb.                             |            | 8        | 4         |           | 1         | 2         | 15         | 8,83  |             |
| Cult.                               |            |          | 9         | 4         | 2         |           | 15         | 2,07  |             |
| Flo.                                |            |          |           | 60        |           |           | 60         | 77,83 |             |
| Past.                               |            |          | 1         | 5         | 34        |           | 40         | 7,60  |             |
| Solo E.                             |            |          | 4         |           | 1         | 15        | 20         | 3,40  |             |
| <b>Total</b>                        | <b>8</b>   | <b>8</b> | <b>18</b> | <b>71</b> | <b>38</b> | <b>17</b> | <b>160</b> |       |             |
| <b>Exatidão global</b>              | <b>84%</b> |          |           |           |           |           |            |       |             |

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.3 – Matriz de confusão da classificação da bacia W2.

| Matriz de Confusão Classificação W2 |         |            |         |       |      |       |         |            |             |       |
|-------------------------------------|---------|------------|---------|-------|------|-------|---------|------------|-------------|-------|
|                                     |         | Referência |         |       |      |       |         | Total      | % da classe |       |
| Classificação                       |         | Água       | Á. Urb. | Cult. | Flo. | Past. | Solo E. |            |             |       |
|                                     | Água    | 10         |         |       |      |       |         |            | 10          | 0,41  |
|                                     | Á. Urb. | 1          | 9       | 1     |      | 2     | 2       |            | 15          | 4,54  |
|                                     | Cult.   |            |         | 9     | 2    | 4     |         |            | 15          | 1,79  |
|                                     | Flo.    |            |         |       | 60   |       |         |            | 60          | 64,68 |
|                                     | Past.   |            | 1       | 4     | 2    | 32    | 1       |            | 40          | 18,55 |
|                                     | Solo E. |            |         | 7     |      | 4     | 9       |            | 20          | 10,03 |
| Total                               |         | 11         | 10      | 21    | 64   | 42    | 12      | <b>160</b> |             |       |
| Exatidão global                     |         | <b>81%</b> |         |       |      |       |         |            |             |       |

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.4 – Matriz de confusão da classificação da bacia W3.

| Matriz de Confusão Classificação W3 |         |            |         |       |      |       |         |            |             |       |
|-------------------------------------|---------|------------|---------|-------|------|-------|---------|------------|-------------|-------|
|                                     |         | Referência |         |       |      |       |         | Total      | % da classe |       |
| Classificação                       |         | Água       | Á. Urb. | Cult. | Flo. | Past. | Solo E. |            |             |       |
|                                     | Água    | 10         |         |       |      |       |         |            | 10          | 0,31  |
|                                     | Á. Urb. |            | 6       | 2     | 1    | 5     | 1       |            | 15          | 0,84  |
|                                     | Cult.   |            |         | 9     | 4    | 2     |         |            | 15          | 1,71  |
|                                     | Flo.    |            |         |       | 60   |       |         |            | 60          | 18,40 |
|                                     | Past.   |            |         | 1     |      | 39    |         |            | 40          | 75,33 |
|                                     | Solo E. |            |         | 7     |      | 1     | 12      |            | 20          | 3,41  |
| Total                               |         | 10         | 6       | 19    | 65   | 47    | 13      | <b>160</b> |             |       |
| Exatidão global                     |         | <b>85%</b> |         |       |      |       |         |            |             |       |

Fonte: Produção do autor.



Tabela 4.5 – Matriz de confusão da classificação da bacia W4.

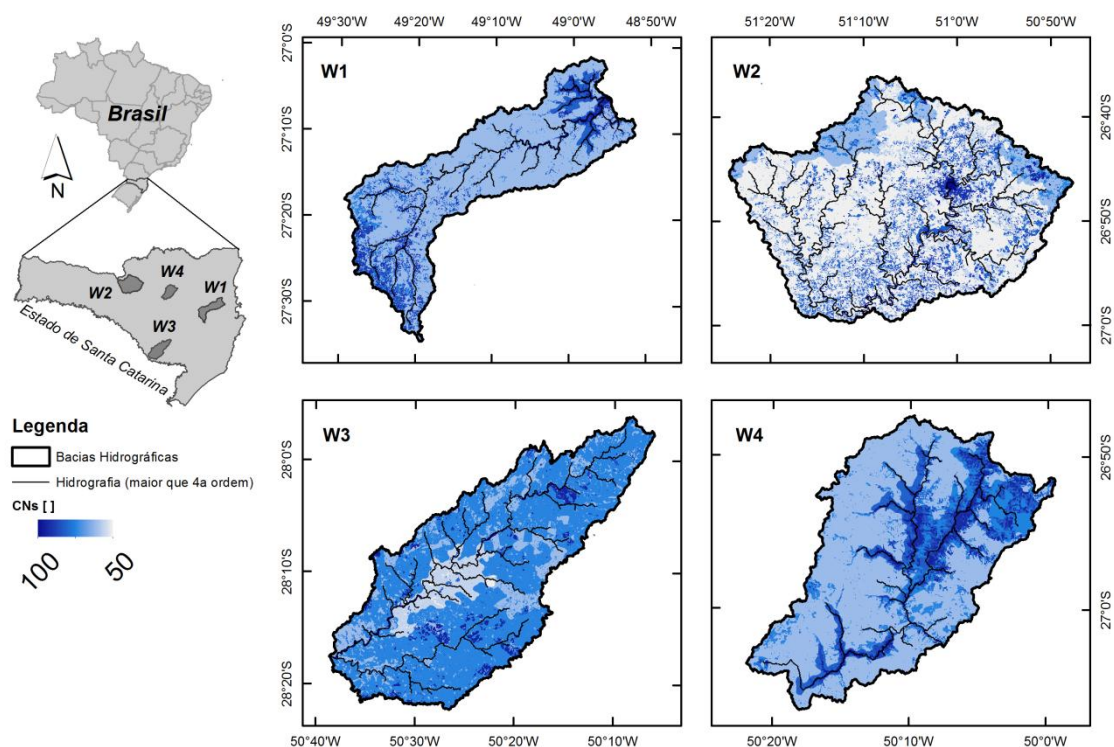
| Matriz de Confusão Classificação W4 |         |            |         |       |      |       |         |            |             |
|-------------------------------------|---------|------------|---------|-------|------|-------|---------|------------|-------------|
| Classificação                       |         | Referência |         |       |      |       |         | Total      | % da classe |
|                                     |         | Água       | Á. Urb. | Cult. | Flo. | Past. | Solo E. |            |             |
| Classificação                       | Água    | 10         |         |       |      |       |         | 10         | 0,03        |
|                                     | Á. Urb. |            | 6       | 6     |      | 2     | 1       | 15         | 2,34        |
|                                     | Cult.   |            |         | 4     | 1    | 7     | 3       | 15         | 4,53        |
|                                     | Flo.    |            |         |       | 60   |       |         | 60         | 73,19       |
|                                     | Past.   |            |         | 1     | 1    | 37    | 1       | 40         | 11,81       |
|                                     | Solo E. |            |         | 6     |      |       | 14      | 20         | 8,10        |
| Total                               |         | 10         | 6       | 17    | 62   | 46    | 19      | <b>160</b> |             |
| <b>Exatidão global</b>              |         | <b>82%</b> |         |       |      |       |         |            |             |

Fonte: Produção do autor.

#### 4.3. Modelagem da Chuva Efetiva

A Figura 4.3 mostra os valores da CN corrigidos pela declividade para as quatro bacias. A bacia W3 apresentou os maiores valores da CN devido a uma combinação de solos incipientes e do uso e cobertura da terra ser na sua maioria pastagem. Em seguida, a bacia W4 apresentou valores altos de CN nas regiões de vale devido principalmente a tipologias relacionadas à agricultura, como culturas agrícolas e solo exposto. Na bacia W1, os valores mais altos da CN foram encontrados próximo do exutório, devido à urbanização, e na região de cabeceira, onde uma geomorfologia de planalto favorece o desenvolvimento da agricultura. Já a bacia W2, apresentou os menores valores da CN por ser muito florestada e apresentar solos bem desenvolvidos, como os Latossolos. Entretanto, nos centros urbanos, como o de Caçador, a urbanização aumentou consideravelmente os valores da CN. Na região de cabeceira, uma mudança no tipo de solo também aumentou os valores da CN nesta bacia.

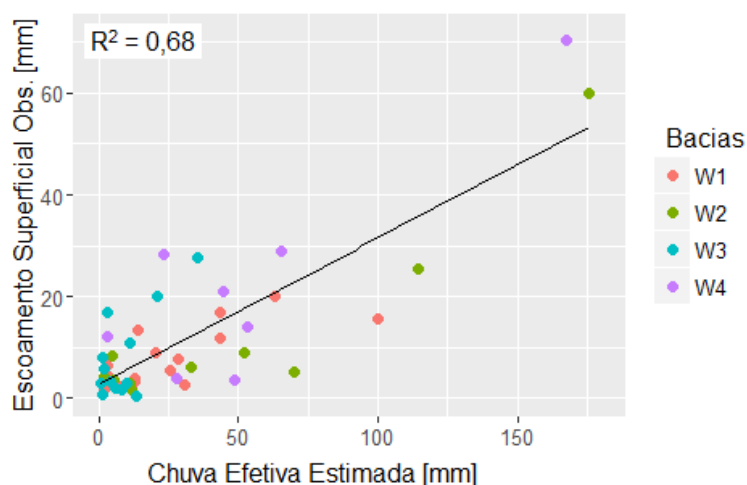
Figura 4.3 – Mapas da CN corrigida pela declividade. Uma CN maior representa maior geração de escoamento.



Fonte: Produção do autor.

Na Figura 4.4, é apresentado um gráfico de dispersão entre a chuva efetiva estimada e o escoamento superficial observado para cada evento analisado neste estudo. Em concordância com os valores da CN apresentadas na Figura 4.3, pode-se observar que a bacia W2 apresentou a menor geração de escoamento.

Figura 4.4 – Gráfico de dispersão entre o volume de chuva efetiva estimada e o escoamento superficial observado para cada evento, separado por bacias.



Fonte: Produção do autor.

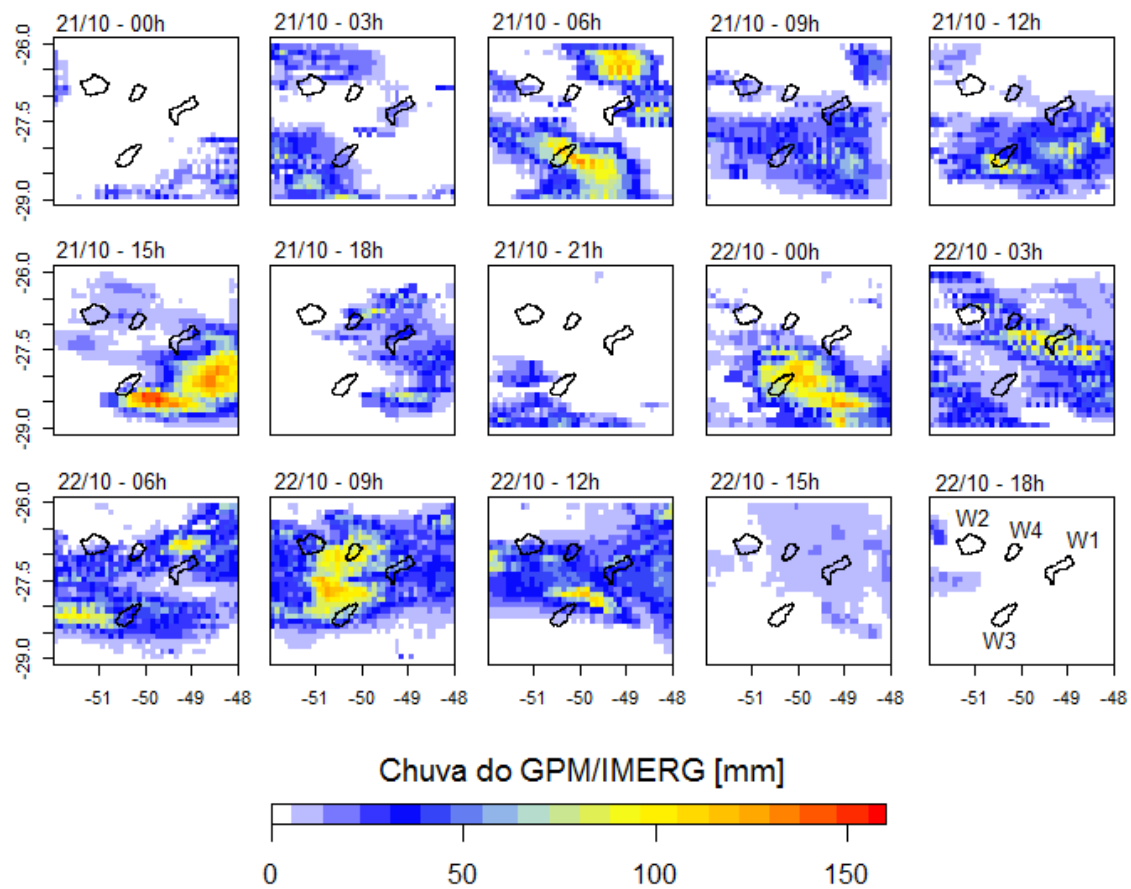
A bacia W2 apresentou uma menor geração de escoamento, seguido da bacia W1. As bacias W3 e W4 transformaram a chuva em chuva efetiva de maneira mais efetiva, entretanto, devido a diferentes processos (Figuras 4.3 e 4.4). As bacias W1 e W2 são dominadas por tipologias de floresta e solos bem desenvolvidos, principalmente para W2, então se espera de fato que essas bacias produzam menos chuva efetiva, pois os processos de geração de escoamento nesse caso são dominados pelo mecanismo proposto por Dunne e Black (1970). Por outro lado, a bacia W3, uma vez que é dominada por solos incipientes e pastagem, é predominante o mecanismo de geração de escoamento hortoniano (HORTON, 1933).

De maneira semelhante, a bacia W4 apresentou a maior produção de chuva efetiva. Apesar da bacia W4 apresentar solos bem desenvolvidos, essa bacia é muito dinâmica em relação ao uso e cobertura da terra, sendo que a região de vales é predominantemente ocupada por culturas agrícolas. O uso e cobertura da terra da bacia W4 pode apresentar mudanças bruscas da classe cultura agrícola para solo exposto. Sabe-se que tais mudanças podem apresentar um aumento significativo na geração de escoamento de uma bacia, como em Guo,

Hu e Jiang (2008) que observaram um aumento de 5,7%, e em Woldsenbet et al. (2017) que observaram um aumento anual de 300 mm.

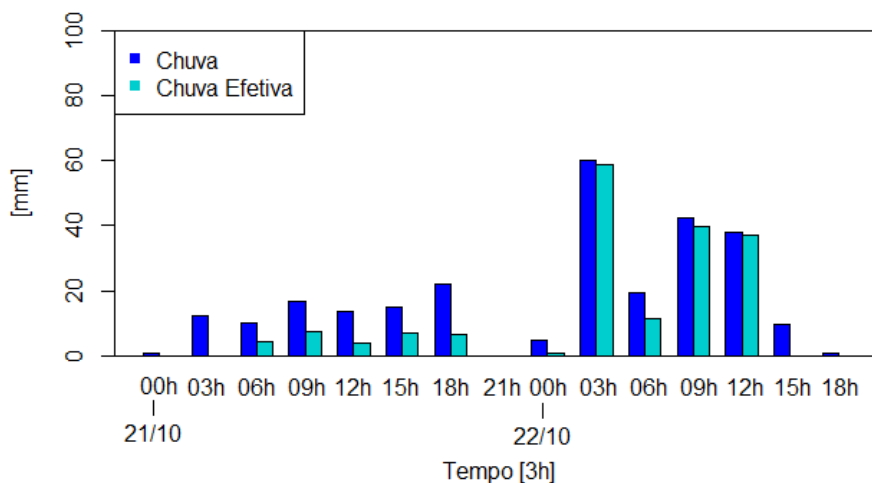
Com intuito de exemplificar a modelagem da chuva efetiva intra-evento, o evento 8 é ilustrado na Figura 4.5 em uma escala na qual todas as bacias possam ser visualizadas. Concomitantemente, a Figura 4.6 mostra a evolução da média espacial da chuva e a geração da chuva efetiva para a bacia W1. Como esperado, pequenos volumes de chuva não geram chuva efetiva devido à modelagem das perdas iniciais (Equação 2.1). O evento 8, apresentado na Figura 4.5, ilustra a passagem de uma frente fria. Esse sistema atmosférico geralmente cobre uma grande área e se desloca no sentido SO-NE. Além disso, esse é o segundo sistema mais recorrente no sul da América do Sul (GARREAUD, 2000). Sistemas atmosféricos de menor escala (convectivos locais) acontecem geralmente no verão (MONTEIRO, 2001), e podem gerar um volume significativo de chuva efetiva para uma bacia, e gerar pouca ou nenhuma chuva efetiva para outra bacia da área de estudo.

Figura 4.5 – Evolução da chuva para o evento 8.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 – Média espacial da chuva e chuva efetiva para o evento 8, na bacia W1.



Fonte: Produção do autor.

#### 4.4. Análise Espaço-Temporal

Antes de se iniciar a análise de regressão múltipla uma análise exploratória dos dados produzidos neste estudo é apresentada. A Tabela 4.6 apresenta as estatísticas descritivas para as análises baseadas na chuva. Já a Tabela 4.7 apresenta as estatísticas descritivas para as análises baseadas na chuva efetiva.

Tabela 4.6 – Estatísticas descritivas das variáveis para a análise da chuva.

| Variável     | Mínimo | Média | Máximo | Desvio Padrão |
|--------------|--------|-------|--------|---------------|
| $P$          | 4,55   | 70,98 | 264,45 | 56,09         |
| $I_{\sigma}$ | 0,44   | 6,38  | 20,45  | 4,42          |
| $I_L$        | 1,26   | 1,70  | 2,50   | 0,36          |
| $I_a$        | 0,14   | 0,41  | 0,81   | 0,18          |
| $AMC$        | 0,30   | 22,10 | 131,41 | 24,64         |

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.7 – Estatísticas descritivas das variáveis para a análise da chuva efetiva.

| <b>Variável</b> | <b>Mínimo</b> | <b>Média</b> | <b>Máximo</b> | <b>Desvio Padrão</b> |
|-----------------|---------------|--------------|---------------|----------------------|
| $Q_{cn}$        | 0,80          | 33,72        | 175,89        | 43,08                |
| $I_{\sigma}$    | 2,41          | 13,12        | 27,47         | 6,82                 |
| $I_L$           | 0,59          | 1,87         | 3,56          | 0,67                 |
| $I_a$           | 0,10          | 0,69         | 1,00          | 0,29                 |
| $AMC$           | 0,30          | 25,86        | 131,41        | 26,26                |

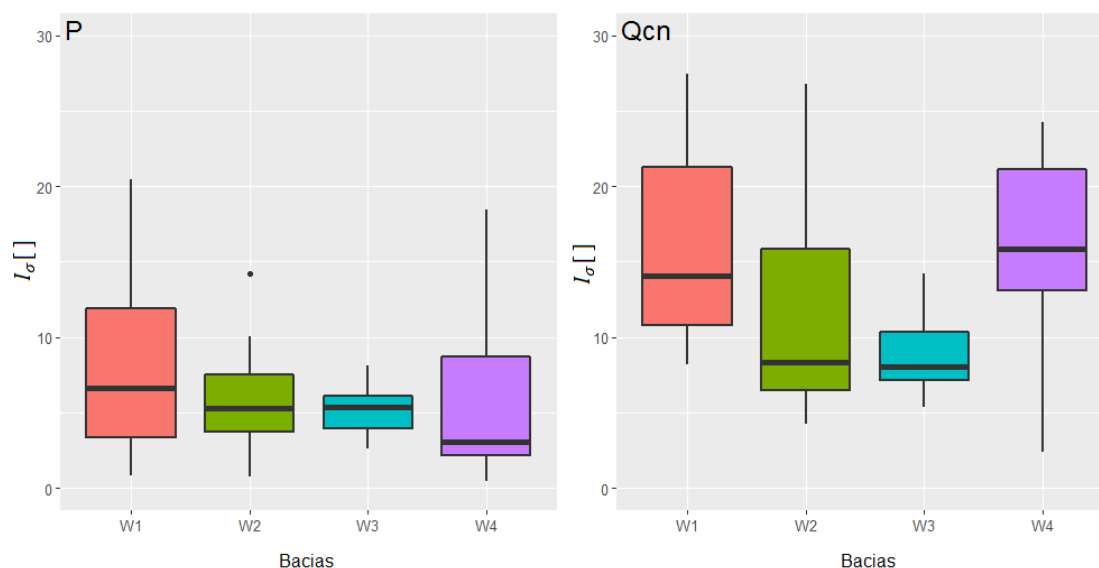
Fonte: Produção do autor.

Foi possível observar que o  $I_{\sigma}$  foi maior para a bacia W1, que apresenta uma forma alongada (Figura 4.7). Zoccatelli et al. (2011) também constataram que a variabilidade espaço-temporal é maior para bacias alongadas, sendo que o aumento da variabilidade também está relacionado com a orientação da bacia. A maior variabilidade espaço-temporal foi observada na bacia W1, a qual apresenta uma orientação SO-NE, a mesma direção dos sistemas de frente fria (Figura 4.5) que são um dos sistemas atmosféricos mais recorrentes na região (GARREAUD, 2000; RODRIGUES; DAVIDE; SUGAHARA, 2004). Neste caso, a passagem das frentes frias na mesma direção de orientação da bacia W1 pode estar influenciando o aumento do  $I_{\sigma}$ .

Também foi observado um aumento geral do  $I_{\sigma}$ , quando o mesmo foi aplicado à chuva efetiva (Figura 4.7). O  $I_{\sigma}$  aumenta ao ser transformado em chuva efetiva, pois ao interagir com as características da superfície (uso e cobertura da terra, solos e declividade) uma maior variabilidade é inserida na chuva. As características da superfície introduzem variabilidade na chuva por meio da infiltração da água em áreas de CN com valores baixos. Fatores que podem contribuir para um aumento da variabilidade espaço-temporal, no caso da chuva efetiva, são a organização espacial do uso e cobertura da terra e a perda de conectividade hidrológica inserida pelo uso e cobertura da terra (FIENER; AUERSWALD; VAN OOST, 2011). Outro fator é a variabilidade espacial da

umidade do solo, que depende de propriedades físicas e da espessura do solo (MAEDA et al., 2006).

Figura 4.7 – Distribuição estatística do índice de variabilidade geral ( $I_\sigma$ ) para os eventos analisados.



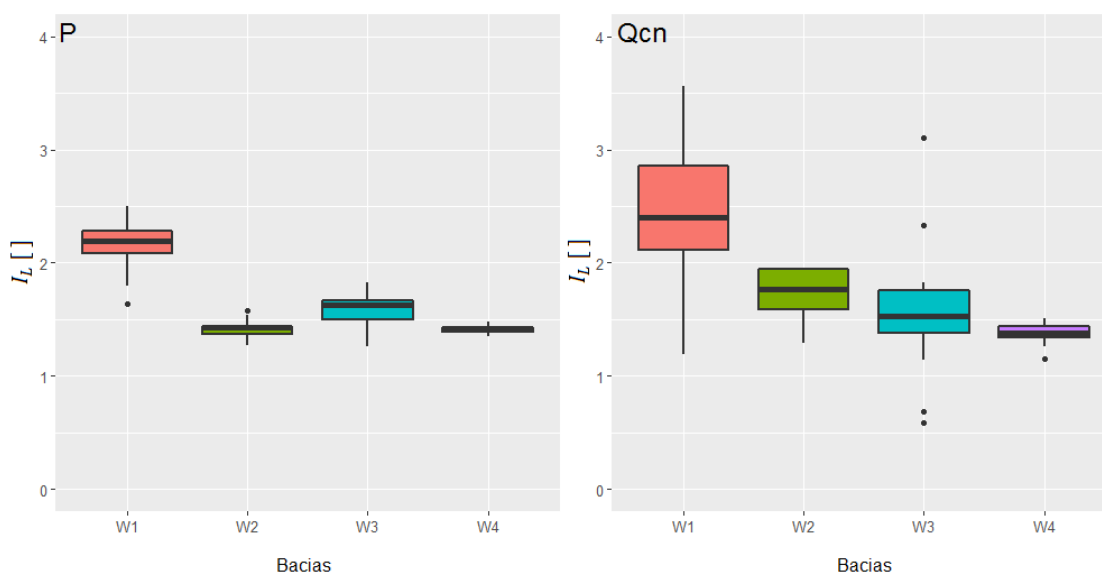
Fonte: Produção do autor.

Para o índice locacional ( $I_L$ ), exceto para a bacia W1, todas as bacias apresentaram índices para chuva em torno de 1,5 (Figura 4.8). Um  $I_L$  de 1,5 representa que o centro de massa da chuva está localizado um pouco acima do centroide da bacia hidrográfica (em direção à cabeceira). Entretanto, foi observado um aumento considerável do  $I_L$  ao ser aplicado para a chuva efetiva. Esse comportamento é semelhante ao que acontece com o  $I_\sigma$ , sendo que a organização do uso e cobertura da terra (FIENER; AUERSWALD; VAN OOST, 2011) e tipo de solo (MAEDA et al., 2006) fazem a mediana e a variação do  $I_L$  aumentar para todas as bacias. O aumento da mediana e da variação do  $I_L$  para chuva efetiva é particularmente maior na bacia W1, pois a mesma apresenta duas regiões com valores de CN altos, um na cabeceira (agricultura) e outro na região do exutório (urbanização). Como o  $I_L$  somente representa a localização da chuva efetiva, um aumento na variação do índice é



esperado, uma vez que quando a chuva for concentrada em uma dessas duas regiões o  $I_L$  será ou muito alto (cabeceira) ou muito baixo (exutório).

Figura 4.8 – Distribuição estatística do índice locacional ( $I_L$ ) para os eventos analisados.

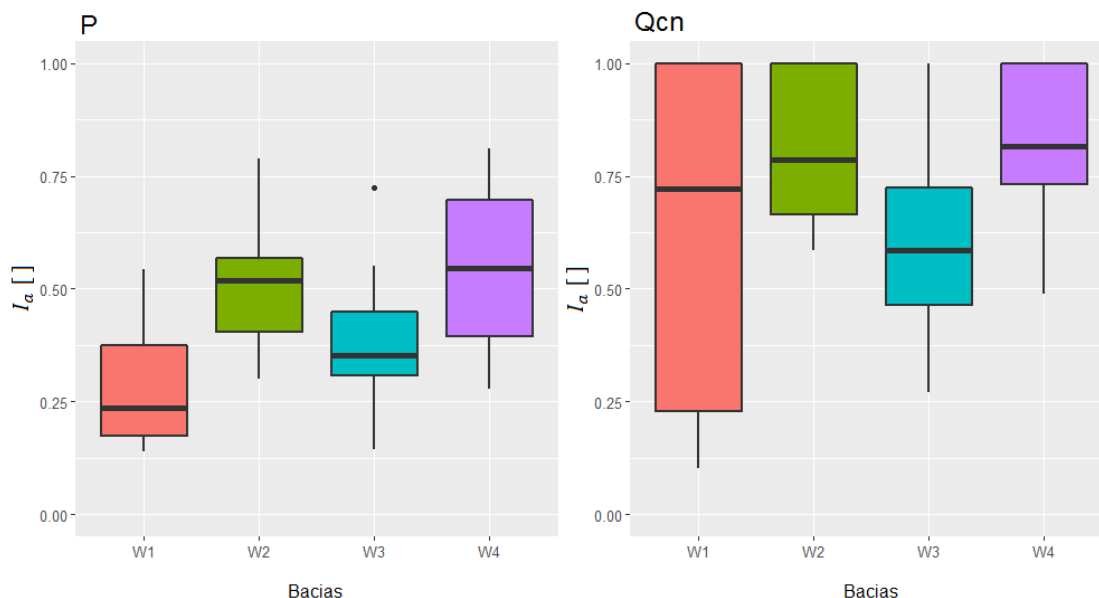


Fonte: Produção do autor.

O  $I_a$  foi maior para a bacia W4 seguido da bacia W2. Como o  $I_a$  apresenta uma relação inversa à magnitude do movimento da chuva dentro da bacia (Equação 3.15), as bacias mais alongadas W1 e W3 foram as que apresentaram a maior advecção (Figura 4.9). Isso também pode ser atribuído à orientação das bacias e a direção de propagação dos sistemas atmosféricos mais recorrentes na região, uma vez que isso pode aumentar a advecção em relação ao eixo de escoamento da bacia (VIGLIONE et al., 2010a; EMMANUEL et al., 2015). Ao ser aplicado para a chuva efetiva, o  $I_a$  apresentou um padrão de aumento geral, comportamento semelhante ao dos outros índices. Esse comportamento depende muito da influência que a organização espacial da combinação das variáveis de uso e cobertura da terra, tipo de solo e declividade impõe na geração da CN. Vale ressaltar que para as bacias W1, W2, W3 e W4, o limite máximo dos valores é 1, pois quando a chuva efetiva é gerada para apenas um

passo de tempo dentro de um evento, ela é considerada imóvel, e o valor do  $I_a$  é igual a 1.

Figura 4.9 – Distribuição estatística do índice de advecção ( $I_a$ ) para os eventos analisados.

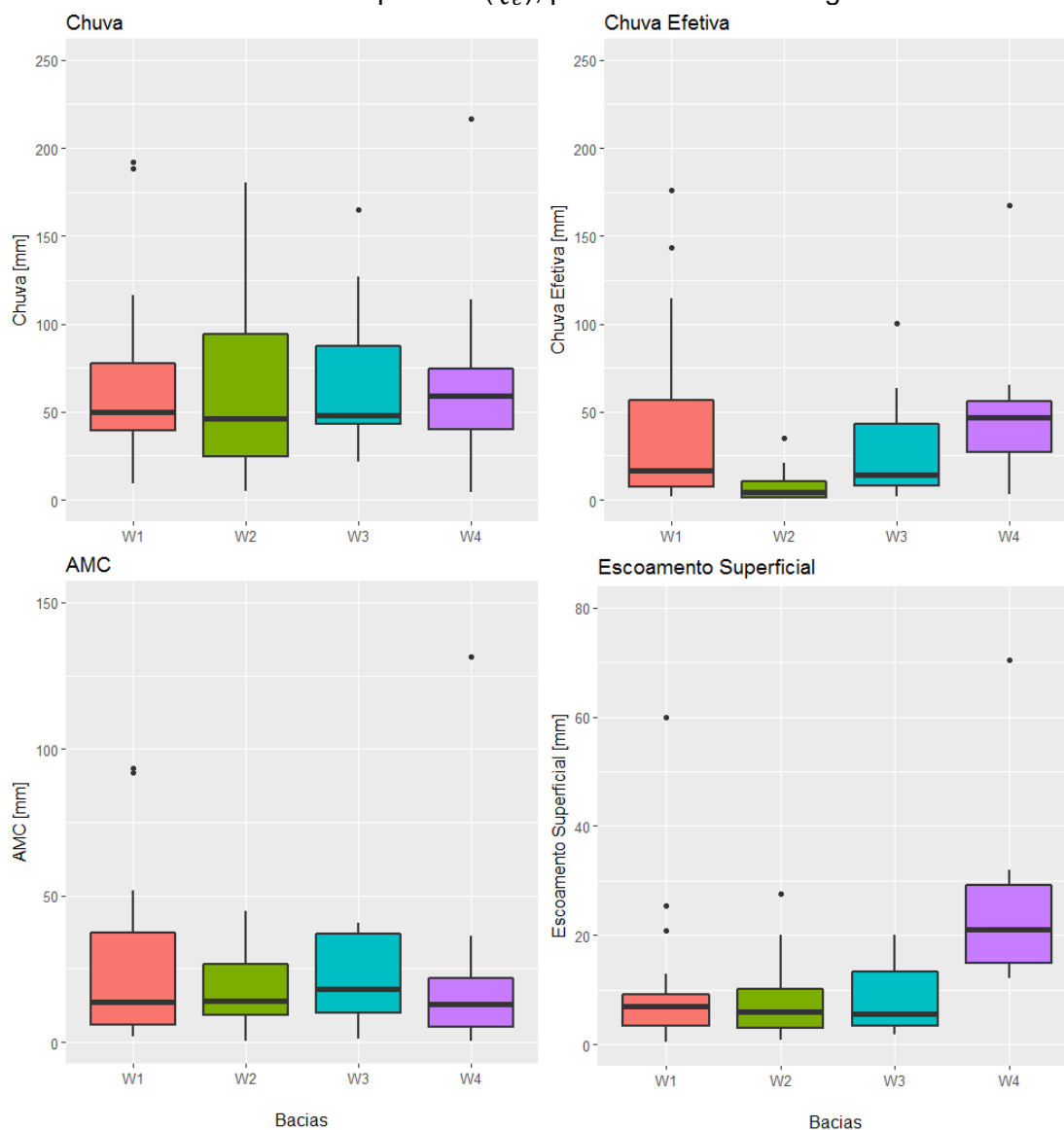


Fonte: Produção do autor.

A chuva acumulada para cada evento apresentou uma distribuição estatística semelhante para todas as bacias (Figura 4.10). Após a modelagem da chuva efetiva, foi possível observar uma diminuição expressiva em todas as bacias, devido às perdas iniciais e por infiltração que são intrínsecas ao processo de modelagem. A bacia W2 além da diminuição da mediana, também apresentou uma diminuição drástica na variação. Por outro lado, a bacia W4 apresentou pouca mudança, representada pela diminuição de sua variação. As distribuições do escoamento superficial se assemelham bastante à da chuva efetiva, porém com magnitudes diferenciadas. Vale ressaltar, que ambos os valores das medianas da chuva efetiva e do escoamento superficial são altos para a bacia W4. Entretanto, uma comparação direta dessas duas variáveis não é possível, pois a chuva efetiva ainda não experimentou as perdas pelo processo de propagação pelas vertentes e canais fluviais, assim, seus valores

são maiores do que para o escoamento superficial. Por fim, a distribuição do *AMC* não apresentou diferenças significativas entre as bacias, com uma mediana em torno de 25 mm.

Figura 4.10 – Distribuições estatísticas da chuva ( $P$ ), chuva efetiva ( $Q_{cn}$ ), *AMC* e escoamento superficial ( $Q_e$ ), para cada bacia hidrográfica.



Fonte: Produção do autor.

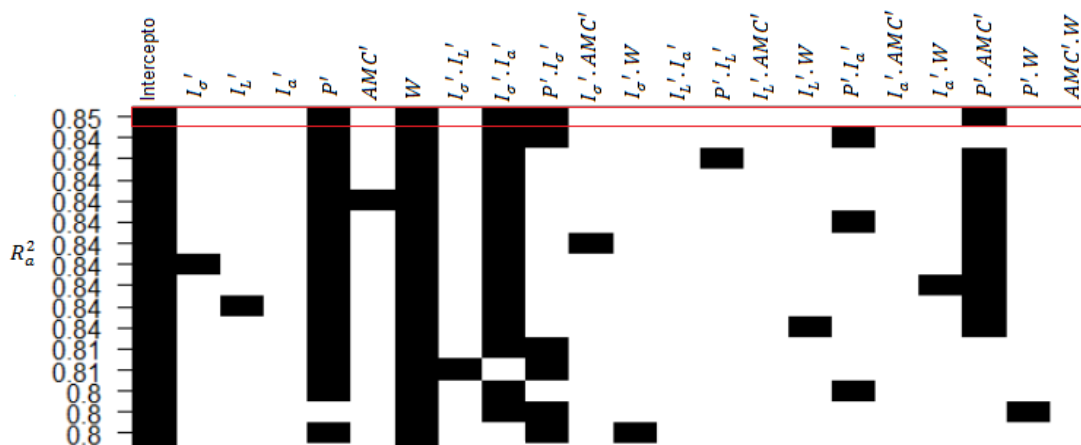
#### 4.5. Análise de Regressão Linear Múltipla

O melhor modelo (maior  $R_a^2$ ) foi definido com base na busca exaustiva. Após o algoritmo de busca exaustiva apresentar os modelos com maiores  $R_a^2$ , ainda analisou-se se todas as variáveis dos modelos foram significativas ( $p - valor < 0,05$ ) e apresentaram um significado físico, baseado em processos hidrológicos. Modelos muito complexos (com muitas variáveis) também foram desprezados, visto que foi definido um número máximo de cinco variáveis independentes para a busca exaustiva. Esse limite foi baseado em recomendações feitas por Kutner et al. (2005), segundo as quais é necessário, para cada variável independente, de 6 a 10 observações.

##### 4.5.1. Chuva

A Figura 4.11 apresenta o resultado da seleção dos modelos com no máximo 5 variáveis independentes que apresentaram  $R_a^2 \geq 0,80$ . Note que as variáveis  $P$  e  $W$  estão presentes nos principais modelos. Também as interações  $P'.I_\sigma'$ ,  $P'.AMC'$  e  $I_\sigma'.I_a'$  parecem ser bastante importantes.

Figura 4.11 – Resultados da busca exaustiva apresentando os modelos com  $R_a^2 \geq 0,80$  para o modelo da chuva. A caixa em vermelho representa o modelo selecionado.



Fonte: Produção do autor.

O melhor modelo para as análises baseadas nas estimativas de chuva do GPM/IMERG foi:

$$\hat{Q}_e = 23,590 + 0,112P' - 15,550W + 6,023 \cdot 10^{-3}P' \cdot I_\sigma' + 1,751 \cdot 10^{-3}P' \cdot AMC' + 5,148I_\sigma' \cdot I_\alpha' \quad (4.1)$$

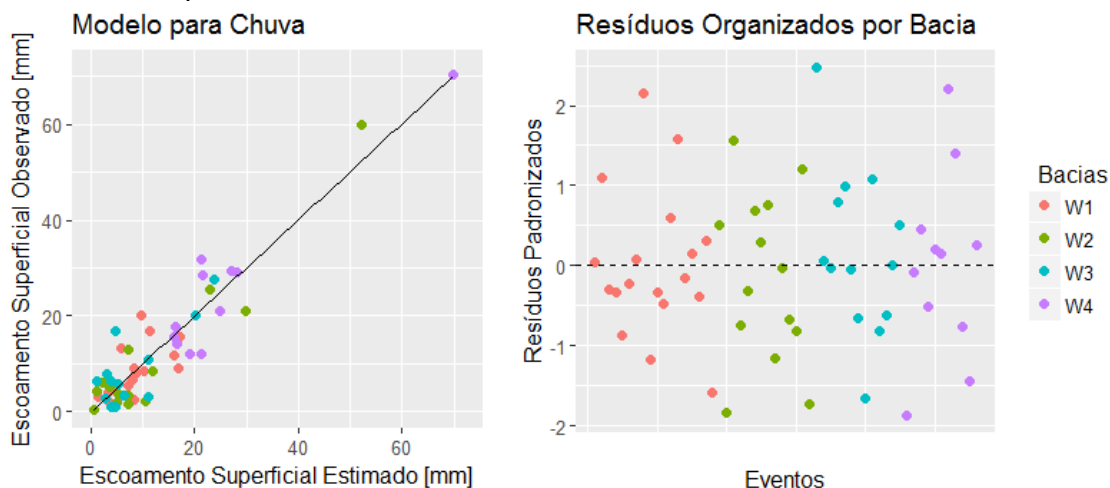
O modelo apresentou um  $R^2$  de 0,87 e um  $R_\alpha^2$  de 0,85. O modelo também está de acordo com as prerrogativas da análise de regressão múltipla de que os resíduos devem ser normalmente distribuídos e ter variância constante (Tabela 4.8). Pelas Figuras 4.12 e 4.13, é possível comprovar o bom desempenho deste modelo. A validação por *bootstrap* mostrou que o desempenho do modelo se mostrou constante mesmo após a exclusão de eventos específicos.

Tabela 4.8 – Resumo das estatísticas de diagnóstico do modelo chuva.

|  |   |   |
|--|---|---|
| Estadística F = 64,68<br>( <i>p</i> – valor = 2,2. 10 <sup>-16</sup> ) | <i>Shapiro-Wilk</i> : <i>W</i> = 0,9796<br>( <i>p</i> – valor = 0,4588) | <i>Breusch-Pagan</i> : $\chi_{BP}^2 = 5,0226$<br>( <i>p</i> – valor = 0,4126) |
|--|---|---|

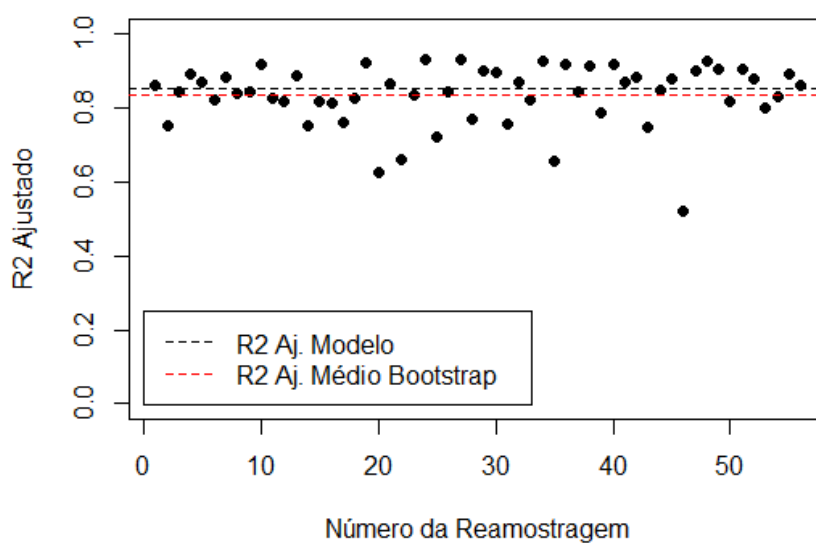
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.12 – Gráfico de dispersão (esquerda) e dos resíduos padronizados (direita) para o modelo chuva.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.13 – Validação por *bootstrap* do modelo chuva.



Fonte: Produção do autor.

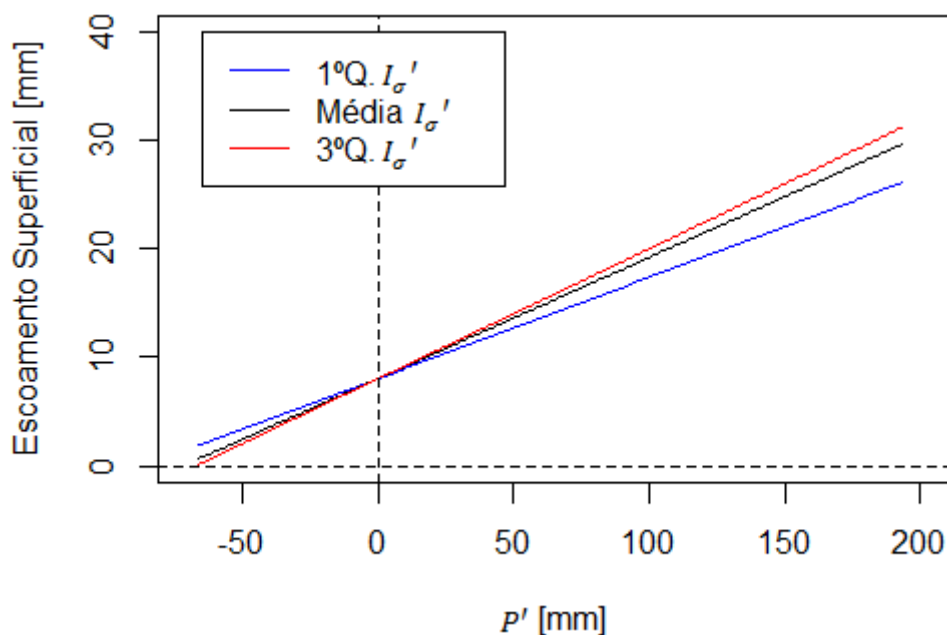
O intercepto para um modelo centrado na média representa o escoamento superficial de um evento quando todas as variáveis encontram-se em seus valores médios. De acordo com a Equação 4.1, a bacia W4 ( $W = 0$ ) apresenta o intercepto de 23,59 mm enquanto as demais apresentam o intercepto de 8,04 mm ( $W = 1$ ). A bacia W4, a menor dentre as bacias analisadas, apresentou um maior intercepto, pois se trata de uma bacia de cabeceira com vertentes íngremes, o que pode ser traduzido em uma maior produção de escoamento superficial. A bacia W4 também apresenta vales aplainados com baixas taxa de infiltração (Figura 4.3), o que facilita a geração de escoamento pelo mecanismo por excesso de saturação (BEVEN, 2012). Assim, é esperado, de modo geral, que a bacia W4 apresente uma maior geração de escoamento superficial (Figura 4.10), considerando que os mesmos padrões e intensidade de chuva são observados para todas as bacias.

Comumente a importância de cada variável independente no modelo selecionado é avaliada por meio do respectivo coeficiente de regressão. No entanto, em modelos centrados na média esta análise torna-se bastante

complexa. Por exemplo, considerando-se que ocorra uma chuva 10 mm acima da média ( $P' = 10 \text{ mm}$ ) e que as demais variáveis permaneçam na média ( $I'_\sigma = 0$ ,  $I'_a = 0$  e  $AMC' = 0$ ), então espera-se que o escoamento superficial ( $Q_e$ ) aumente 1,12 mm. No entanto, esta contribuição poderá ser bastante diferente caso os valores de  $I_\sigma$ ,  $I_a$  e  $AMC$  se distanciem muito da média. Isso acontece devido às interações que estas variáveis têm com a chuva.

A interação  $P'.I'_\sigma$  mostrou que o índice de variabilidade geral interage com a chuva para aumentar o escoamento superficial (Figura 4.14). Observe que em todos os casos ( $I'_\sigma$  1º quartil, médio e 3º quartil), a resposta de  $P'$  sobre  $Q_e$  é positiva, ou seja, o  $I'_\sigma$  potencializa o efeito de  $P'$ . Zoccatelli et al. (2015) também encontraram que a resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica tende a ser governada pela organização espacial da chuva. Além disso, Emmanuel et al. (2015) mostraram, em um experimento sintético, que a variabilidade espacial da chuva pode aumentar a cota limnimétrica, o que pode ser observado pelo coeficiente de regressão de  $P'.I'_\sigma$  positivo neste estudo. No mesmo sentido, Viglione et al. (2010a) mostraram que uma estimativa de chuva variável no espaço e no tempo apresenta os maiores picos de escoamento superficial, quando comparada a chuvas uniformes ou que se deslocam no espaço. Em outro estudo, Viglione et al. (2010b) evidenciaram que a variabilidade espaço-temporal da chuva tem um papel importante na geração e propagação de escoamento.

Figura 4.14 – Efeito do  $I_{\sigma}'$  em  $P'$ , considerando  $I_{\alpha}'$  e  $AMC'$  médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do  $I_{\sigma}'$ .



Fonte: Produção do autor.

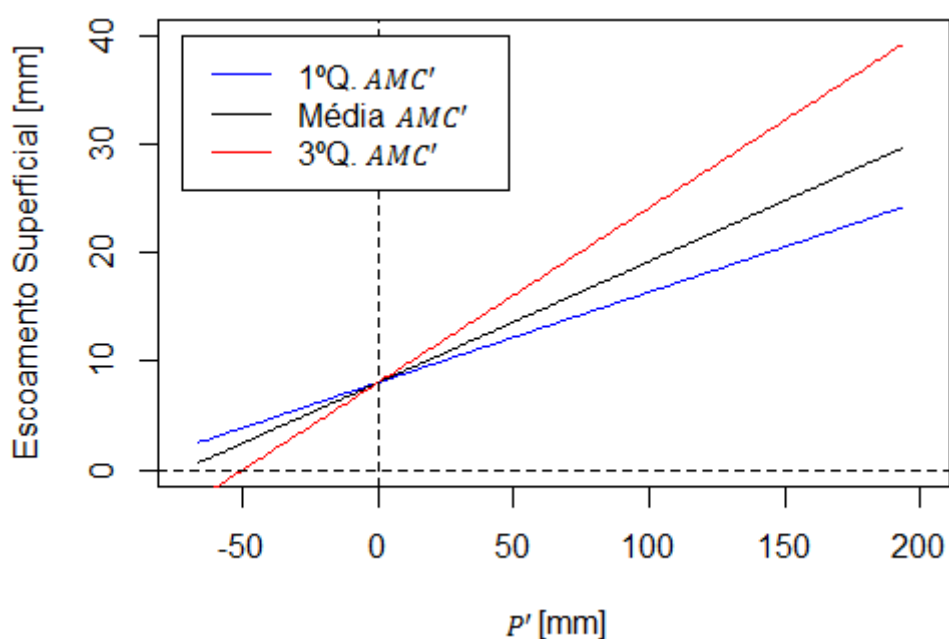
Ainda sobre a interação  $P'.I_{\sigma}'$ , Nicótina et al. (2008) e Nikolopoulos et al. (2011) alegaram que a variabilidade espaço-temporal da chuva somente influencia o escoamento superficial de bacias grandes, maiores que 1.000 km<sup>2</sup>, enquanto neste estudo identificou-se que este processo acontece em uma bacia pequena, W4 com 646 km<sup>2</sup>. No mesmo sentido, Zoccatelli et al. (2015) demonstraram que na verdade a influência que a variabilidade espaço temporal da chuva exerce no escoamento superficial independe da área da bacia hidrográfica.

A Equação 4.1 também indica pelo coeficiente de regressão positivo ( $1,751 \cdot 10^{-3}$ ) para a interação  $P'.AMC'$  que a condição de umidade antecedente da bacia intensificou o efeito da chuva no escoamento superficial. Este processo é amplamente conhecido pela literatura em hidrologia. Na Figura 4.15, é possível observar que, de modo geral, um aumento do  $AMC$  implica em um aumento do escoamento superficial. Vale lembrar que o método de determinação do  $AMC$  pode produzir resultados arbitrários. Por exemplo, pode não ter chovido muito



nos últimos cinco dias, porém choveu muito no sexto dia que antecede o evento. Isso é computado como um  $AMC$  baixo, podendo introduzir incertezas no modelo relativo a esta variável. Trambly et al. (2010) constataram que este método de determinação do  $AMC$  é uma forma indireta (*proxy*) de medir a umidade do solo e pode não representar adequadamente o conteúdo de água no solo para alguns eventos em particular.

Figura 4.15 – Efeito do  $AMC'$  em  $P'$ , considerando  $I_{\sigma}'$  e  $I_a'$  médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil de  $AMC'$ .

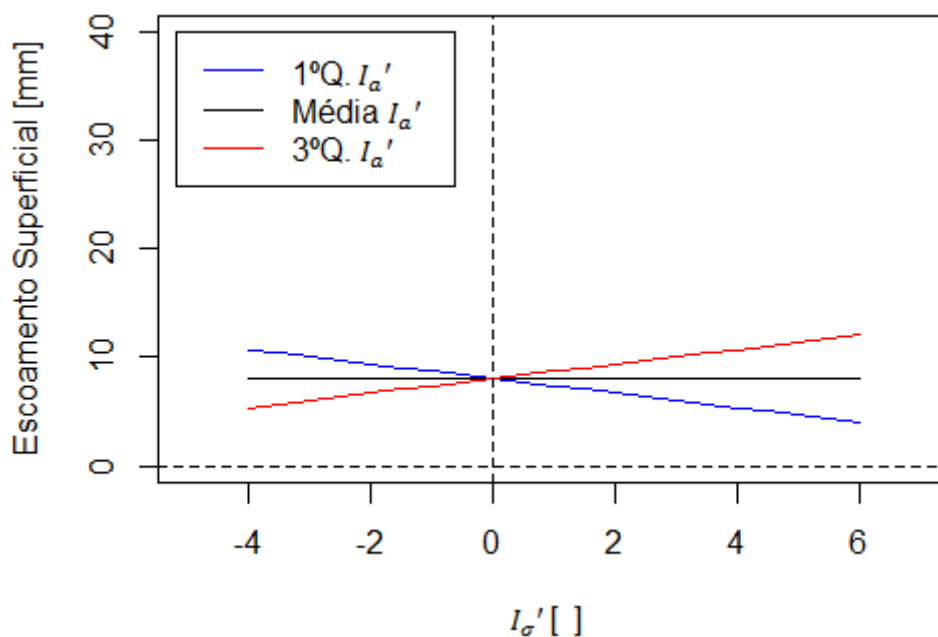


Fonte: Produção do autor.

O termo de interação  $I_{\sigma}' \cdot I_a'$  é ilustrado na Figura 4.16. O coeficiente de regressão para esta interação foi de 5,147 (Equação 4.1). Esta interação demonstra que o efeito de advecção na variabilidade espaço-temporal da chuva depende da direção de advecção do sistema atmosférico. Na Figura 4.12, é possível observar que um maior escoamento superficial ocorreu em chuvas com menor advecção ( $I_a'$  alto), porém, quando o  $I_a$  é menor que sua média, a interação apresenta um sentido inverso, ameniza a produção de escoamento superficial. Esse pode ser o caso em que a chuva se deslocou na mesma direção da onda cheia. Viglione et al. (2010a) demonstraram que uma

chuva que se desloca da cabeceira para o exutório pode produzir um pico maior de escoamento superficial em um menor tempo de pico. Posteriormente, Viglione et al. (2010b) constataram que uma advecção na mesma velocidade da onda de cheia da bacia hidrográfica pode aumentar ainda mais o pico de escoamento superficial. Considerando a recorrência dos sistemas de frente fria na região e de sua direção de propagação ser a mesma da orientação da bacia W1, foi possível inferir que um escoamento superficial alto para um  $I_a$  baixo foi produto de uma chuva variável que se deslocou no sentido jusante da bacia W1.

Figura 4.16 – Efeito do  $I_a'$  em  $I_{\sigma}'$ , considerando  $P'$  e  $AMC'$  médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do  $I_a'$ .



Fonte: Produção do autor.

Já os maiores valores de escoamento superficial aconteceram para um  $I_a'$  alto, uma vez que os sistemas convectivos locais (concentrados no espaço) são os que produzem os maiores acumulados de chuva, e por consequência de escoamento superficial. Isso acontece, pois quando a chuva se desloca, ela produz menos chuva efetiva na sua trajetória, do que se estivesse estacionária,

visto que uma maior saturação do solo induziria uma maior produção de chuva efetiva. Isso também foi constatado por Viglione et al. (2010a).

#### 4.5.2. Chuva Efetiva

Os resultados do modelo para chuva efetiva não se mostraram tão promissores quanto para chuva. Na verdade, não foi possível observar nenhuma melhora entre o modelo para chuva e o modelo para chuva efetiva, uma vez que o modelo apresentou um  $R_a^2$  de 0,75, valor bem inferior ao do modelo selecionado para chuva ( $R_a^2$  de 0,85). Além disso, muitos modelos selecionados pela busca exaustiva apresentaram coeficientes de regressão não significativos (valor-p > 0,05). A Figura 4.17 apresenta o resultado da seleção dos modelos cujos coeficientes de regressão são simultaneamente significativos e com  $R_a^2 \geq 0,70$ . É possível notar que a variável  $Qcn'$  e as interações  $AMC'.I_\sigma'$ ,  $AMC'.I_L'$ ,  $AMC'.I_a'$  aparecem muitas vezes nos modelos apresentados. A variável indicadora ( $W$ ) parece também ser importante no modelo, aparecendo isoladamente ou interagindo com o  $I_\sigma'$  ou  $Qcn'$ .

Figura 4.17 – Resultados da busca exaustiva apresentando os modelos com  $R_a^2 \geq 0,70$  para o modelo da chuva efetiva. As linhas em vermelho representam modelos que não apresentaram a variância dos resíduos constante ( $X_{BP}^2$  com valor-p < 0,05). A caixa em vermelho representa o modelo selecionado.

| R <sup>2</sup> Ajustado | Intercepto | $I_\sigma'$ | $I_L'$ | $I_a'$ | $Qcn'$ | $AMC'$ | $W$   | $I_\sigma'.I_L'$ | $I_\sigma'.I_a'$ | $Qcn'.I_\sigma'$ | $I_\sigma'.AMC'$ | $I_\sigma'.W$ | $I_L'.I_a'$ | $Qcn'.I_L'$ | $I_L'.AMC'$ | $I_L'.W$ | $Qcn'.I_a'$ | $I_a'.AMC'$ | $I_a'.W$ | $Qcn'.AMC'$ | $Qcn'.W$ | $AMC'.W$ |  |
|-------------------------|------------|-------------|--------|--------|--------|--------|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|---------------|-------------|-------------|-------------|----------|-------------|-------------|----------|-------------|----------|----------|--|
| 0,77                    | 11,97      |             |        |        | 0,21   |        |       | -0,89            |                  |                  | -0,03            |               |             |             | 0,32        |          |             | -0,57       |          |             |          |          |  |
| 0,76                    | 10,44      | 1,46        |        |        | 0,21   |        |       |                  |                  |                  | -0,03            | -1,78         |             |             |             |          |             | -0,70       |          |             |          |          |  |
| 0,75                    | 10,73      |             |        |        | 0,33   |        |       |                  |                  |                  | -0,03            |               |             |             | 0,30        |          |             | -0,68       |          |             |          | -0,17    |  |
| 0,75                    | 17,55      |             |        |        | 0,19   |        | -7,54 |                  |                  |                  | -0,03            |               |             |             | 0,31        |          |             | -0,72       |          |             |          |          |  |
| 0,73                    | 11,04      |             |        |        | 0,23   |        |       |                  |                  |                  | -0,04            | -0,43         |             |             | 0,32        |          |             | -0,76       |          |             |          |          |  |
| 0,73                    | *          |             |        |        | *      |        |       | *                |                  |                  | *                |               |             |             | *           |          |             |             |          |             |          |          |  |
| 0,73                    | *          |             |        |        | *      |        | *     | *                |                  |                  | *                |               |             |             | *           |          |             |             |          |             |          |          |  |
| 0,71                    | 11,31      |             |        |        | 0,21   |        |       |                  |                  |                  | -0,04            |               |             |             | 0,31        |          |             | -0,68       |          |             |          |          |  |
| 0,71                    | *          |             |        |        | *      |        |       | *                |                  |                  |                  |               |             |             |             | *        |             |             | *        |             |          |          |  |
| 0,70                    | *          |             |        |        | *      |        |       | *                |                  |                  |                  |               |             |             |             |          |             |             |          |             | *        |          |  |

Fonte: Produção do autor.

Por meio da análise de aspectos relacionados à representividade do modelo, decidiu-se escolher o seguinte modelo para representar a variação do escoamento superficial para chuva efetiva:

$$\hat{Q}_e = 10,7327 + 0,3356Q'_{cn} - 0,1694Q'_{cn} \cdot W - 0,0302AMC' \cdot I_{\sigma}' \quad (4.2) \\ + 0,2965AMC' \cdot I_L' - 0,6785AMC' \cdot I_{\alpha}'$$

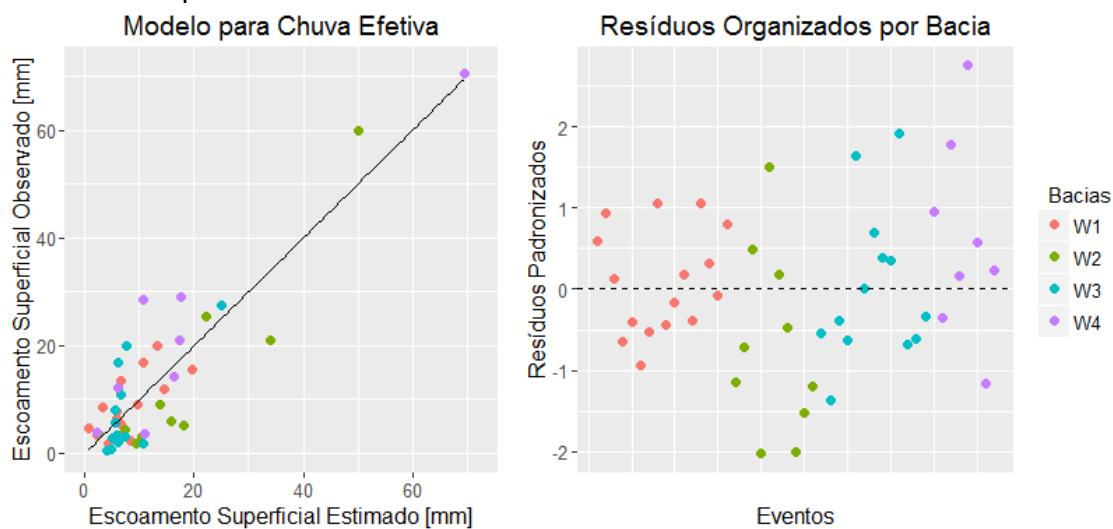
Pela Equação 4.2 é possível observar que o papel da variabilidade espaço-temporal para o modelo da chuva efetiva relaciona-se diretamente ao  $AMC'$ . Isso indica que, para a chuva efetiva, a variabilidade espaço-temporal só apresenta influência no efeito que o  $AMC$  exerce no escoamento superficial. O modelo apresentou um  $R^2$  de 0,78 e um  $R_a^2$  de 0,75. Este modelo também está de acordo com as prerrogativas da análise de regressão múltipla de que os resíduos devem ser normalmente distribuídos e ter variância constante (Tabela 4.9). É importante notar também que o valor negativo do coeficiente de regressão da interação  $Q'_{cn} \cdot W$  indica que a resposta da chuva efetiva no escoamento superficial é menor para bacias maiores ( $W = 1$ ). A diminuição do desempenho do modelo para chuva efetiva em relação ao modelo de chuva pode ser constatado pela maior dispersão dos pontos em torno da linha de tendência e pela distribuição não uniforme dos resíduos padronizados (Figura 4.18). A Figura 4.19 também mostra que o desempenho do modelo varia consideravelmente ao se excluir eventos específicos, por meio da validação *bootstrap*.

Tabela 4.9 – Resumo das estatísticas de diagnóstico do modelo chuva efetiva.

|  |  |  |
|--|--|--|
| Estatística F = 29,05<br>( $p - valor = 1,79 \cdot 10^{-12}$ ) | <i>Shapiro-Wilk</i> : $W = 0,9837$<br>( $p - valor = 0,7492$ ) | <i>Breusch-Pagan</i> : $X_{BP}^2 = 6,2726$<br>( $p - valor = 0,2806$ ) |
|--|--|--|

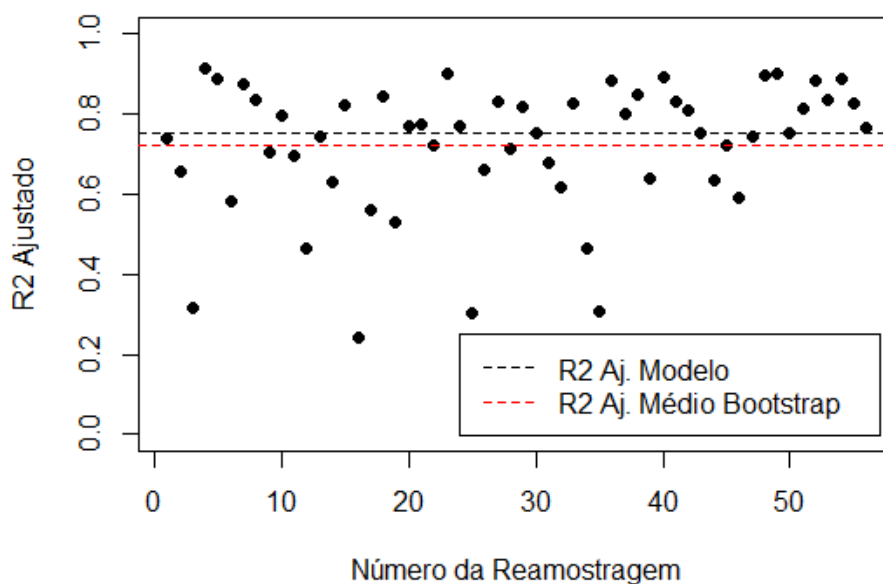
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.18 – Gráfico de dispersão (esquerda) e dos resíduos padronizados (direita) para o modelo chuva efetiva.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.19 – Validação *bootstrap* do modelo chuva efetiva.



Fonte: Produção do autor.

O desempenho inferior do modelo para chuva efetiva pode ser explicado por resultados semelhantes encontrados por Chen et al. (2015), que observaram que mesmo que a chuva efetiva apresente uma variabilidade maior que a

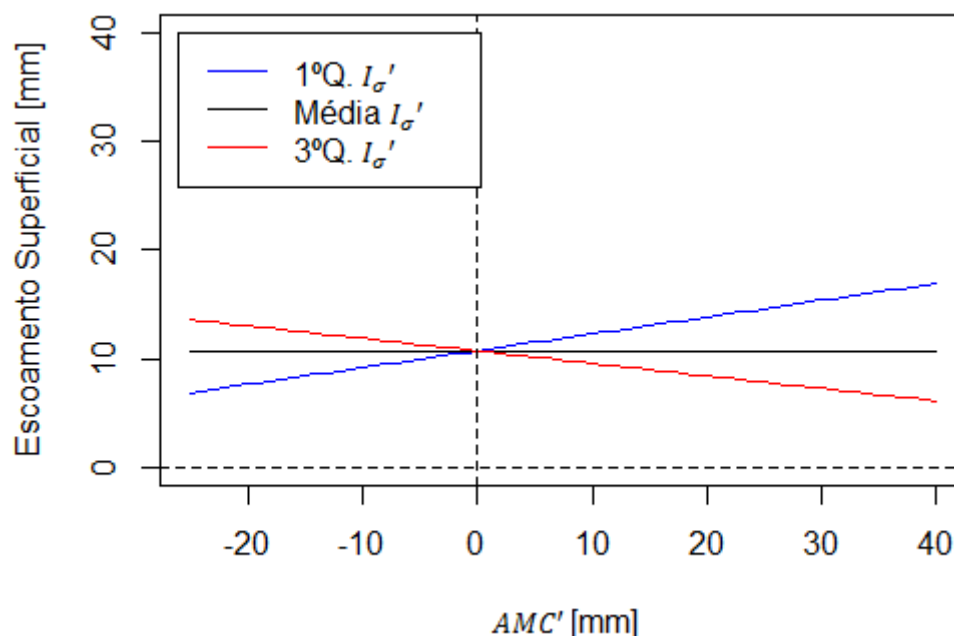
chuva, os mecanismos de propagação da chuva efetiva pelas vertentes e nos canais fluviais, tendem a suavizar a resposta de uma bacia. Assim, não importa qual for a variabilidade da chuva efetiva para uma bacia, o hidrograma resultante sempre terá a mesma forma, porém com magnitudes diferenciadas que dependem do volume total de chuva efetiva produzido em um evento. Corradini e Singh (1985) também constataram que o escoamento superficial é insensível à variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva, devido ao processo de suavização imposto pelos mecanismos de propagação. Além disso, como o uso e cobertura da terra (FIENER; AUERSWALD; VAN OOST, 2011) e o tipo de solo (MAEDA, 2006) são organizados espacialmente de maneira diferenciada em cada bacia hidrográfica, estabelecer uma relação estatística para a chuva efetiva torna-se um processo mais complexo, ou dependente de características locais.

A compreensão do significado físico das interações presentes no modelo selecionado torna-se bastante limitada devido à escassez de referências que discutam este tema. Além disso, a representação das interações, como apresentada na discussão do modelo para chuva, pode não ser muito realista pela falta de representatividade dos eventos analisados e por limitações da estimativa de chuva efetiva. Por simplificação, todas as interações serão discutidas considerando-se um  $Q_{cn}$  médio.

Para a interação  $AMC' \cdot I_{\sigma}'$ , a Figura 4.20 mostra que a reta produzida para o 3º quartil do  $I_{\sigma}'$  pode não ser válida, pois a maioria dos valores de  $AMC'$  ocorre para valores negativos de  $I_{\sigma}'$ , ou seja,  $I_{\sigma}$  abaixo da média. Assim, para valores baixos de  $I_{\sigma}'$ , ou seja, para uma chuva efetiva uniforme no espaço e tempo, o  $AMC'$  aumenta o escoamento superficial. Fiener, Auerswald e Van Oost (2011) constataram que quando o uso e cobertura da terra forma fragmentos desconectados, alternando regiões de menor e maior infiltração, o escoamento superficial é reduzido substancialmente. Assim, faz sentido que valores baixos de  $I_{\sigma}'$  aumentem o escoamento superficial no caso da chuva efetiva, uma vez que se o  $AMC'$  é alto e o  $I_{\sigma}'$  é baixo, a bacia apresenta uma maior

conectividade hidrológica, o que favorece a propagação da chuva efetiva pelas vertentes com uma menor perda por infiltração.

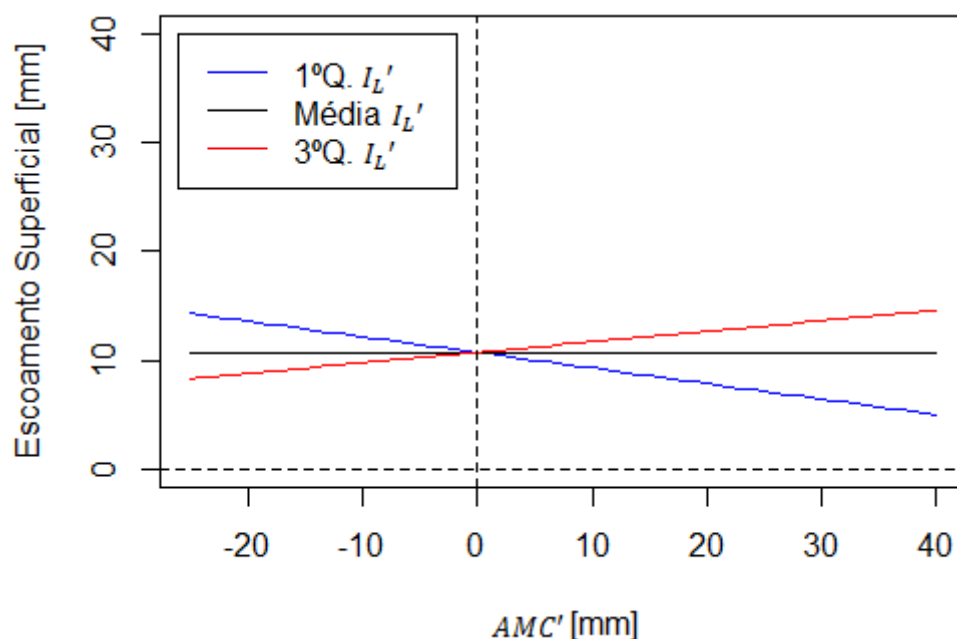
Figura 4.20 – Efeito do  $I_{\sigma}'$  em  $AMC'$ , considerando  $Q_{cn}'$ ,  $I_L'$  e  $I_a'$  médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do  $I_{\sigma}'$ .



Fonte: Produção do autor.

Já para a interação  $AMC'.I_L'$ , foram observados poucos valores baixos de  $I_L'$ , assim só serão discutidos valores acima da média ( $I_L'$  positivos) (Figura 4.21), ou seja, quando existe uma maior produção de chuva efetiva na cabeceira da bacia. A reta para o 3º quartil evidencia que um maior  $I_L'$  aumenta o efeito que o  $AMC'$  exerce no escoamento superficial. Um  $I_L'$  maior implica que a chuva efetiva percorrerá um maior caminho até chegar ao exutório da bacia hidrográfica, e assim, se o solo da bacia estiver mais úmido, uma menor perda por infiltração ocorrerá e o escoamento superficial será consequentemente maior. Gamage, Hewa e Beecham (2015) demonstraram que a umidade antecedente do solo tem um papel importante na quantificação das perdas por infiltração.

Figura 4.21 – Efeito do  $I_L'$  em  $AMC'$ , considerando  $Q_{cn}'$ ,  $I_\sigma'$  e  $I_a'$  médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do  $I_L'$ .

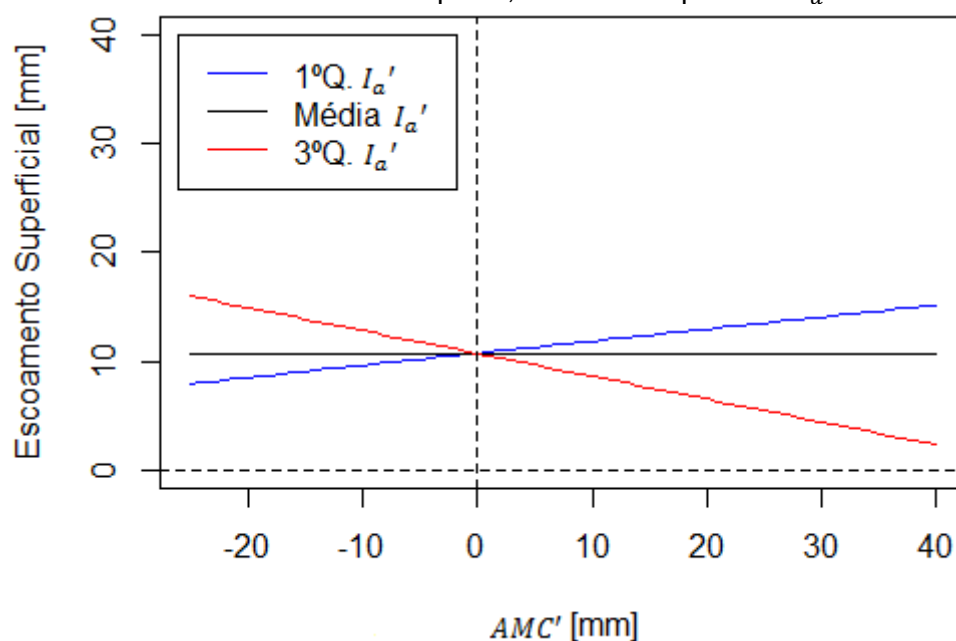


Fonte: Produção do autor.

Por fim, para a interação  $AMC'.I_a'$ , são observados poucos valores baixos de  $I_a'$ , ou seja, valores que representam que a produção de chuva efetiva se deslocou pela bacia para um dado evento (Figura 4.22). Assim, ao interpretar a reta para o 3º quartil do  $I_a'$  é possível observar que o  $AMC'$  perde sua importância quando a chuva efetiva é produzida em uma única localização, uma vez que se a produção de chuva efetiva não se desloca, o solo tende a se saturar com mais facilidade e o teor de umidade antecedente não serve mais para explicar um aumento do escoamento superficial. Esses são os casos onde a chuva efetiva é produzida por excesso de infiltração (HORTON, 1933).



Figura 4.22 – Efeito do  $I_a'$  em  $AMC'$ , considerando  $Q_{cn}'$ ,  $I_{\sigma}'$  e  $I_L'$  médios. Foram utilizados valores do 1º quartil, média e 3º quartil do  $I_a'$ .



Fonte: Produção do autor.

De modo geral, esperava-se que o modelo para chuva efetiva apresentasse um melhor desempenho que o modelo para chuva. Entretanto, isto não aconteceu neste trabalho. Esse resultado pode ser atribuído ao processo de modelagem da chuva efetiva utilizado. Neste trabalho, buscou-se um modelo genérico com potencial de ser aplicado a um maior número de bacias. Dessa forma, o parâmetro  $\lambda$  não foi calibrado e um valor arbitrário de 0,2 foi adotado, por ser um valor amplamente utilizado pela literatura (BEVEN, 2012). Além disso, os valores tabelados da CN também não foram calibrados o que pode adicionar ainda mais incerteza na estimativa da chuva efetiva. Outro fator de incerteza é o processo de reamostragem do  $S_{max}$  para o tamanho da célula do GPM/IMERG. 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 os 5 km do tamanho da célula do GPM/IMERG.



## 5. CONCLUSÕES

Neste estudo, a influência da variabilidade espaço-temporal da chuva escoamento superficial foi avaliada com base em estimativas de chuva do GPM/IMERG, para quatro bacias no estado de Santa Catarina. Para atingir este objetivo, índices de variabilidade espaço-temporal ( $I_\sigma$ ,  $I_L$  e  $I_a$ ) foram computados para a chuva e chuva efetiva. Posteriormente, buscaram-se dois modelos de regressão múltipla que explicassem o escoamento superficial por meio da relação estatística com a chuva e a chuva efetiva.

O processo de validação do produto GPM/IMERG mostrou que suas estimativas de chuva apresentam acurácia suficiente para estudos de eventos de chuva de grande magnitude. O *bias* positivo indica que o GPM/IMERG superestima a chuva para a área de estudo. Ainda foi constatado que o comportamento de superestimação do GPM/IMERG é potencializado em áreas de relevo acidentado.

A análise exploratória dos índices de variabilidade espaço-temporal mostrou que, de modo geral, a chuva ao interagir com características de superfície, e ser transformada em chuva efetiva, aumenta sua variabilidade espaço-temporal. O  $I_\sigma$  foi maior para uma bacia de forma alongada (W1). O  $I_L$  obteve valores acima de 1, com exceção de dois eventos, o que indica que os eventos de chuva e chuva efetiva foram concentrados mais próximos às cabeceiras das bacias hidrográficas estudadas. Já o  $I_a$  foi menor para as bacias mais alongadas (W1 e W3), semelhante ao que foi constatado pelo  $I_\sigma$ , uma vez que o  $I_a$  tem uma relação inversa com a advecção dentro da bacia considerada.

O modelo de regressão múltipla evidenciou que a variabilidade espaço-temporal da chuva, juntamente com o acumulado de chuva ( $P$ ) e o  $AMC$ , explica 87 % ( $R_a^2 = 0,85$ ) da variação total do escoamento superficial. Entretanto, bacias pequenas de cabeceira, como a W4, podem apresentar um escoamento superficial maior. O efeito da variabilidade espaço-temporal da

chuva pode ser observado por meio das interações presentes no modelo. O  $I_{\sigma}$  potencializa o efeito do acumulado de chuva na produção de escoamento superficial. Já o  $I_{\alpha}$  demonstrou que chuvas com menor advecção produzem mais escoamento superficial. Por fim, como já era esperado, o  $AMC$  também potencializa o efeito que o acumulado de chuva exerce no escoamento superficial.

Por outro lado, o modelo de regressão múltipla para a chuva efetiva não apresentou resultados tão satisfatórios quanto para o modelo da chuva. Apesar de apresentar um  $R_{\alpha}^2$  (0,75) relativamente alto, o melhor modelo selecionado mostrou-se de difícil interpretação, com base nos processos hidrológicos. Entretanto, esse modelo evidenciou que a variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva influencia o escoamento superficial por meio da interação com o  $AMC$ . Alguns fatores de incerteza foram levantados em relação ao menor desempenho do modelo para chuva efetiva. O principal é de que a não calibração de parâmetros do modelo SCS-CN, como o  $\lambda$  e os valores tabelados da CN, pode ter produzido valores espúrios de chuva efetiva. De maneira secundária, acredita-se que o processo de reamostragem do  $S_{max}$  para o tamanho da célula do GPM/IMERG pode ter suavizado a variabilidade espacial inserida pelo tipo de solo e uso e cobertura da terra.

Com base nos resultados gerados neste estudo, pode-se concluir que o uso da variabilidade espaço-temporal da chuva efetiva não aumenta o poder de explicação de modelos de regressão múltipla que buscam estimar o escoamento superficial. Essa consideração é particularmente interessante para bacias com pouca instrumentação hidrometeorológica ou em aplicações práticas que não possuem ferramentas e pessoal qualificado para utilizar modelos hidrológicos complexos. Assim, apenas utilizando as estimativas de chuva do GPM/IMERG, que está disponível a todos, podem-se obter resultados que representam cerca de 90% da variação total do escoamento superficial.

Mesmo que os modelos tenham apresentado um bom desempenho, ainda há muito a ser aperfeiçoado. A principal sugestão para trabalhos futuros é a calibração adequada do parâmetro  $\lambda$  do modelo SCS-CN, sempre levando em conta que o  $\lambda$  varia de acordo com a resolução temporal adotada. Além disso, a calibração dos valores tabelados da CN também se torna importante para uma adaptação do modelo SCS-CN para climas subtropicais e tropicais. Para bacias pequenas, a resolução espacial, e talvez a temporal, das estimativas do GPM/IMERG pode não capturar de maneira adequada a variabilidade da chuva, uma vez que essas bacias serão representadas por apenas poucas células. Dessa forma, estudos de variabilidade intra-célula das estimativas de chuva do GPM/IMERG devem ser realizados. Por fim, com intuito de avaliar se essas conclusões são limitadas as resoluções espaço-temporais das estimativas de chuva utilizadas, sugere-se que uma análise semelhante seja realizada por meio de estimativas de chuva de radares meteorológicos.



## 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.

AIKEN, L. S.; WEST, S. G. **Multiple regression**: testing and interpreting interactions. Thousand Oaks, EUA: SAGE Publications Inc, 1991, 213 p.

AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS (ASCE). **Hydrology handbook**. 2 ed. New York, USA: ASCE, 1996. 784 p.

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, USA: Water Resources Publications, 1995. 1144 p.

ARTUR, L.; HILHORST, D. Floods, resettlement and land access and use in the lower Zambezi, Mozambique. **Land Use Policy**, v. 36, p. 361-368, 2014.

BAGNOLD, R. A. An approach to the sediment transport problem from general physics: physiographic and hydraulic studies of rivers. **Geological Survey Professional Papers**, v. 422, p. 11-137, 1966.

BAIG, M. A. H.; ZHANG, L.; SHUAI, T.; TONG, Q. Derivation of a tasselled cap transformation based on Landsat 8 at-satellite reflectance. **Remote Sensing Letters**, v. 5, n. 5, p. 423-431, 2014.

BARBAROSSA, V.; HUIJBREGTS, M. A. J.; HENDRIKS, A. J.; BEUSEN, A. H. W.; CLAVREUL, J.; KING, H.; SCHIPPER, A. M. Developing and testing a global-scale regression model to quantify mean annual streamflow. **Journal of Hydrology**, v. 544, p. 479-487, 2017.

BARSI, J. A.; MARKHAM, B. L.; PEDELTY, J. A. The operational land imager: spectral response and spectral uniformity. In: SPIE EARTH OBSERVING

SYSTEMS, 16., 2011, San Diego, EUA. **Anais...** San Diego: SPIE, 2011. p. 1-11.

BEVEN, K. J. **Rainfall-runoff modelling: the primer**. 2 ed. Lancaster, UK: John Wiley & Sons, 2012, 457 p.

BREUSCH, T. S.; PAGAN, A. R. A simple teste for heteroscedasticity and random coefficient variation. **Econometrica**, v. 47, n. 5, p. 1287-1294, 1979.

CHEN, B.; KRAJEWSKI, W. F.; ZHOU, X.; HELMERS, M. J. Organized variability of surface runoff response across neighboring hillslopes in Iowa. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 1-13, 2015.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. New York, USA: McGraw-Hill, 1988. 588 p.

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.

CRIST, E. P.; CICONE, R. C. A physically-based transformation of thematic mapper data – the tm tasseled cap. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. GE-22, n. 3, p. 256-263, 1984.

DAWDY, D. R.; BERGMANN, J. M. Effect of rainfall variability on streamflow simulation. **Water Resources Research**, v. 5, n. 5, p. 958-966, 1969.

DENG, Y.; WU, C.; LI, M.; CHEN, R. RNDISI: A ratio normalized difference soil index for remote sensing of urban/suburban environments. **International Journal Applied Earth Observation and Geoinformatics**, v. 39, p. 40-48, 2015.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, v. 6, n. 2, p. 478-490, 1970.



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 (EMBRAPA), 2004. **Boletim de pesquisa e desenvolvimento: solos do Estado de Santa Catarina**. Brasília: EMBRAPA, 2004. 671 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006. 306 p.

FARRAR, D. E.; GLAUBER, R. R. Multicollinearity in regression analysis: the problem revisited. **The Review of Economics and Statistics**, v. 49, n. 1, p. 92-107, 1967.

FIENER, P.; AUERSWALD, K.; VAN OOST, K. Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments – A review. **Earth-Science Reviews**, v. 106, p. 92-104, 2011.

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.

GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical south america: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2544-2559, 2000.

GONZALES, A. L.; NONNER, J.; HEJKERS, J.; UHLENBROOK, S. Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 2055-2068, 2009.

GRAY, D. M. Interrelationships of watershed characteristics. **Journal of Geophysical Research**, v. 66, n. 4, p. 1215-1223, 1964.

GUO, H.; HU, Q.; JIANG, T. Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake Basin, China. **Journal of Hydrology**, v. 355, p. 106-122, 2008.

GUO, H.; CHEN, S.; BAO, A.; BEHRANGI, A.; HONG, Y.; NDAYISABA, F.; HU, J.; STEPANIAN, P. M. Early assessment of Integrated Multi-satellite Retrievals for Global Precipitation Measurement over China. **Atmospheric Research**, v. 176-177, p. 121-133, 2016.

HADDAD, E. A.; TEIXEIRA, E. Economic impacts of natural disasters in megacities: The case of floods in São Paulo, Brazil. **Habitat International**, v. 45, p. 106-113, 2015.

HARAGUCHI, M.; LALL, U. Flood risks and impacts: A case study of Thailand's floods in 2011 and research questions for supply chain decision making. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, v. 14, p. 256-272, 2015.

HARROLD, T. W. The measurement of rainfall using radar. **Weather**, v. 21, p. 247-258, 1966.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. In: TRANSACTIONS OF THE AMERICAN GEOPHYSICAL UNION ANNUAL MEETING, 14., 1933, Washington, USA. **Proceedings...** Washington: National Research Council, 1933. p. 445-460.

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.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-

sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38-55, 2007.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. **Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation**. Greenbelt, USA: NASA, 2015. 48 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2014: Synthesis Report**. Geneva, CH: IPCC, 2014. 151 p.

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

JACCARD, J.; TURRISI, R. **Interaction effects in multiple regression**. 2. ed. Thousand Oaks, EUA: SAGE Publications Inc, 2003, 72 p.

JIANG, D.; ZHANG, H.; LI, R. Performance evaluation of TMPA version 7 estimates for precipitation and its extremes in Circum-Bohai-Sea region, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 126, p. 1-13, 2016.

KIM, K.; PARK, J.; BAIK, J.; CHOI, M. Evaluation of topographical and seasonal feature using GPM IMERG and TRMM 3B42 over Far-East Asia. **Atmospheric Research**, v. 187, p. 95-105, 2017.

KÖPPEN, W. Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. **Petermanns Geographische Mitteilungen**, Sept/Okto, p. 193-205, 1918.

KROLL, C. N.; SONG, P. Impact of multicollinearity on small sample hydrologic regression models. **Water Resources Research**, v. 49, p. 3756-3769, 2013.

KUTNER, M. H.; NACHTSHEIM, C. J.; NETER, J.; LI, W. **Applied linear statistical models**. 5. ed. Boston, EUA: McGraw-Hill, 2005, 1396 p.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco, EUA: W. H. Freeman and Company, 1964, 522p.

LI, L.; NGONGONDO, C. S.; XU, C.; GONG, L. Comparison of the global TRMM and WFD precipitation datasets in driving a large-scale hydrological model in southern Africa. **Hydrology Research**, v. 44, n. 5, p. 770-788, 2013.

LUDWIG, R.; SCHNEIDER, P. Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 60, p. 339-358, 2006.

MAEDA, K.; TANAKA, T.; PARK, H.; HATTORI, S. Spatial distribution of soil structure in a suburban forest catchment and its effect on spatio-temporal soil moisture and runoff fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 321, p. 232-256, 2006.

MONTEIRO, M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**, v. 16, n. 31, p. 69-78, 2001.

NI, W.; DING, G.; LI, Y.; LI, H.; LIU, Q.; JIANG, B. Effects of the floods on dysentery in north central region of Henan Province, China from 2004 to 2009. **Journal of Infection**, v. 69, p. 430-439, 2014.

NICÓTINA, L.; CELEGON, E. A.; RINALDO, A.; MARANI, M. On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. **Water Resources Research**, v. 44, p. 1-14, 2008.

NIKOLOPOULOS, E. I.; ANAGNOSTOU, E. N.; BORGA, M.; VIVONI, E. R.; PAPADOPOULOS, A. Sensitivity of a mountain basin flash flood to initial wetness condition and rainfall variability. **Journal of Hydrology**, v. 402, p. 165-178, 2011.

OBLED, C.; WENDLING, J.; BEVEN, K. The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. **Journal of Hydrology**, v. 159, p. 305-333, 1994.

ORTH, R.; STAUDINGER, M.; SENEVIRATNE, S. I.; SEIBERT, J.; ZAPPA, M. Does model performance improve with complexity? A case study with three hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 147-159, 2015.

PANDOLFO, C.; BRAGA, H. J.; SILVA JR, V. P.; MASSIGNAM, A. M.; PEREIRA, E. S.; THOMÉ, V. M. R.; VALCI, F. V. **Atlas Climatológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis: EPAGRI, 2002. 13 p.

PATTERSON, L. A.; LUTZ, B.; DOYLE, M. W. Climate and direct human contributions to changes in mean annual streamflow in the South Atlantic, USA. **Water Resources Research**, v. 49, p. 7278-7291, 2013.

PINTO, C. B.; PONZONI, F.; CASTRO, R.; LEIGH, L.; MISHRA, N.; AARON, D.; HELDER, D. First in-Flight Radiometric Calibration of MUX and WFI on-Board CBERS-4. **Remote Sensing**, v. 405, n. 8, p. 1-22, 2016.

PRAKASH, S.; MITRA, A. K.; PAI, D. S.; AGHAKOUCHAK, A. From TRMM to GPM: How well can heavy rainfall be detected from space? **Advances in Water Resources**, v. 88, p. 1-7, 2016.

REIS, J. B. C.; PONS, N. A. D.; LOPES, E. S. S. Monitoramento e Alerta de Inundação no Município de Itajubá (MG) por Regressão Polinomial. **Geociências**, v. 35, n.1, p. 134-148, 2016.

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.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA. Climatologia de frentes frias no litoral de santa catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135-151, 2004.

ROSIM, S.; OLIVEIRA, J. R. F.; JARDIM, A. C.; NAMIKAWA, L. M.; RENNÓ, 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.

RUFAT, S.; TATE, E.; BURTON, C. G.; MAROOF, A. S. Social vulnerability to floods: Review of case studies and implications for measurement. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, v. 14, p. 470-486, 2015.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York, EUA: John Wiley & Sons, 1977, 338 p.

SEKULOVA, F.; VAN DEN BERGH, J. C. J. M. Floods and happiness: Empirical evidence from Bulgaria. **Ecological Economics**, v. 126, p. 51-57, 2016.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Curitiba Folha SG.22. Brasília, 2004. 1 Mapa Geológico. Escala 1:1.000.000.

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, 1965.

SHARMA, A.; TIWARI, K. N. A comparative appraisal of hydrological behavior of SRTM DEM at catchment level. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 1394-1404, 2014.

SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. **Mathematical models of large watershed hydrology**. Highlands Ranch, USA: Water Resources Publications, 2002, 891 p.

SMITH, M. B.; KOREN, V. I.; ZHANG, Z.; REED, S. M.; PAN, J. J.; MOREDA, F. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. **Journal of Hydrology**, v. 298, p. 267-286, 2004.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M.; HERMANN, M. L. P.; AQUINO, S. Floods in Urban Areas of Brazil. **Developments in Earth Surface Processes**, v. 13, p. 245-266, 2009.

SU, N. The Unit Hydrograph Model for Hydrograph Separation. **Environment International**, v. 21, n. 5, p. 509-515, 1995.

SVETLANA, D.; RADOVAN, D.; JÁN, D. The economic impact of floods and their importance in different regions of the world with emphasis on Europe. **Procedia Economics and Finance**, v. 34, p. 649-655, 2015.

TANG, G.; MA, Y.; LONG, D.; ZHONG, L.; HONG, Y. Evaluation of GPM Day-1 IMERG and TMPA Version-7 legacy products over Mainland China at multiple spatiotemporal scales. **Journal of Hydrology**, v. 533, p. 152-167, 2016.

TAO, H.; GEMMER, M.; BAI, Y.; SU, B.; MAO, W. Trends of streamflow in the Tarim River Basin during the past 50 years: Human impact or climate change? **Journal of Hydrology**, v. 400, p. 1-9, 2011.

TAPIADOR, F. J.; TURK, F. J.; PETERSEN, W.; HOU, A. Y.; EDUARDO, G.; MACHADO, L. A. T.; ANGELIS, C. F.; SALIO, P.; KIDD, C.; HUFFMAN, G. J.; CASTRO, M. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. **Atmospheric Research**, v. 104-105, p. 70-97, 2012.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D7, p. 7183-7192.

- TODINI, E. Hydrological catchment modeling: past, present and future. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 1, p. 468-482, 2007.
- TRAMBLAY, Y.; BOUVIER, C.; MARTIN, C.; DIDON-LESCOT, J-F.; TODOROVIC, D.; DOMERGUE, J-M. Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modelling. **Journal of Hydrology**, v. 387, p. 176-187, 2010.
- TRUDEAU, M. P.; RICHARDSON, M. Empirical assessment of effects of urbanization on event flow hydrology in watersheds of Canada's Great Lakes-St Lawrence basin. **Journal of Hydrology**, v. 541, 1456-1474, 2016.
- TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2002.
- UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE – SOIL CONSERVATION SERVICE (USDA-SCS). **Urban hydrology for small watersheds**: TR55. Washington, USA: USDA-SCS, 1986. 164 p.
- VAN ZYL, J. J. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): A Breakthrough in Remote Sensing of Topography. **Acta Astronautica**, v. 48, n. 5-12, p. 559-565, 2001.
- VERMOTE, E.; JUSTICE, C.; CLAVERIE, M.; FRANCH, B. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. **Remote Sensing of Environment**, v. 185, p. 46-56, 2016.
- VERTESSY, R. A.; HATTON, T. J.; O'SHAUGHNESSY, P. J.; JAYASURIYA, M. D. A. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. **Journal of Hydrology**, v. 150, p. 665-700, 1993.



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.

VU, T. T.; RANZI, R. Flood risk assessment and coping capacity of floods in central Vietnam. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 14, p. 44-60, 2017.

WOLDESENBET, T. A.; ELAGIB, N. A.; RIBBE, L.; HEINRICH, J. Hydrological responses to land use/cover changes in the source region of the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. **Science of the Total Environment**, v. 575, p. 724-741, 2017.

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.

WOOD, S. A.; CRERAR, D. A. A numerical method for obtaining multiple linear regression parameters with physically realistic signs and magnitudes: Applications to the determination of equilibrium constants from solubility data. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 49, p. 165-172, 1985.

WOODS, R.; SIVAPALAN, M. A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. **Water Resources Research**, v. 35, n. 8, p. 2469-2485, 1999.

WORQLUL, A. W.; COLLICK, A. S.; TILAHUN, S. A.; LANGAN, S.; RIENTJES, T. H. M.; STEENHUIS, T. S. Comparing TRMM 3B42, CFSR and ground-based rainfall estimates as input for hydrological models, in data scarce regions: the

Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 12, p. 2081-2112, 2015.

XU, H. Extraction of Urban Built-up Land Features from Landsat Imagery Using a Thematic-oriented Index Combination Technique. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 73, n. 12, p. 1381-1391, 2007.

ZOCCATELLI, D.; BORGA, M.; ZANON, F.; ANTONESCU, B.; STANCALIE, G. Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania. **Journal of Hydrology**, v. 394, p. 148-161, 2010.

ZOCCATELLI, D.; BORGA, M.; VIGLIONE, A.; CHIRICO, G. B.; BLÖSCHL, G. Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organization, basin morphology, and flood response. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 3767-3783, 2011.

ZOCCATELLI, D.; BORGA, M.; CHIRICO, G. B.; NIKOLOPOULOS, E. I. The relative role of hillslope and river network routing in the hydrologic response to spatially variable rainfall fields. **Journal of Hydrology**, v. 531, p. 349-359, 2015.

## **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.