



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

SÁVIO DE BRITO FONTENELE

**TROCAS HÍDRICAS ENTRE RIO E AQUÍFERO EM DUAS
LITOLOGIAS DISTINTAS DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

FORTALEZA

2015

SÁVIO DE BRITO FONTENELE

TROCAS HÍDRICAS ENTRE RIO E AQUÍFERO EM DUAS LITOLOGIAS DISTINTAS
DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça

Coorientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo

FORTALEZA

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

-
- F763t Fontenele, Sávio de Brito.
Trocas hídricas entre rio e aquífero em duas litologias distintas do semiárido brasileiro / Sávio de Brito Fontenele. – 2015.
160 f. : il. color.
- Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2015.
Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.
Orientação: Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça.
Coorientações: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.
1. Aquíferos. 2. Bacias sedimentares. 3. Araripe (CE). 4. Rio Jaguaribe. I. Título.

SÁVIO DE BRITO FONTENELE

TROCAS HÍDRICAS ENTRE RIO E AQUIFERO EM DUAS LITOLOGIAS DISTINTAS
DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO

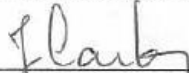
Tese apresentada ao Doutorado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Aprovada em: 26 / 02 / 2015.

BANCA EXAMINADORA:



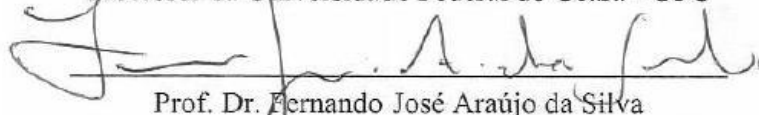
Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça (Orientador)
Professor da Universidade Federal do Cariri – UFCA



Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Coorientador)
Professor da Universidade Federal do Ceará – UFC



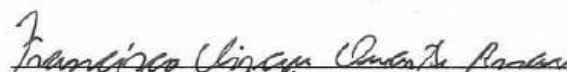
Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa
Professor da Universidade Federal do Ceará - UFC



Prof. Dr. Fernando José Araújo da Silva
Professor da Universidade Federal do Ceará - UFC



Prof. Dr. Rodolfo José Sabiá
Professor da Universidade Regional do Cariri – URCA



Prof. Dr. Francisco Dirceu Duarte Arraes
Professor do Instituto Federal do Sertão - IFSERTÃO/PE

A Deus.

Aos meus pais, Manoel Gualberto Fontenele Filho e Liduina de Brito Fontenele, pelo exemplo de perseverança, amor, ética, humildade, honestidade, dignidade e respeito.

À minha esposa, Ana Júlia Cysne Fontenele, pela compreensão, força, alegria, carinho e amor dedicados durante todo o período “conturbado” de doutoramento.

Ao meu filho, Otto Cysne Fontenele, pelo outro sentido dado a minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Força Grandiosa de Deus que me sustenta e me conforta todos os dias de minha vida;

A Universidade Federal do Ceará pela oportunidade concedida;

A CAPES, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio;

Ao curso de Pós-graduação em Engenharia Agrícola, pela estrutura e credibilidade;

Ao Prof. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça, meu Orientador, pelo tempo dedicado, pelos ensinamentos, pela confiança e pela ótima convivência e amizade;

Ao Prof. José Carlos de Araújo, meu coorientador, pela amizade, aprendizagem e confiança depositada no meu trabalho;

Aos colegas Pedro Henrique Augusto Medeiros, Alexandre Cunha Costa, George Leite Mamede e Carlos Alexandre Gomes Costa pela disponibilidade e colaboração para com este estudo;

Aos colegas de trabalho Everton Alves, José Vidal de Figueiredo, Jorgiana Dantas, Rafael Bezerra Tavares Vasques Landim, Kassius Vinícius de Moraes Costa, Artenio Cabral Barreto, pela convivência sadia e harmoniosa.

Aos bolsistas de Iniciação Científica dos cursos de Engenharia Civil da UFCA (Wandson Freitas, Mário Renan de Oliveira Romão, Jônatas Pereira da Silva e Sanne Anderson Moura Araújo) e do curso de Agronomia (Thayslan Renato Anchieta de Carvalho, Wendell de Melo Massaranduba e Paulo Ricardo Alves dos Santos) pela dedicação e compromisso que cumpriram as árduas tarefas de campo.

Aos bolsistas de trabalho Cícero, Felipe e Vanessa imprescindíveis na coleta de dados pluviométricos e fluviométricos na Microbacia Hidrográfica do São José - MHSJ.

Aos companheiros de jornada Adriana Oliveira Araújo e Francisco Dirceu Duarte Arraes pela força, companheirismo, colaboração e entusiasmo que transmitiram durante todo este período.

As minhas irmãs, avós, sobrinhos, sobrinhas, cunhados, cunhada, sogro e sogra pela força e colaboração.

Aos Colegas Eveline Salgado, Bergson Fernandes, Luiz Carlos Chaves, Cristian de Toledo, Mário Wiegand, Cicero de Almeida, Hernandes Feitosa, Clênio Moreira, Dimas de Oliveira, Ana Paula de Araújo e Fernando Lopes.

“O rio atinge seus objetivos porque aprendeu a contornar os obstáculos.” (Lao-Tsé)

RESUMO

A interação entre água superficial e subterrânea é um processo dinâmico no tempo e no espaço influenciado por fatores como umidade do solo, propriedades hidrodinâmicas, geomorfologia, armazenamento e escoamento superficial. A quantificação e a modelagem dos processos relacionados a essa dinâmica constituem-se pré-requisitos para a gestão eficiente de bacias hidrográficas, haja vista que essa interação afeta a disponibilidade hídrica, principalmente em regiões semiáridas. Diante dessa problemática, este estudo objetivou simular processos hidrológicos de transmissão de fluxo entre rio e aquífero em bacias hidrográficas caracterizadas por litologias distintas, inseridas na região semiárida brasileira, através da geração de um modelo hidrológico semidistribuído e flexível. Duas bacias hidrográficas distintas da região semiárida cearense foram monitoradas e utilizadas para aplicação do modelo desenvolvido. Uma microbacia localizada em meio sedimentar com grandes reservas hídricas subterrâneas (microbacia hidrográfica do São José na bacia sedimentar do Araripe – Sul do Ceará) e a outra inserida no meio cristalino e caracterizada por escassez hídrica (bacia hidrográfica Patos-Cariús-Iguatu – trecho do rio Jaguaribe na região Centro-Sul do Ceará). O monitoramento dessas áreas entre 2010 e 2014 possibilitou a geração de dados e a escolha de 10 eventos de cada bacia monitorada para avaliação da dinâmica rio-aquífero. Na avaliação dos dados obtidos pelo monitoramento observou-se recargas aquíferas quando grandes volumes precipitados ocorrem em curtos espaços de tempo. O elevado espaçamento temporal dificultaram a geração de grandes vazões e a elevação dos níveis freáticos do aquífero aluvionar. O modelo proposto foi elaborado considerando os três principais processos da interação rio-aquífero: propagação de onda de cheia, infiltração vertical e fluxo subterrâneo. As simulações dos eventos mostraram que condutância do leito do rio e porosidade efetiva são os parâmetros mais sensíveis do modelo. Variações desses parâmetros possibilitaram a redução dos picos de cheia e conseqüentemente acréscimos nas cargas hidráulicas aquíferas. No entanto, as simulações realizadas apresentaram subestimativas das cargas hidráulicas do aquífero. Para as descargas superficiais obteve-se baixos coeficientes de eficiência (-16,73 a -3,43) para eventos de curta duração e pequena magnitude. Já para eventos de longa duração e elevada magnitude, o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe apresentou-se entre 0 e 1 (0,35 a 0,49), indicando um bom comportamento dos modelos utilizados. No entanto, para esses eventos o erro médio absoluto entre as cargas medidas e as simuladas continuaram elevados. O modelo precisa de ajustes para definir melhor a dinâmica da interação rio-aquífero. Um número maior de simulações nas duas bacias hidrográficas, com os eventos disponíveis poderia indicar melhor onde devem ser feitos os ajustes. A possibilidade de aplicação do modelo MIRAS em diferentes meios litológicos e escalas espaciais distintas de regiões semiáridas não fora possível devido à impossibilidade de simular o modelo para a MHSJ. Dessa forma, precisa-se entender as falhas para formular uma alternativa e, possivelmente, melhorar o modelo. Pois, o uso dessa ferramenta é a melhor opção para a resolução de problemas e tomada de decisão.

Palavras-chave: Modelo hidrológico. Interação rio-aquífero. Bacia sedimentar do Araripe. Rio Jaguaribe.

ABSTRACT

The interaction between surface water and groundwater is a dynamic process in time and space influenced by factors such as soil moisture, hydrodynamic properties, geomorphology, storage and runoff. The quantification and modeling of the processes related to this dynamic constitute prerequisites for the effective water resources management, given that this interaction affects water availability, especially in semi-arid regions. Before this problem, this study aimed to simulate hydrological processes flow transmission between river and groundwater in basins characterized by distinct lithologies, inserted in the Brazilian semiarid region by generating a semi distributed and flexible hydrological model. Two distinct basins of Ceará semiarid region were monitored and used for application of the model developed. A watershed located in sedimentary structure with large underground water reserves (São Jose watershed in the sedimentary basin of Araripe - South of Ceará) and the other one inserted into the crystalline environment and characterized by water scarcity (Patos-Cariús-Iguatu subbasin - Jaguaribe river stretch in the Central-South region of Ceará). The monitoring of these areas between 2010 and 2014 enabled the generation of data and the choice of 10 events from each watershed monitored to evaluate the dynamic river-aquifer. In the evaluation of the data obtained by the monitoring observed aquifer recharges when large volumes precipitates occur in short periods of time. The high temporal spacing difficult the generation of large flows and the rising water levels of the alluvial aquifer. The proposed model was developed considering the three main processes of river-aquifer interaction: full wave propagation, vertical infiltration and groundwater flow. The simulations of the events showed that conductance of the riverbed and effective porosity are the most sensitive parameters of the model. Variations of these parameters allowed the reduction of flood peaks and consequently increases in the aquifer hydraulic loads. However, the simulations showed an underestimation of the hydraulic loads of the aquifer. For the surface discharges were obtained low efficiency ratios (-16.73 to -3.43) for short-term events and small magnitude. Already for long term events and high magnitude, the Nash and Sutcliffe efficiency coefficient performed between 0 and 1 (0.35 to 0.49), indicating a good behavior of the models used. However, for these events the average absolute error between the measured and the simulated loads remained high. The model needs to be adjusted to better define the dynamics of the river-aquifer interaction. A greater number of simulations in both watersheds, with the available events could indicate better where adjustments must be made. The possibility of application of MIRAS model in different lithological means and different spatial scales of semi-arid regions was not possible due to the inability to simulate the model for MHSJ. Thus, one must understand the failure to formulate an alternative and possibly improve the model. Because the use of this tool is the best option for resolving problems and decision making.

Keywords: Hydrological model. interaction river-aquifer. Sedimentary basin of Araripe. Jaguaribe river.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|--|----|
| Figura 1 – Zonas de umidade geradas durante o processo de infiltração de água no solo | 34 |
| Figura 2 – Processo de infiltração simplificado representado por Green e Ampt (1911). | 36 |
| Figura 3 – Esquema da aplicação da Lei de Darcy em meio poroso | 37 |
| Figura 4 – Localização da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ | 44 |
| Figura 5 – Médias mensais de precipitação e evaporação potencial para a microbacia hidrográfica do São José entre 1974 e 2010 | 45 |
| Figura 6 – Geologia da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ | 46 |
| Figura 7 – Topografia da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ | 47 |
| Figura 8 – Perfil longitudinal de trecho do rio principal da microbacia hidrográfica do São José entre as estações fluviométricas EF1 e EF2 | 49 |
| Figura 9 – Seções transversais localizadas no trecho do rio principal da microbacia hidrográfica do São José entre as estações fluviométricas EF1 e EF2 | 50 |
| Figura 10 – Solos da microbacia hidrográfica do São José | 51 |
| Figura 11 – Fenômeno “ <i>piping</i> ” observado na microbacia hidrográfica do São José | 52 |
| Figura 12 – Localização da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 53 |
| Figura 13 – Médias mensais de precipitação e evaporação potencial para a subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 1920 e 1978 | 54 |
| Figura 14 – Geologia da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 55 |
| Figura 15 – Topografia da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 56 |
| Figura 16 – Perfil longitudinal de trecho do rio Jaguaribe pertencente a subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre as estações fluviométricas EF1 e EF3 | 57 |
| Figura 17 – Seções transversais localizadas no trecho do rio Jaguaribe da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre as estações fluviométricas EF1 e EF3 | 58 |
| Figura 18 – Solos da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 59 |
| Figura 19 – Hidrografia da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 60 |
| Figura 20 – Etapas do estudo sobre modelagem da interação rio-aquífero | 61 |
| Figura 21 – Estações de monitoramento de dados hidrológicos na microbacia hidrográfica do São José | 63 |
| Figura 22 – Estações de monitoramento de dados hidrológicos na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 64 |

| | |
|---|----|
| Figura 23 – Estação fluviométrica EF1 na microbacia hidrográfica do São José | 64 |
| Figura 24 – Curva chave da estação fluviométrica EF1 da microbacia hidrográfica do São José | 65 |
| Figura 25 – Estação fluviométrica EF2 na microbacia hidrográfica do São José | 66 |
| Figura 26 – Estações pluviométricas instaladas na microbacia hidrográfica do São José .. | 67 |
| Figura 27 – Poços monitorados na microbacia hidrográfica do São José | 68 |
| Figura 28 – Poços monitorados na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 68 |
| Figura 29 – Etapas de elaboração do modelo conceitual de simulação..... | 69 |
| Figura 30 – Dados hidrológicos da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre os anos de 2010 e 2013 | 77 |
| Figura 31 – Relação entrada dados de entrada e saída da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 80 |
| Figura 32 – Dados hidrológicos do Evento 01 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 26/03 e 16/04 do ano de 2013..... | 81 |
| Figura 33 – Dados hidrológicos do Evento 02 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 17/04 e 08/05 do ano de 2013..... | 82 |
| Figura 34 – Dados hidrológicos do Evento 03 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 09/02 e 16/03 do ano de 2013..... | 83 |
| Figura 35 – Dados hidrológicos do Evento 04 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 02/06 e 25/06 do ano de 2012..... | 84 |
| Figura 36 – Dados hidrológicos do Evento 05 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 12/02 e 01/06 do ano de 2012..... | 86 |
| Figura 37 – Dados hidrológicos do Evento 06 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 18/10 e 30/11 do ano de 2011..... | 87 |
| Figura 38 – Dados hidrológicos do Evento 07 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 09/01 e 01/08 do ano de 2011..... | 88 |
| Figura 39 – Dados hidrológicos da microbacia hidrográfica do São José entre os anos de 2010 e 2014. | 91 |
| Figura 40 – Dados hidrológicos do Evento 01 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 14/02 do ano de 2014 | 94 |
| Figura 41 – Dados hidrológicos do Evento 02 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 17/02 do ano de 2014. | 95 |
| Figura 42 – Dados hidrológicos do Evento 03 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 27/02 do ano de 2014. | 96 |

| | |
|---|-----|
| Figura 43 – Dados hidrológicos do Evento 04 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 04/03 do ano de 2014. | 97 |
| Figura 44 – Dados hidrológicos do Evento 05 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 05/03 do ano de 2014. | 98 |
| Figura 45 – Dados hidrológicos do Evento 06 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 10/03 do ano de 2014. | 99 |
| Figura 46 – Dados hidrológicos do Evento 07 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 18/03 do ano de 2014. | 99 |
| Figura 47 – Dados hidrológicos do Evento 08 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 18/03 do ano de 2014. | 100 |
| Figura 48 – Dados hidrológicos do Evento 09 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 19/03 do ano de 2014. | 101 |
| Figura 49 – Dados hidrológicos do Evento 10 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 27/03 do ano de 2014. | 101 |
| Figura 50 – Componentes estruturais do modelo MIRA..... | 103 |
| Figura 51 – Fluxograma do modo de operação do MIRA..... | 104 |
| Figura 52 – Infiltração de leitos não saturados no modelo MIRAS | 109 |
| Figura 53 – Volume de controle tridimensional de um aquífero livre destacado, com os fluxos de massa de água atravessando as faces..... | 111 |
| Figura 54 – Correlação entre descarga superficial ‘ Q_r ’ e carga hidráulica (Hr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da BHPCI. | 115 |
| Figura 55 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e área úmida (A_r) para os dados da seção transversal do trecho inicial da BHPCI. | 116 |
| Figura 56 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e perímetro molhado (P_r) para os dados da seção transversal do trecho inicial da BHPCI. | 116 |
| Figura 57 - Disposição dos pontos de ensaios para obtenção de dados de condutividade hidráulica saturada por meio do permeômetro de Guelph em Neossolos Flúvicos da microbacia hidrográfica do São José | 118 |
| Figura 58 – Correlação entre descarga superficial ‘ Q_r ’ e carga hidráulica (Hr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da microbacia hidrográfica São José..... | 121 |
| Figura 59 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e área úmida (A_r) para os dados da seção transversal do trecho inicial da microbacia hidrográfica São José..... | 121 |

| | |
|---|-----|
| Figura 60 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e perímetro molhado (Pr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da microbacia hidrográfica São José..... | 122 |
| Figura 61 – Análise de sensibilidade do parâmetro porosidade do solo no modelo MHIRA..... | 123 |
| Figura 62 – Análise de sensibilidade do parâmetro carga de sucção da frente de umedecimento no modelo MHIRA | 124 |
| Figura 63 – Análise de sensibilidade do parâmetro condutividade hidráulica saturada no modelo MHIRA..... | 125 |
| Figura 64 – Análise de sensibilidade do parâmetro porosidade efetiva no modelo MHIRA..... | 126 |
| Figura 65 – Análise de sensibilidade do parâmetro condutância do leito do rio no modelo MHIRA..... | 127 |
| Figura 66 – Hidrograma medido e simulado com MHIRA para o Evento 05 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 130 |
| Figura 67 – Cargas hidráulicas medidas (W02) e simuladas com MHIRA para o evento 05 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 130 |
| Figura 68 – Cargas hidráulicas medidas (W03) e simuladas com MHIRA para o evento 05 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 131 |
| Figura 69 – Hidrograma medido e simulado com MIRAS e Dryrios para o evento 01 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 132 |
| Figura 70 – Hidrograma medido e simulado com MIRAS e Dryrios para o evento 02 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 133 |
| Figura 71 – Hidrograma medido e simulado com MIRAS e Dryrios para o evento 06 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 133 |
| Figura 72 – Hidrograma medido e simulado com MIRAS e Dryrios para o evento 07 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu | 134 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1 – Síntese descritiva das formações geológicas aflorantes na microbacia hidrográfica do São José – MHSJ | 47 |
| Tabela 2 – Atributos fisiográficos da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ | 48 |
| Tabela 3 – Estratigrafia aluvionar da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu..... | 55 |
| Tabela 4 – Atributos fisiográficos da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu..... | 57 |
| Tabela 5 – Estações de monitoramento hidrológico na microbacia hidrográfica do São José..... | 62 |
| Tabela 6 – Estações de monitoramento hidrológico na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 63 |
| Tabela 7 – Comparativo entre atributos fisiográficos da microbacia hidrográfica do São José e subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu..... | 74 |
| Tabela 8 – Análise de dados de vazão dos eventos selecionados na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 79 |
| Tabela 9 – Análise de dados de vazão dos eventos selecionados na microbacia hidrográfica do São José. | 93 |
| Tabela 10 – Parâmetros necessários para execução do modelo MHIRA. | 106 |
| Tabela 11 – Parâmetros das camadas de solo das colunas de interação rio-aquífero | 117 |
| Tabela 12 – Distribuição da condutividade hidráulica saturada nas colunas aquíferas da subbacia hidrográfica Patos/ Cariús/Iguatu | 117 |
| Tabela 13 – Condutividades hidráulicas saturadas dos Neossolos Flúvicos da microbacia hidrográfica do São José, obtidas por permeâmetro de Guelph.. | 119 |
| Tabela 14 – Dados de condutividade hidráulica saturada obtidos no leito do rio da microbacia hidrográfica do São José | 120 |
| Tabela 15 – Dados de porosidade da zona aluvionar da microbacia hidrográfica São José | 120 |
| Tabela 16 – Parâmetros das camadas de solo das colunas de interação rio-aquífero | 122 |
| Tabela 17 – Parâmetros considerados e dados obtidos na calibração do modelo para a subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu | 129 |

SUMÁRIO

| | | |
|--------------|--|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 17 |
| 2 | REVISÃO DE LITERATURA | 19 |
| 2.1 | Modelagem hidrológica | 19 |
| 2.2 | Interação rio-aquífero | 22 |
| 2.3 | Processos Hidrológicos da Interação Rio-Aquífero | 30 |
| 2.3.1 | <i>Escoamento superficial</i> | 31 |
| 2.3.2 | <i>Infiltração na zona não saturada</i> | 33 |
| 2.3.3 | <i>Fluxo subterrâneo</i> | 39 |
| 2.4 | Métodos Numéricos Computacionais | 42 |
| 3 | ÁREAS DE ESTUDO | 44 |
| 3.1 | Microbacia Hidrográfica do São José – MHSJ | 44 |
| 3.1.1 | <i>Clima</i> | 45 |
| 3.1.2 | <i>Geologia</i> | 46 |
| 3.1.3 | <i>Fisiografia</i> | 47 |
| 3.1.4 | <i>Solos</i> | 50 |
| 3.1.5 | <i>Hidrologia e recursos hídricos</i> | 51 |
| 3.2 | Subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – SBHPCI | 53 |
| 3.2.1 | <i>Clima</i> | 53 |
| 3.2.2 | <i>Geologia</i> | 54 |
| 3.2.3 | <i>Fisiografia</i> | 56 |
| 3.2.4 | <i>Solos</i> | 58 |
| 3.2.5 | <i>Hidrologia e recursos hídricos</i> | 59 |
| 4 | MÉTODO | 61 |
| 4.1 | Geração do modelo hidrológico de interação rio-aquífero | 61 |
| 4.2 | Monitoramento de dados hidrológicos | 62 |
| 4.2.1 | <i>Dados de vazão</i> | 64 |
| 4.2.2 | <i>Dados de precipitação</i> | 66 |
| 4.2.3 | <i>Dados de carga hidráulica no aquífero</i> | 67 |
| 4.3 | Parametrização dos modelos | 69 |
| 4.3.1 | <i>Definição do objetivo</i> | 69 |
| 4.3.2 | <i>Coleta de dados</i> | 70 |
| 4.3.3 | <i>Determinação das condições de contorno</i> | 72 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 4.3.4. | <i>Desenho da malha do modelo</i> | 72 |
| 4.3.5. | <i>Atribuição das propriedades ao modelo computacional</i> | 72 |
| 4.4 | Calibração e análise do modelo | 73 |
| 5 | RESULTADOS | 74 |
| 5.1 | Análise de áreas de estudo | 74 |
| 5.2 | Geração e análise de dados hidrológicos | 75 |
| 5.2.1 | <i>Subbacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – SBHPCI</i> | 75 |
| 5.2.2 | <i>Microbacia Hidrográfica do São José – MHSJ</i> | 89 |
| 5.3 | Modelo MHIRA de interação rio-aquífero | 101 |
| 5.3.1 | <i>Estrutura do modelo</i> | 102 |
| 5.3.2 | <i>Entradas</i> | 104 |
| 5.3.3 | <i>Saídas</i> | 107 |
| 5.3.4 | <i>Definição das rotinas do modelo</i> | 107 |
| 5.4 | Parametrização do Modelo | 114 |
| 5.4.1 | <i>SBHPCI</i> | 115 |
| 5.4.2 | <i>MHSJ</i> | 118 |
| 5.5 | Análise de sensibilidade do Modelo | 123 |
| 5.6 | Calibração do Modelo | 128 |
| 5.6.1 | <i>SBHPCI</i> | 128 |
| 5.6.2 | <i>MHSJ</i> | 131 |
| 5.7 | Simulações | 131 |
| 6 | CONCLUSÃO | 135 |
| | REFERÊNCIAS | 137 |
| | ANEXO A – MODELO HIDROLÓGICO DRYRIOS | 148 |

1 INTRODUÇÃO

Problemas relacionados aos recursos hídricos têm sido enfrentados por cerca de um terço da população mundial, principalmente em regiões áridas e semiáridas, que sofrem fortes restrições devido à escassez de água (GÜNTNER, 2002).

No Brasil, a região semiárida é assolada por uma seca severa a cada década (FRISCHKORN; ARAÚJO; SANTIAGO, 2003), o que faz agravar problemas na oferta hídrica e no desenvolvimento socioeconômico. Além disso, impactos antrópicos reduzem a disponibilidade dos recursos hídricos (MENDONÇA *et al.*, 2005; ARAÚJO; GÜNTNER; BRONSTERT, 2006; FONTENELE, 2010) e elevam a degradação da qualidade da água (SABIÁ, 2008; ANDRADE, 2009; FONTENELE *et al.*, 2011).

O entendimento dos processos hidrológicos dominantes em bacias hidrográficas é essencial na quantificação das disponibilidades e na avaliação de impactos sobre a água (MEDEIROS; ARAÚJO; MEDEIROS, 2009). Neste contexto, um fator importante para o planejamento e a gestão dos recursos hídricos é o entendimento da dinâmica da interação entre rio e aquífero (SOPHOCLEOUS, 2002; BRODIE *et al.*, 2007). Essa dinâmica envolve processos hidrológicos como propagação de onda, infiltração e fluxo subterrâneo.

Em regiões semiáridas, a dinâmica da interação entre rio e aquífero responde por perdas de até 30% da vazão liberada por reservatórios (ARAÚJO; RIBEIRO, 1996). Essas perdas são responsáveis pela redução do fluxo superficial, dos picos de descarga, além de ser uma importante fonte potencial de recarga subterrânea (DAGÈS *et al.*, 2008; MORIN *et al.*, 2009). Os ganhos ocorrem geralmente em meios sedimentares, caracterizados por rios perenes, elevando os picos de cheia através do escoamento de base (FONTENELE, 2010).

A demanda por recursos hídricos em comunidades humanas e nos sistemas naturais exige uma gestão competente. Assim, o anseio de avaliar a dinâmica dos processos hidrológicos de forma rápida e precisa em bacias hidrográficas resultou no surgimento da modelagem hidrológica. Os modelos descrevem processos hidrológicos que interagem entre si no tempo e no espaço através de equações matemáticas. Sua aplicabilidade depende de quão bem essas equações representam a dinâmica do sistema modelado (SOPHOCLEOUS, 2002).

Os modelos hidrológicos são fundamentais no âmbito da gestão dos recursos hídricos, com aplicações diretas no planejamento e na tomada de decisão (SINGH, 1995). No entanto, construir modelos flexíveis, com aplicabilidade em diferentes escalas espaciais e temporais que permitam testar hipóteses sobre processos hidrológicos dominantes, tem sido

um desafio (SAVENIJE, 2009; ANDRÉASSIAN *et al.*, 2010; BUYTAERT; BEVEN, 2011; McMILLIAN *et al.*, 2011; CLARK *et al.*, 2011).

Uma forma de avaliar a aplicabilidade de um modelo é inseri-lo a uma série de bacias hidrográficas inseridas em diferentes regiões hidroclimáticas para analisar as diferenças nas respostas obtidas (LI; SIVAPALAN; TIAN, 2010). A análise da complexidade e da consistência do modelo aplicado a diferentes meios permite avaliar se o mesmo é capaz de simular a dinâmica de diferentes meios litológicos em escalas espacial e temporal distintas.

Nesse contexto, surgiram as seguintes questões científicas relativas ao tema:

- Quais processos hidrológicos são preponderantes na interação rio-aquífero? São os mesmos para meios litológicos distintos?
- É possível aplicar o mesmo modelo para simular a dinâmica da interação rio-aquífero em diferentes meios litológicos e escalas espaciais distintas?

As hipóteses levantadas no âmbito deste estudo são, respectivamente:

- A propagação de onda de cheia e a dinâmica do fluxo subterrâneo são os processos fundamentais da interação rio-aquífero nos distintos meios litológicos, por se tratarem dos principais mananciais dos sistemas modelados.
- Modelos determinísticos, semidistribuídos e com estrutura flexível possibilitam analisar a dinâmica da interação rio-aquífero simulada em diferentes escalas, identificando a necessidade de modificações na parametrização e na discretização do modelo e/ou nas condições iniciais e de contorno.

Este estudo de tese objetivou simular processos hidrológicos de transmissão de fluxo entre rio e aquífero (propagação de onda, infiltração e fluxo subterrâneo) em bacias hidrográficas caracterizadas por litologias distintas, inseridas na região semiárida brasileira, através da geração de um modelo hidrológico semidistribuído e flexível.

Para tanto, são propostos os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar, quantificar e analisar os processos hidrológicos relacionados à interação rio-aquífero em duas bacias hidrográficas do semiárido cearense;
- Construir o modelo hidrológico de forma que haja a interação das equações definidas;
- Parametrizar o modelo para as áreas em estudo;
- Modelar a interação rio-aquífero nas bacias estudadas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

Este capítulo aborda a fundamentação teórica dos principais tópicos inerentes ao estudo proposto: a modelagem hidrológica, sua aplicação na dinâmica da interação rio-aquífero, os processos hidrológicos envolvidos nessa dinâmica em distintas litologias e os métodos numéricos computacionais aplicados a esta análise.

2.1 Modelagem hidrológica

A hidrologia descreve o movimento da água em um meio muitas vezes desconhecido ou mal definido. A interação entre a água e esse meio é forte, criando os caminhos através dos quais flui na superfície e em subsuperfície. Assim, características e propriedades desse meio estão implícitas e/ou explícitas nas equações que descrevem a dinâmica dos processos hidrológicos (SAVENIJE, 2009).

A conexão entre equações que descrevem a dinâmica dos processos hidrológicos dominantes em um sistema base é realizada pela modelagem hidrológica (MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2011). Os modelos hidrológicos simulam o funcionamento e a dinâmica de determinado sistema base em termos quantitativos no tempo e no espaço.

Os modelos hidrológicos podem ser de bases físicas ou empíricas. Modelos de bases físicas são fundamentados em leis físicas e/ou simplificações dessas (conservação da massa, energia e quantidade de movimento). Já os modelos empíricos ajustam valores calculados aos dados observados através de funções geradas por correlação e não tem nenhuma relação com os processos físicos envolvidos. Singh (1995) classifica os modelos hidrológicos de bases físicas de acordo com os aspectos:

1. Representação dos processos hidrológicos
 - a. Concentrados¹, distribuídos² ou semi-distribuídos
 - b. Determinísticos³ ou estocásticos⁴
2. Escala
 - a. Espacial
 - b. Temporal

¹ O modelo concentrado despreza a variabilidade espacial dos processos hidrológicos e sua aplicação não permite a obtenção de resultados espacialmente distribuídos.

² O modelo distribuído considera a variabilidade espacial do sistema modelado, possuindo componentes representativos de processos hidrológicos distintos, que interagem entre si no tempo e no espaço.

³ O modelo determinístico fornece valores únicos como resposta para a situação modelada.

⁴ O modelo estocástico fornece faixas de valores baseadas em probabilidade como resposta.

3. Aplicação técnica

- a. Gestão
- b. Planejamento

Na representação dos processos hidrológicos, os modelos distribuídos envolvem incertezas devido a discretização do volume de controle modelado e a definição de parâmetros e condições de contorno (BRONSTERT, 1999). Os modelos semi-distribuídos também possuem essas características. No entanto, a divisão espacial dos modelos semi-distribuídos é menor. O desenvolvimento desse tipo de modelo foi provocado pela ausência de dados em regiões que não possuem informações suficientes para serem modeladas por modelos distribuídos, como a região semiárida (COSTA, 2012).

Na representação da escala espacial, a abordagem introduzida por Klemeš (1983) pode minimizar problemas de parametrização em grande escala e superar a má representação dos processos em pequena escala. Essa abordagem estabelece que a modelagem deve ser iniciada com configurações simplificadas para sistemas de grande escala e aumentar gradualmente a complexidade do modelo para escalas inferiores (SIVAPALAN *et al.*, 2003; LITTLEWOOD *et al.*, 2003; FENICIA *et al.*, 2008^{a,b}).

A maior heterogeneidade do espaço modelado sugere escala menor, pois as respostas hidrológicas tornam-se menos sensíveis às variações espaciais a medida que se muda de pequena para grande escala. No entanto, de acordo com Savenije (2009), existem inúmeras quebras de escala em hidrologia, quando se muda da micro para macroescala, devido a heterogeneidade do meio que a água flui. Beven (2007) também aborda essa questão quando afirma que um dos principais desafios para a hidrologia é observar processos hidrológicos na escala do modelo.

Dessa forma, o desafio da modelagem hidrológica é construir modelos de estrutura flexível com aplicabilidade em diferentes escalas, que permitam testar hipóteses sobre os processos hidrológicos dominantes em qualquer sistema (SAVENIJE, 2009; ANDRÉASSIAN *et al.*, 2010; BUYTAERT; BEVEN, 2011; McMILLIAN *et al.*, 2011; CLARK *et al.*, 2011). Com o objetivo de transpor esse desafio, Li, Sivapalan e Tian (2010) propuseram duas formas de avaliação da eficiência de modelos hidrológicos:

- a) aplicação do modelo a uma bacia hidrográfica para conhecer a dinâmica dos processos hidrológicos através da avaliação de desempenho do modelo (e.g.: Medeiros, 2009);
- b) aplicação do modelo a bacias hidrográficas em diferentes regiões hidroclimáticas, para analisar as diferenças nas respostas para bacias singulares (e.g.: Costa, 2012).

Uma análise da complexidade e da consistência do modelo por meio das observações verificadas nas aplicações em diferentes bacias hidrográficas permite avaliar, propor, testar e obter um modelo capaz de simular a dinâmica de diferentes sistemas hidrológicos em diferentes escalas (Li; Sivapalan; Tian, 2010).

De acordo com McMillan *et al.* (2011), a estrutura de um modelo flexível pode não incluir todos os componentes necessários para lidar com um determinado modelo conceitual; no entanto, novos componentes podem ser adicionados mais facilmente se o *software* for flexível. O modelo flexível pode representar adequadamente o modelo conceitual, utilizando componentes disponíveis, a custo relativamente pequeno em comparação com o desenvolvimento de um modelo com base no sistema em estudo.

Outro fator a ser considerado na modelagem hidrológica está relacionado aos dados hidrológicos utilizados. Esses dados estão sujeitos a diversas fontes de incerteza. Estas fontes podem, por exemplo, referir-se a escala, a frequência de medida e os equipamentos de medições. De acordo com McMillan *et al.* (2011), um conjunto de dados hidrológicos de campo são necessários para o desenvolvimento de um modelo conceitual de uma bacia. Assim, a definição do modelo aplicado em determinado sistema depende da disponibilidade de dados desse sistema, pois os diferentes modelos existentes possuem necessidades distintas de volume de dados de entrada.

Após definir o modelo utilizado, o mesmo deve passar pelos processos de parametrização⁵, calibração⁶, validação⁷ e uma análise de confiabilidade. Na etapa de calibração, analisa-se a possibilidade da geração de erros por conta de dados ou parâmetros definidos incorretamente. Este processo é aplicável principalmente a parâmetros de processos (e.g.: taxa efetiva de fluxo lateral, profundidade média da umidade na superfície do solo). No entanto, devido a falta de informações consistentes, aplicações a parâmetros físicos também exigem calibração (SINGH, 1995). A validação e a análise de confiabilidade são essenciais para verificar se o modelo funciona para os limites definidos.

A importância desses processos ocorre porque os modelos têm sido amplamente criticados por sua incapacidade de simular adequadamente os processos hidrológicos (CLARK *et al.*, 2011). O problema é múltiplo: (1) muitas vezes não representam adequadamente os processos hidrológicos dominantes em bacias hidrográficas; (2) propriedades do solo e características da vegetação têm enorme variabilidade espacial e é

⁵ Parametrização: discretiza o volume de controle modelado e define os valores dos parâmetros utilizados.

⁶ Calibração: realiza a otimização dos parâmetros sujeitos a um critério especificado.

⁷ Validação: verifica se o modelo funciona para os limites definidos.

extremamente difícil relacionar os parâmetros do modelo com a informação espacial disponível; (3) dados utilizados na simulação (por exemplo, precipitação) e na avaliação do desempenho (por exemplo, o escoamento) pode conter erros consideráveis de amostragem e medição; e (4) a aplicação de modelos hidrológicos é muitas vezes baseada em técnicas numéricas duvidosas.

2.2 Interação rio-aquífero

Segundo Savenije (2009), comete-se um erro ao considerar o escoamento em rios como um processo de superfície, pois parte desse processo decorre de águas subterrâneas. Portanto, as águas superficiais e subterrâneas não são componentes isolados de um sistema hidrológico, pois em muitos casos existe conexão entre elas (SOPHOCLEOUS, 2002).

A conexão ou desconexão hidráulica do sistema rio-aquífero reflete diretamente na dinâmica das trocas hídricas entre os componentes desse sistema. A interação entre águas superficiais e subterrâneas é regida por três fatores: 1) posição dos corpos d'água em relação ao sistema de fluxo subterrâneo, caracterizando conexão ou desconexão hidráulica entre rio e aquífero; 2) características geológicas (distribuição e magnitude da condutividade hidráulica dos sedimentos aluviais associados), pedológicas e morfológicas (geometria e posição do canal dentro da planície aluvial) do sistema rio-aquífero e; 3) configurações climáticas, caracterizadas pela sazonalidade de acordo com as estações do ano (WOESSNER, 2000; WINTER, 1999; TÓTH, 1970; RÊGO, 2001).

Em um sistema rio-aquífero hidraulicamente conectado, o nível freático está acima da base do leito do rio, a infiltração é predominantemente lateral e saturada, caracterizando ganhos oriundos do aquífero (LIMA; FRISCHKORN; BURTE, 2007). Nessa configuração, o rio principal de uma bacia pode receber águas subterrâneas de áreas imediatamente próximas ou mais distantes com o gradiente hidráulico indicando a direção do fluxo subterrâneo.

Em um sistema hidraulicamente desconectado, o nível freático está abaixo da base do leito do rio e a infiltração é predominantemente vertical e não saturada, caracterizando perdas do rio para o aquífero (COSTA, 2012). Essas perdas ocorrem geralmente em canais aluviais extensos (RENARD *et al.*, 2008), em aquíferos fraturados ou em aquíferos cársticos sob o leito do rio (HUGHES, 2008) e podem desempenhar um papel importante nas taxas de escoamento, recarga de águas subterrâneas, abastecimento de água doce e ecossistemas associados aos canais (LANGE, 2005; DAGÈS *et al.*, 2008).

A heterogeneidade espacial é um problema persistente na caracterização da interação rio-aquífero e pode constituir uma dinâmica em que em um determinado trecho do rio perde água para o aquífero que o descarrega no curso em um trecho a jusante, ou seja, a infiltração pode deixar de ser vertical e não saturada e passar a ser lateral e saturada. Essa dinâmica ocorre devido a diminuição da espessura do aquífero, ao estreitamento da largura do aquífero e/ou a redução da condutividade hidráulica (KONRAD, 2006).

Variações espaciais e temporais podem ser explicadas pelas características dos eventos de escoamento e condições hidrológicas iniciais, mas também por processos de sedimentação e erosão que modificam as propriedades hidráulicas do leito (CRERAR *et al.*, 1988; DUNKERLEY; BROWN, 1999). Estas variações dificultam a estimativa com precisão das interações entre rio e aquífero. Por isso, torna-se difícil prever recarga aquífera, pois não só a infiltração através do leito do canal tem que ser estimada, mas também as velocidades de percolação, que em grande parte dependem das características do solo.

Marofi (1999) observou que trechos de rios perdiam água enquanto outros ganhavam, devido a variações nos níveis freáticos ao longo de uma bacia mediterrânea. Dunkerley e Brown (1999) também observaram uma acentuada variabilidade ao longo de um segmento de 7,6 km de um curso desértico em New South Wales, Austrália. Neste caso, o fluxo foi totalmente perdido ao longo do trecho durante um evento, a uma taxa média de 13,2% por quilômetro.

Estudos em pequena escala em diferentes cursos localizados em regiões áridas e semiáridas indicaram não só variabilidade espacial, mas também temporal das interações rio-aquífero. Medições pontuais de infiltração e umidade do solo em um canal aluvionar, realizadas por Hughes e Sami (1992), indicaram grandes diferenças dentro de pequenas distâncias durante e entre eventos. Estes autores registraram perdas entre 22 e 75% do volume de escoamento superficial em um riacho efêmero no sul da África. Resultados semelhantes foram obtidos por Parissopoulos e Wheeler (1992), que conduziram medições pontuais de taxas de infiltração. Marofi (1999) observou perdas variando de 19 a 93% entre os conjuntos de eventos de escoamento. No norte do deserto de Negev, em Israel, Schwartz (2001) conduziu medições de umidade no canal aluvionar em duas seções transversais específicas, durante vários eventos e observou que as perdas em trânsito foram significativamente reduzidas quando o intervalo de tempo entre dois eventos sucessivos foi menor que uma semana.

Na interação rio-aquífero, a direção dos processos varia com a carga hidráulica, enquanto que o fluxo depende da condutividade hidráulica dos sedimentos. Eventos de

precipitação e padrões sazonais alteram a carga hidráulica induzindo mudanças na direção de fluxo. Duas direções de fluxo se destacam: (1) condição influente, onde as águas superficiais contribuem para o fluxo de subsuperfície, e (2) condição efluente, onde a água subterrânea é drenada para o curso d'água (FREEZE; CHERRY, 1979). Regime de fluxo variável pode alterar a condutividade hidráulica através da erosão e processos de deposição e, portanto, afetar o padrão das interações rio-aquífero (SOPHOCLEOUS, 2002).

A interação rio-aquífero é distinta para diferentes meios litológicos, principalmente devido à dinâmica do fluxo subterrâneo. Aquíferos fraturados são formados por rochas ígneas, metamórficas ou cristalinas, onde a circulação da água ocorre em fraturas, abertas devido ao movimento tectônico. A capacidade dessas rochas de acumular água está relacionada à quantidade de fraturas, suas aberturas e intercomunicação, que permitem a infiltração e o fluxo da água (REBOUÇAS *et al.*, 2002). Hughes (2008) afirma que tanto aquíferos fissurais quanto aquíferos cársticos sob o leito do rio definem a ocorrência predominante de perdas do rio para o aquífero, provocando a redução do escoamento superficial e a possível ocorrência de recarga aquífera.

Aquíferos sedimentares são formados por rochas sedimentares consolidadas, sedimentos inconsolidados ou solos arenosos, onde a circulação da água se faz nos poros formados entre os grãos de areia, silte e argila de granulação variada (REBOUÇAS *et al.*, 2002). Nesses aquíferos, parte das águas das chuvas recarregam os aquíferos. Em seguida, essas águas fluem em direção às drenagens superficiais, correspondentes às áreas de descarga do aquífero, evidenciando potenciais ganhos hídricos no rio devido ao fluxo de base (FONTENELE, 2010; MENDONÇA, 1996).

No entanto, independentemente do tipo de sistema aquífero, o fluxo superficial não necessariamente ocasiona a infiltração profunda e, conseqüentemente a recarga aquífera. Isso porque pode ocorrer uma dispersão lateral do fluxo subsuperficial, devido a estrutura heterogênea das camadas de sedimentos aluviais (DAHAN *et al.*, 2007). Durante a infiltração, uma parcela da água sob ação da força de adesão ou de capilaridade fica retida na zona não saturada, onde pequenos interstícios entre as partículas do solo são preenchidos com uma mistura de água e ar. Esta água é utilizada pelas plantas para o seu crescimento. Em algumas situações, como a heterogeneidade aluvionar, essa água pode fluir lateralmente, através de um processo denominado interfluxo. Ao ocorrer a completa saturação da zona do solo, a água continua descendo sob ação da gravidade, atingindo as zonas mais profundas do subsolo e constituindo a zona saturada. Assim, apenas a água correspondente ao excedente da zona não saturada, que se move em velocidades muito lentas, constituirão o manancial subterrâneo.

A redistribuição da água subsuperficial no aluvião também pode ser influenciada pela saturação da zona localizada entre o leito do rio e o fluxo subterrâneo, conduzida por sistemas de fluxos locais, intermediários ou regionais de água subterrânea (SOPHOCLEOUS, 2002). Aluviões estratificados com heterogeneidade na espacialização de atributos hidrodinâmicos foram relatados por Parissopoulos e Wheeler (1992) e Lange (2005). No âmbito das variações climáticas, a recarga dos aquíferos aluviais tem origem fluvial nos períodos chuvosos (cursos d'água influentes), enquanto que em períodos secos, o potencial fluxo de base é originado por águas subterrâneas (cursos d'água efluentes) (CABRAL; DEMETRIO, 2008; RÊGO, 2001; PISINARAS *et al.*, 2007).

Brunke, Gonser e Grieder (1998) descreveram as mudanças sazonais nas interações rio-aquífero de acordo com as condições climáticas. Sob baixa precipitação, o escoamento de base⁸ constitui a descarga em rios alogênicos⁹ (curso efluente) na maior parte do ano, garantindo sua continuidade (fluxo perene). Sob condições de elevada precipitação, o escoamento superficial direto¹⁰ e o subsuperficial¹¹ aumentam gradualmente, elevando as cargas hidráulicas e fazendo o rio mudar da condição de curso efluente para influente (caracterizado por redução do nível de inundação, infiltração nos leitos e recarga do aquífero). Geralmente, o fluxo em cursos influentes é intermitente.

As reduções nas inundações sob condições de elevada precipitação ocorrem principalmente devido as perdas de água para planícies aluviais nas zonas de inundação. No entanto, uma vez que essas planícies se tornam totalmente saturadas, os caminhos de fluxo direto ficam totalmente ativos, reduzindo-se as perdas. O volume de água armazenado por infiltração e recarga em cursos influentes depende da duração, altura e forma do hidrograma do evento, bem como da capacidade de armazenamento e transmissividade do aquífero aluvionar. Quando a carga hidráulica e a franja capilar estão próximas da superfície, quantidades mínimas de água são necessárias para saturar o perfil do solo. Esta rápida saturação pode levar à descarga de água do subsolo para a superfície como fluxo de retorno (DUNNE; BLACK, 1970).

⁸ escoamento de base: responsável por manter o fluxo entre eventos, gerado a partir do fluxo subterrâneo, como também derivado da drenagem de reservatórios ou de encostas.

⁹ rios alogênicos: apresentam fluxo perene em ambientes semiáridos e são geralmente provenientes de áreas úmidas (BULL e KIRKBY, 2002).

¹⁰ escoamento superficial direto: parte da água que esco no rio durante os eventos de precipitação.

¹¹ escoamento subsuperficial (*interflow*): fluxo no interior do perfil de solo próximo a superfície, resultando em descarga no rio, constituindo uma parcela de fluxo do hidrograma de um evento (BEVEN, 1984).

Em áreas de baixa precipitação, como as regiões semiáridas, os rios são frequentemente endógenos¹², ou seja, o nível freático está posicionado abaixo da base do leito do rio (fluxo efêmero) e a infiltração vertical geralmente é a maior fonte de recarga subterrânea (STEPHENS, 1996).

A magnitude dessa infiltração depende de fatores como propriedades hidráulicas da zona não saturada, volume disponível para armazenamento, geometria do canal e perímetro molhado, duração e nível (carga hidráulica) da onda de cheia, umidade antecedente do solo, obstrução de camadas no leito do canal e temperatura da água. Segundo Bouwer e Maddock (1997), se a profundidade do lençol freático abaixo do leito do rio for duas vezes maior que a largura do canal (zona de escoamento), a dinâmica se aproximará de uma interação rio-aquífero hidraulicamente desconectada, com lençol freático profundo.

A precipitação em regiões semiáridas brasileiras possui enorme variabilidade temporal. Períodos de seca de até cinco anos consecutivos podem ocorrer, resultando na diminuição da recarga do sistema aquífero. Como consideráveis volumes hídricos de recarga ocorrem apenas durante os períodos de precipitação abundante, a alta variabilidade das chuvas anuais provoca uma variabilidade ainda maior de recarga dos aquíferos (MENDONÇA, 1996). Conseqüentemente, os lençóis freáticos apresentam grandes flutuações interanuais, refletindo diretamente no fluxo de base de rios e riachos.

Costa (2012) estudou a dinâmica da interação rio-aquífero em regiões semiáridas, mais especificamente em um trecho do rio Jaguaribe (bacia do Alto Jaguaribe) hidraulicamente conectado. Este trecho apresenta as seguintes características sobre a dinâmica da interação rio-aquífero: na estação seca e no início da estação chuvosa o rio perde água, ocorrendo predominantemente infiltração vertical. Durante esse período, o fluxo do rio não escoava antes de um evento de inundação; no meio e no final das estações chuvosas o fluxo do rio é sustentado pelo fluxo de base (ocorrendo antes e depois de eventos) e a infiltração lateral desempenha um papel importante durante os grandes eventos.

De acordo com Lima, Frischkorn e Burte (2007), quando o nível da água do rio aumenta rapidamente, parte da água é armazenada em suas margens, atenuando o impacto da cheia do rio. Além disso, depois do evento de descarga, as perdas podem retornar ao canal como fluxo de base quando o nível do lençol freático é mais alto do que o nível de água do rio. Segundo Lange (2005), pequenos e médios eventos em 150 km do Rio Kuiseb, no Deserto da Namíbia (Sul da África), podem viajar distâncias consideráveis sem perdas

¹² rios endógenos: apresentam fluxo efêmero ou intermitente e são originados em sua maioria em ambientes áridos e semiáridos (BULL e KIRKBY, 2002).

substanciais, enquanto perdas significativas ocorrem durante os picos elevados de escoamento. Mesmo após eventos precedentes, altos picos de escoamento são significativamente diminuídos após o escoamento ter ultrapassado um certo limiar. Isto ocorre devido a transferência de volumes hídricos para áreas de várzea durante eventos de grande fluxo. Estes grandes eventos também contribuem significativamente para recarga de águas subterrâneas. Um princípio fundamental da física que explica essas perdas mais elevadas no momento de maior fluxo é o aumento na infiltração devido a uma maior carga hidráulica na superfície. Este pressuposto foi levado em conta na modelagem da interação rio-aquífero por Abdulrazzak e Morel-Seytoux (1983) e Xie e Yuan (2010). Lange *et al.* (1998) estudando eventos independentes de perdas por infiltração em fase inicial de eventos foram menores do que durante a fase principal da inundação no sul do deserto de Negev, Israel. De acordo com esse autor, dois processos diferentes podem explicar esse comportamento:

- i) A existência de uma camada seladora no interior ou sobre a superfície do aluvião, interrompida em grandes descargas. Crerar *et al.* (1988) realizando pesquisas em laboratório e em campo em um riacho efêmero, verificaram que os sedimentos carregados pelas águas de um evento podem efetivamente selar a superfície aluvial durante uma inundação com velocidade de fluxo inesperadamente altas. Esse fenômeno foi observado por Lange *et al.* (1998), que verificaram infiltrações mais elevadas no início de um evento, em um trecho de canal de 250 m localizado no sul do deserto de Negev, Israel.
- ii) A inundação de grandes áreas de várzea durante períodos de alto fluxo pode armazenar água nessas áreas. Assim, grandes perdas ocorrem provavelmente devido à infiltração. Isso, em termos gerais, é compatível com os resultados de Knighton e Nanson (1994, 2001) em um trecho de 400 km de um rio localizado em Cooper Creek, região árida da Austrália. A partir de comparações entre partes de um evento, os autores sugeriram a existência de grande diferença entre a infiltração no canal principal e a planície de inundação. As perdas em áreas de várzea parecem ser a principal razão para explicar os grandes volumes de água perdidos durante eventos de grandes fluxos, como também foi evidente a partir do balanço hídrico.

Ao modelar perdas em trânsito em cursos d'água, os pesquisadores Abdulrazzak e Morel-Seytoux (1983), Freyberg (1983), Illangasekare e Morel-Seytoux (1984), El-Hames e Richards (1998), Xie e Yuan (2010), definiram que o princípio físico que explica perdas mais elevadas nos momentos de maior fluxo é o aumento da infiltração, devido a maior carga

hidráulica na superfície. No entanto, os resultados de Dahan *et al.* (2007) sugerem que a camada de sedimentos arenosos aluvionares no topo da zona não-saturada regula o fluxo através de taxas de infiltração quase constantes. Assim, este autor concluiu que as grandes perdas durante os estágios elevados de inundação podem ser devido à longa duração das grandes cheias.

Wolski *et al.* (2006) explicaram o comportamento hidrológico do Delta do Okavango, zona úmida alimentada pelo rio Okavango, Angola, considerando a interação entre água subterrânea e de superfície. Enquanto que modeladores de chuva-vazão e de águas subterrâneas não conseguiram responder porque seus respectivos modelos individuais subestimaram os resultados durante um período de sete anos (1974-1981) e simularam bem o restante do tempo (1968-2003). Vale salientar que aproximadamente 90% dessa bacia é caracterizada por areias muito permeáveis e as inundações são quase geralmente oriundas do afloramento de águas subterrâneas.

De fato, a interação entre rio e aquífero é um processo complexo e simulá-lo é uma tarefa desafiadora. No entanto, modelos hidrológicos são ferramentas que podem simular essa interação (PUCCI JÚNIOR; POPE, 1995). Eles variam de modelos concentrados a distribuídos, que simulam os principais processos hidrológicos em diferentes graus de complexidade. Modelos baseados em processos, parametrizados a partir de medições de campo e base de dados geográficos podem ser ferramentas importantes no entendimento da dinâmica da interação rio-aquífero (EL-HAMES; RICHARDS, 1998; LANGE *et al.*, 1999; LANGE, 2005; MORIN *et al.*, 2009).

Existem vários modelos desenvolvidos para simular interação rio-aquífero usando diversas abordagens. Os processos em meios não-saturados e saturados foram conectados usando uma variedade de abordagens, podendo ser totalmente ou parcialmente acoplados. Nos modelos completamente acoplados, o fluxo nas fronteiras é um processo interno que permite que a água flua entre o rio e o aquífero governada pelo fluxo hidrodinâmico local, não utilizando condições de contorno artificiais na interface (RAGAB *et al.*, 2010).

A interação rio-aquífero de fluxos conectados pode ser modelada utilizando a abordagem de infiltração baseadas nas equações de Green e Ampt (1911), proposta por Abdulrazzak e Morel-Seytoux (1983). No entanto, essa abordagem possui uma equação sem solução analítica para fluxos desconectados, pois a profundidade de empoçamento no canal e o termo gravitacional são dependentes do tempo (FREYBERG *et al.*, 1980). Para superar esta dificuldade, Freyberg (1983) propôs uma solução numérica para a equação de Green e Ampt, considerando um aluvião uniforme. Contudo, o autor verificou que a solução numérica se

mostrou inadequada para rápidas mudanças na taxa de infiltração em pequenos intervalos de tempo. Assim, o fluxo não-saturado através da aluvião e as variações na profundidade de empoçamento do canal dificultaram a elaboração de um modelo de interação rio-aquífero para fluxos desconexos baseado na equação de Green & Ampt. Uma dificuldade a mais pode ser a existência de um aluvião estratificado, geralmente encontrada em rios semiáridos (PARISSOPOULOS; WHEATER, 1992; EL-HAMES; RICHARDS, 1998).

Uma abordagem para sistemas desconexos é a equação de infiltração de Smith-Parlange, baseada em uma solução aproximada da equação básica de fluxo não saturado. O modelo exige parâmetros mínimos para descrever o comportamento da infiltração, mas o perfil do solo só pode ser representado por duas camadas com diferentes parâmetros de infiltração. Isso limita a modelagem de zonas aluvionares, que possuem perfis de solo heterogêneos (SMITH *et al.*, 1995; SEMMENS *et al.*, 2008).

A equação de Richards permite modelar o fluxo não saturado considerando a profundidade variável de empoçamento no canal e a estratificação da aluvião, como foi feito por El-Hames e Richards (1998). Essa pode ser uma abordagem fisicamente compreensível para modelos de perdas em trânsito de sistemas desconexos. Porém, de acordo com os autores, a aplicação da mesma exige um esforço computacional extremo para simular bacias de meso e grande escala. Além disso, a equação necessita de extensos conjuntos de dados, que geralmente não estão disponíveis, especialmente em ambientes semiáridos. Diante dessa problemática, alguns autores têm utilizado taxas de infiltração constante nos canais, negligenciando a profundidade variável da carga hidráulica de canais e o fluxo não saturado (LANGE *et al.*, 1999; MORIN *et al.*, 2009).

Uma abordagem mais flexível da interação rio-aquífero que modela rios hidraulicamente conectados e desconectados, que perdem ou ganham fluxo, é baseada no conceito de coeficiente de vazamento (RUSHTON; TOMLINSON, 1979), que conecta modelos distribuídos de fluxo em rio e em aquífero. Esta abordagem foi aplicada com sucesso especialmente em regiões de clima temperado e úmido e mais raramente em bacias de regiões áridas e semiáridas (COSTA, 2012). No entanto, o conceito de coeficiente de vazamento falha ao modelar perdas em fluxos desconexos, devido à negligência do fluxo através de camadas insaturadas do aluvião (BRUNNER *et al.*, 2010).

A principal diferença entre os modelos desenvolvidos para regiões semiáridas e para áreas úmidas é que os modelos para o semiárido geralmente incluem abordagem de perdas por infiltração do escoamento superficial, o que não é necessariamente incluído em modelos para áreas úmidas (GÜNTNER, 2002). Além disso, recargas verticais e laterais em

rios (sub-) úmidos ocorrem a partir do inverno para a primavera, quando as fases de água de superfície são mais elevadas do que o lençol freático (KRAUSE; BRONSTERT, 2007). No entanto, essa recarga pode ser intensificada, assemelhando-se as perdas de rios semiáridos, após períodos de seca ou extensivo bombeamento de águas subterrâneas. Devido ao comportamento sazonal de regiões semiáridas, Costa, Bronstert e Araújo (2011) propuseram um modelo de trocas hídricas entre rio e aquífero baseado na abordagem de coeficiente de vazamento (RUSHTON; TOMLINSON, 1979), que permite a modelagem de rios que perdem e/ou ganham água conectados a aquíferos aluviais rasos, representando variações de carga hidráulica na superfície e em subsuperfície. Neste tipo de abordagem modela-se as trocas hídricas rio-aquífero através da conexão entre modelos distribuídos de propagação de cheia e fluxo subterrâneo. Essa abordagem foi aplicada com sucesso a bacias e trechos de rio, especialmente em regiões de clima temperado e úmido (XIE; YUAN, 2010; ENGELER *et al.*, 2011).

Costa (2012) avaliou o modelo de perdas em trânsito Dryrios, baseado no conceito de coeficiente de vazamento, em dois trechos de rio com diferentes escalas e processos dominantes: um grande trecho de rio na bacia do Alto Jaguaribe, Ceará, Nordeste do Brasil e um pequeno trecho na bacia hidrográfica experimental Gulch Walnut, Arizona, EUA. Estes dois casos particulares foram simulados para demonstrar a aplicabilidade geral do modelo em diferentes tipos de rios semiáridos, ou seja, prever o volume produzido e a vazão de pico por evento, no Alto Jaguaribe (eventos de fluxo na estação chuvosa) e em Gulch Walnut (chuvas convectivas de tempestades e eventos de inundação). Estas simulações foram baseadas nos modelos conceituais específicos de cada local de estudo, sem calibração de parâmetros.

As avaliações realizadas por Costa (2012) no semiárido cearense mostraram que as perdas do rio para o aquífero possuem o seguinte comportamento: no início do período chuvoso, pequenos fluxos superficiais infiltram no leito do rio; no período chuvoso, esses fluxos preenchem poças no leito, que se conectam por filamentos de canais, propagando-se a jusante; durante as altas descargas, ocorre a saturação das planícies de inundação devido a elevação dos volumes escoados, diminuindo as perdas por infiltração e tornando os fluxos superficiais plenamente ativos.

2.3 Processos Hidrológicos da Interação Rio-Aquífero

Os principais processos que definem as interações hidrológicas entre rio e aquífero são a propagação da onda de cheia, a infiltração em superfície, o fluxo lateral subsuperficial não saturado e o fluxo saturado. Esse último é caracterizado pela infiltração ou

exfiltração da zona saturada e controlado pela configuração do nível hidráulico subterrâneo e pela distribuição da condutividade hidráulica das rochas (FREEZE; WITHERSPOON, 1967). Assim, a modelagem hidrológica da interação rio-aquífero requer a simulação de processos como escoamento superficial, infiltração e fluxo subterrâneo para cada evento hidrológico.

2.3.1 Escoamento superficial

Segundo Silva, Mascarenhas e Miguez (2007), os rios são sistemas abertos de estrutura tridimensional (longitudinal, transversal e vertical), caracterizados por processos hidrológicos e geomorfológicos dinâmicos. Para o conhecimento da interação do sistema fluvial, considera-se uma quarta dimensão, a temporal:

- a) Longitudinal: interações entre a cabeceira, os rios afluentes e rio principal;
- b) Lateral: interações entre o canal do rio e a área de várzea;
- c) Vertical: interações entre o canal do rio e o lençol freático;
- d) Temporal: interação transiente entre as três dimensões espaciais, dependendo da escala, do interesse e do fenômeno investigado.

Em 1870, Saint-Venant equacionou o fluxo longitudinal em canal aberto considerando:

- ❖ fluxo unidimensional (profundidade e velocidade variando longitudinalmente);
- ❖ variação gradual do fluxo ao longo do canal;
- ❖ acelerações verticais negligenciadas;
- ❖ eixo longitudinal do canal aproximado por uma linha reta;
- ❖ pequeno declive do fundo do canal, considerado constante ao longo do tempo;
- ❖ fluido considerado incompressível e de densidade constante durante o fluxo.

Associando um sistema de coordenadas cartesianas ao escoamento unidimensional de Saint-Venant, o espaço é representado pela abscissa x (eixo do rio) e o tempo por t . Essas variáveis independentes definem o comportamento do escoamento na calha do rio. As principais variáveis dependentes em uma seção transversal, representadas pela ordenada y , são definidas como vazão líquida $Q(x,t)$, velocidade média $v(x,t)$, cota do nível da água $Z(x,t)$ e profundidade média da seção molhada $h(x,t)$.

A forma como as variáveis dependentes variam no tempo e no espaço serve para classificar o regime de escoamento. Essas variáveis podem ou não permanecer constantes ao longo do tempo. Quando invariáveis no tempo, o escoamento se encontra em regime

permanente¹³. Quando variáveis no tempo, o escoamento se encontra em regime não permanente¹⁴, padrão comum em hidráulica fluvial. Essas variáveis dependentes também podem permanecer constantes ou não ao longo da calha do rio. Quando invariáveis na distância longitudinal, o escoamento se encontra em regime uniforme¹⁵. Este regime não é encontrado na natureza, mas admite-se na prática o uso de características do regime uniforme. O regime permanente variado ocorre quando as grandezas variam ao longo da distância, mas permanecem invariantes no tempo em uma mesma seção, classificando-se em duas categorias: escoamento gradualmente variado¹⁶ e bruscamente variado¹⁷.

Publicadas pela Academia Francesa de Ciências em 1870, a equação dinâmica e a equação da continuidade formam o conjunto conhecido como equações de Saint-Venant. Essas equações permitem descrever qualquer regime de escoamento e, portanto, se constituem no conjunto de equações governantes dos escoamentos em rios e canais (SILVA; MASCARENHAS; MIGUEZ, 2007).

A equação da continuidade foi deduzida a partir da aplicação do princípio de conservação da massa a um volume de controle definido por um trecho de rio. Assim, a variação do volume de água num trecho de rio sem afluentes só pode ocorrer pela ação dos seguintes fatores, isolados ou simultâneos:

Armazenamento de água no trecho da calha definido pelo volume de controle;

Transbordamento do escoamento para a planície de inundação;

Retorno do fluxo da planície de inundação para a calha durante a recessão;

Trocas hídricas com o aquífero;

Contribuição lateral proveniente do escoamento superficial produzido pela chuva na bacia hidrográfica.

O balanço de massa no volume de controle conduz a Equação 1:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad (1)$$

¹³ Regime permanente: regime verificado em rios durante a estiagem, onde a única contribuição vem do lençol subterrâneo que pode garantir vazão e profundidade constantes em um intervalo de tempo.

¹⁴ Regime não permanente: regime originado no processo chuva-vazão da bacia hidrográfica, apresentando um período de ascensão seguido por uma recessão e provocando o lançamento de um grande volume de água no sistema de drenagem fazendo com que vazões, níveis e velocidades se alterem a jusante.

¹⁵ Regime uniforme: regime que ocorre quando vazões, profundidades e velocidades médias não variam com a distância longitudinal, tornando paralelas as declividades do leito do rio e da linha d'água.

¹⁶ Escoamento gradualmente variado: profundidades e velocidades do escoamento variam de forma gradual ao longo das seções.

¹⁷ Escoamento bruscamente variado: as profundidades variam de forma brusca. Isto ocorre geralmente em trechos com pequeno comprimento, o que faz com que a ocorrência deste tipo de regime também seja conhecida como um fenômeno localizado.

Em que, $\partial A/\partial t$ é a variação do armazenamento devido à variação temporal da área molhada em uma seção; $\partial Q/\partial x$ é a variação do armazenamento devido à variação da vazão entre duas seções consecutivas; q_l é a variação de armazenamento devido à contribuição lateral por unidade de comprimento ou termo de não-conservação no caso de perdas para a planície (sumidouro) ou escoamento superficial afluente (fonte).

Essa equação é a forma mais conhecida da equação da continuidade para escoamento em rios e canais, definida como forma conservativa. Conhecida também como forma primitiva, é a equação onde vazões e profundidades são variáveis dependentes. Essa forma possui grande utilidade na prática, pois permite obter soluções precisas e consistentes, dependendo do tipo de escoamento não permanente considerado.

De acordo com Costa (2012), a equação de Saint-Venant é aplicada para simular vazão em uma rede de drenagem natural, quando condições de contorno a montante e a jusante estão disponíveis. No entanto, rios de regiões semiáridas geralmente não possuem condições de contorno fixas, pois muitos 33ermeâmetr acabam em algum lugar entre o ponto inicial e a segunda estação de monitoramento fluviométrico. Além disso, o monitoramento do fluxo superficial em rios semiáridos é difícil em muitas regiões, devido a baixa densidade populacional, o afastamento de estações hidrológicas e a curta duração do escoamento (EL-HAMES; RICHARDS, 1998). Variações climáticas extremas, especialmente na precipitação anual, também aumentam os problemas de construção de bancos de dados.

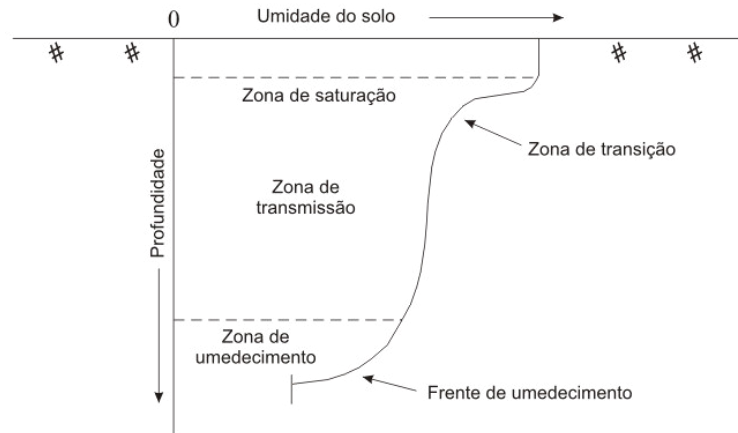
Diante disso, aplica-se o método do armazenamento para regiões semiáridas. Esse método é baseado na hipótese de que os termos da equação dinâmica têm ordens de grandeza desprezíveis. Portanto, utiliza-se apenas a equação da continuidade, definindo o processo de armazenamento na calha fluvial como o único fator determinante ao escoamento. O comportamento de uma onda de cheia pode ser considerado função do armazenamento e governado apenas pela equação da continuidade. Essa equação diferencial parcial é, geralmente, resolvida pelo método numérico de diferenças finitas, obtendo-se soluções para taxa de fluxo e carga hidráulica para tempos e distâncias incrementais.

2.3.2 Infiltração na zona não saturada

Segundo Silveira, Louzada e Beltrame (2000), o processo de infiltração umedece as camadas do perfil vertical do solo, alterando gradativamente a umidade nessas camadas a partir da superfície (Figura 1). A alteração no conteúdo de água no solo tende à saturação,

iniciando na camada superficial. Essa dinâmica é determinante no escoamento dos cursos d'água e no balanço hídrico da zona saturada.

Figura 1 – Zonas de umidade geradas durante o processo de infiltração de água no solo



Fonte: Adaptado de Chow, Maidment e Mays (1988).

De acordo com Brandão *et al.* (2006), o perfil de umedecimento do solo apresentado na Figura 1 possui quatro zonas distintas: zona de saturação¹⁸, zona de transição¹⁹, zona de transmissão²⁰ e zona de umedecimento²¹. A espessura da zona de transmissão é aumentada continuamente caso haja oferta de água. Em solos inicialmente muito secos, o gradiente hidráulico entre essa zona e a zona de umedecimento se torna mais acentuado.

O processo de infiltração depende de diversos fatores que podem ser influenciados pelo tipo de solo, manejo do solo, composição da superfície, dentre outros. Essa relação de dependência pode ser explicada pela influência que estes fatores exercem sobre a condutividade hidráulica (RAWLS *et al.*, 1993).

Para entender a dinâmica da água na zona não saturada, faz-se necessário compreender a relação entre umidade, potencial matricial e condutividade hidráulica. Segundo Libardi (2005), o potencial matricial é função da umidade do solo e essa relação é diretamente proporcional. No que diz respeito a condutividade hidráulica, a mesma também é função da umidade do solo, sendo tanto maior quanto mais úmido o solo, atingindo seu valor máximo na saturação.

¹⁸ zona de saturação - camada saturada, imediatamente sob a superfície.

¹⁹ zona de transição – caracterizada por decréscimo acentuado da umidade.

²⁰ zona de transmissão – caracterizada por pequena variação vertical na umidade.

²¹ zona de umedecimento – caracterizada pelo elevado gradiente hidráulico devido a variação abrupta de umidade.

Tanto a condutividade hidráulica quanto o potencial matricial dependem do espaço poroso, variando muito de solo para solo e até em um mesmo solo (REICHARDT, 1996). Dos fatores relacionados ao solo, a textura e a estrutura são as características físicas que influenciam a condutividade hidráulica e a estabilidade dos agregados do solo, por serem determinantes da quantidade, forma e continuidade dos macroporos. Dos fatores relacionados à superfície, o encrostamento superficial é um fenômeno causado pelo impacto das gotas de chuva e o trânsito de máquinas e animais sobre o solo, promovendo o rearranjo das partículas, o adensamento e a consolidação da estrutura superficial, cuja espessura pode variar de 0,1 mm até valores superiores a 50 mm (VALENTIN; BRENSON, 1992). Embora com pequena espessura, o efeito desse encrostamento sobre as propriedades físicas do solo influencia as condições de infiltração, uma vez que a condutividade hidráulica da camada superficial pode ser reduzida em até 2.000 vezes (McINTYRE, 1958).

Além disso, as propriedades hidráulicas de diferentes camadas de solo e sua disposição podem gerar influências significativas sobre a infiltração. As taxas de infiltração podem ser ligeiramente aumentadas no movimento da água em solos com textura grosseira à fina, devido à maior sucção da água para o solo mais fino subjacente (potencial matricial do solo mais fino é geralmente superior). Em seguida, a resistência ao fluxo, devido a presença de microporos, pode ser tão grande que o fluxo é marcadamente reduzido (MILLER; GARDNER, 1962). Isso resulta em mudanças nas taxas de infiltração observadas na interface (BRUCE; WHISLER, 1973). Em contraste, quando a água se move para um solo mais grosseiro, a mesma não pode entrar na camada de solo até que haja pressão suficiente para umedecer os macroporos e, em particular, os estreitos canais de fluxo que podem ocorrer e persistir através de toda a zona de textura grosseira (JURY; HORTON, 2004). Nesta circunstância, a camada de solo grosseiro subjacente não estará saturada.

A capacidade de infiltração é um conceito aplicado para diferenciar o potencial do solo de absorver água da taxa real de infiltração, que ocorre somente quando há disponibilidade de água (HILLEL, 1980). Assim, a taxa de infiltração só coincide com a capacidade de infiltração quando há disponibilidade de água igual ou superior à capacidade de infiltração. Caso não ocorra essa disponibilidade, toda a água penetrará no perfil a uma taxa igual ao volume disponível em um determinado espaço de tempo, reduzindo a capacidade de infiltração devido ao umedecimento do solo. Persistindo a disponibilidade de água, a partir de um tempo $t = t_p$ (tempo de empoçamento), a taxa de infiltração iguala-se à capacidade de infiltração, passando a decrescer com o tempo e tendendo a um valor constante após um período de tempo, caracterizado como a taxa de infiltração estável (BRANDÃO et al., 2006).

Se a umidade inicial no perfil do solo for conhecida, a infiltração acumulada (I) é o volume de água infiltrada no solo por unidade de área (Equação 2).

$$I = \int_0^z (\theta - \theta_i) dz \quad (2)$$

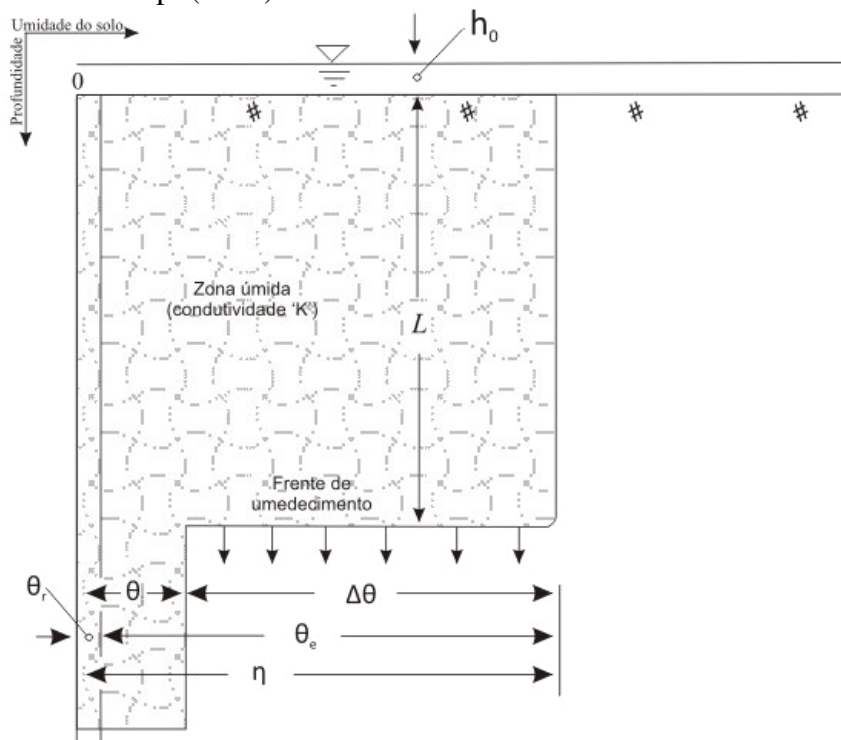
Em que, z é a distância na direção do fluxo (L), θ é a umidade volumétrica ao longo da profundidade z ($L^3 L^{-3}$) e θ_i é a umidade volumétrica presente no perfil do solo antes do início da infiltração ($L^3 L^{-3}$).

A taxa de infiltração (i) é definida como o volume por unidade de área que atravessa a superfície do solo por unidade de tempo, representando, portanto, a taxa de variação da infiltração acumulada (I) ao longo do tempo (t) (Equação 3).

$$i = \frac{dI}{dt} \quad (3)$$

Green e Ampt (1911) desenvolveram equações de infiltração com solução analítica. Eles propuseram o esboço de um perfil de solo para ilustrar a simplificação desse processo (FIGURA 2).

Figura 2 – Processo de infiltração simplificado representado por Green e Ampt (1911)



Fonte: Adaptado de Chow, Maidment e Mays (1988).

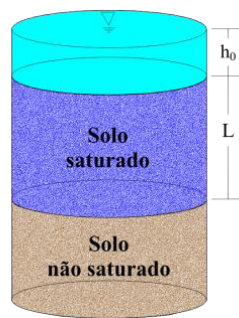
No modelo de Green e Ampt, a água é empçada a uma profundidade ' h_0 ' na superfície do solo. A frente de umedecimento é a fronteira que divide o solo não saturado,

com umidade igual a ' θ_i ' do solo saturado, com umidade igual a porosidade ' η '. O solo aumentará sua umidade de θ_i a η com o passo da frente de umedecimento.

Sabendo que a umidade é a razão entre o volume de água e o volume de vazios da superfície de controle, o aumento da água armazenada no volume de controle como resultado da infiltração, para uma seção transversal unitária, é dada pela infiltração acumulada ' F ' (Equação 4).

$$F(t) = L(\eta - \theta_i) \quad (4)$$

Figura 3 – Esquema da aplicação da Lei de Darcy em meio poroso



Fonte: Adaptado de Chow, Maidment e Mays (1988).

Ao rearranjar a equação 4, tem-se a equação 5:

$$L = \frac{F(t)}{(\eta - \theta_i)} \quad (5)$$

Ao aplicar a Lei de Darcy na Figura 3, considerando que h_1 e h_2 estão localizados respectivamente na superfície e na fronteira seca da frente de umedecimento, tem-se a Equação 6.

$$f = K \left[\frac{h_1 - h_2}{z_1 - z_2} \right] \quad (6)$$

A carga h_1 na superfície é igual a profundidade de empoçamento h_0 . A carga ' h_2 ' no solo seco, abaixo da frente de umedecimento, é igual a $-\psi - L$. Ao substituir, tem-se:

$$f = K \left[\frac{h_0 - (-\psi - L)}{L} \right] \quad (7)$$

Se h_0 for desprezível, ou seja, se $h_0 \ll \psi + L$, tem-se a Equação 8:

$$f = K \left[\frac{\psi + L}{L} \right] \quad (8)$$

Ao rearranjar algebricamente, tem-se:

$$f = K \left[\frac{\psi}{L} + 1 \right] \quad (9)$$

Ao relacionar as equações 5 e 9, tem-se:

$$f = K \left[\frac{\psi}{\frac{F}{\eta - \theta_i}} + 1 \right] \quad (10)$$

Após modificações algébricas, tem-se:

$$f = K \left[\frac{(\psi(\eta - \theta_i) + F)}{F} \right] \quad (11)$$

Sendo $f = dF/dt$ e $\eta - \theta_i = \Delta\theta$, f pode ser expresso como equação diferencial com F desconhecido (Equação 12).

$$f = \frac{dF}{dt} = K \left[\frac{\psi\Delta\theta + F}{F} \right] \quad (12)$$

Manipulando, tem-se (Equação 13):

$$K dt = \left[1 - \left(\frac{\psi\Delta\theta}{F + \psi\Delta\theta} \right) \right] dF \quad (13)$$

Integrando a equação 13, tem-se:

$$Kt = F(t) - \psi\Delta\theta [\ln(F(t) + \psi\Delta\theta) - \ln(\psi\Delta\theta)] \quad (14)$$

Dessa forma, obtém-se a equação de Green e Ampt para a infiltração acumulada (Equação 15).

$$F(t) = Kt + \psi\Delta\theta \left[\ln \left(1 + \frac{F(t)}{\psi\Delta\theta} \right) \right] \quad (15)$$

A equação de infiltração acumulada de Green e Ampt (15) possui algumas limitações e simplificações. Como a equação foi deduzida para um equilíbrio dinâmico, a variação de umidade é zero. Além disso, essa equação (15) despreza a profundidade de empoçamento.

Uma vez encontrada a infiltração acumulada 'F', a taxa de infiltração pode ser obtida através da equação 16:

$$f(t) = K \left[\frac{\psi\Delta\theta}{F(t)} + 1 \right] \quad (16)$$

Quando h_0 não é negligenciado, o parâmetro ψ (carga de sucção ou potencial mátrico) nas equações 12 e 13 será substituído por $\psi - h_0$.

Inúmeros modelos de infiltração têm sido utilizados em modelagem hidrológica (CHU, 1978; USACE, 2001; NEITSCH *et al.*, 2002), sendo a abordagem de Green e Ampt (1911) a mais utilizada. Neste contexto, Chu (1978) ampliou a abordagem de Green e Ampt para calcular a infiltração em um solo homogêneo sob um evento instável. Este autor propôs um método de mudança de tempo para lidar com os cálculos de infiltração para estágios com e sem empoçamento.

Childs e Bybordi (1969) e Bybordi (1973), utilizaram a abordagem de Green e Ampt para modelar a infiltração em um perfil de solo heterogêneo, considerando camadas de condutividade hidráulica decrescente, a partir da superfície. Em outra abordagem, Hachum e Alfaro (1980) apresentaram uma versão modificada da equação de Green e Ampt considerando um perfil de solo não uniforme e usando a média harmônica de condutividade hidráulica das camadas. Neste trabalho eles consideraram a carga de empoçamento constante. Da mesma forma, Beven (1984) e Selker Duan e Parlange (1999) apresentaram modificações do modelo de Green e Ampt considerando solos de porosidade variável com a profundidade.

No entanto, poucos modelos de infiltração, com base na abordagem de Green e Ampt, são adequados para a modelagem da infiltração em um perfil de solo heterogêneo com carga de empoçamento variável. Assim, um algoritmo que ilustre o cálculo da infiltração de carga de empoçamento variável em camadas de um perfil de solo heterogêneo serão úteis para aplicações práticas. Como exemplo, Chu e Mariño (2005) desenvolveram um modelo que simula infiltração em solos homogêneos e heterogêneos, de distribuições arbitrárias de umidade inicial, capaz de lidar com condições de empoçamento ou não empoçamento. Esse modelo de infiltração com base na abordagem de Green e Ampt foi capaz de fornecer resultados de simulações satisfatórios para os processos de infiltração fortemente influenciados pela variabilidade vertical de propriedades hidráulicas do solo e variação na disponibilidade de água em superfície. O modelo eliminou várias limitações comuns em modelos de infiltração existentes como a simulação em solo homogêneo, teor de água inicial uniforme, além da condição inicial de empoçamento.

No modelo Dryrios, a rotina de infiltração foi baseada no modelo de Green e Ampt (1911) modificado por Chu e Mariño (2005), considerando camadas de solo com diferentes propriedades físico-hídricas e carga hidráulica de empoçamento variável. Porém, a taxa de infiltração permanece constante no decorrer de todo processo de infiltração em cada camada de solo. Essa rotina representa a infiltração de água em solos heterogêneos e, portanto, é ideal para um modelo de interação rio-aquífero.

2.3.3 Fluxo subterrâneo

As águas subterrâneas armazenadas nos sistemas aquíferos são recursos acumulados ao longo do tempo. Estas águas, em circunstâncias naturais, não se encontram diretamente expostas às influências climáticas e são governadas por mecanismo de recarga²² e

²² Recarga aquífera corresponde a parcela que infiltra no solo e que efetivamente alimenta os aquíferos.

descarga²³ em condições de quase equilíbrio, com movimento muito lento e tempo de trânsito muito longo (FREEZE e CHERRY, 1979).

Hubbert (1940) mostrou que o fluxo de água subterrânea se desenvolve impulsionado por um gradiente de carga hidráulica. No entanto, esse sistema depende das características hidrogeológicas do meio poroso. A distribuição espacial dessas características influenciam a forma da superfície freática, a recarga aquífera e a descarga da água subterrânea em superfície (SOPHOCLEOUS, 2002).

O armazenamento e o movimento dessas águas são caracterizados por três parâmetros hidrogeológicos do meio poroso: coeficiente de armazenamento²⁴ ‘*S*’, transmissividade²⁵ ‘*T*’ e condutividade hidráulica saturada²⁶ ‘*K_s*’ (LEITE, 1997). Os fatores intrínsecos que determinam a condutividade hidráulica saturada são próprios do aquífero e dependem do tamanho dos poros. Se as demais condições se mantêm, tenderá a ter maior permeabilidade o meio que tiver maior diâmetro das partículas.

Na interação rio-aquífero dar-se maior importância aos meios aquíferos aluvionares que fazem parte do sistema rio-aquífero. A saturação dos aquíferos da zona aluvionar pode ser conduzida por sistemas de fluxos locais, intermediários ou regionais de água subterrânea (SOPHOCLEOUS, 2002) e por entradas através de eventos de precipitação (recarga). As abstrações potenciais são dadas através da transpiração da mata ciliar (GOODRICH *et al.*, 2004; BLASCH *et al.*, 2004) e do bombeamento de águas subterrâneas (SHENTSIS e ROSENTHAL, 2003).

De acordo com Dages *et al.* (2008), a compreensão dos processos de recarga aquífera é de primordial importância para a gestão dos recursos hídricos, especialmente em regiões áridas e semiáridas onde a escassez de água é uma questão crucial. Processos e estimativas de recarga direta e indireta continuam repletos de incertezas (LANGE, 2005).

Uma importante fonte de recarga de água subterrânea são as perdas em trânsito, ocorridas na rede de drenagem de bacias hidrográficas (PARISSOPOULOS; WHEATER, 1992; LEDUC, Bromley, Schroeter, 1997; Sjodin, Lewis e Saunders, 2001; Tang *et al.*, 2001). Essas recargas são favorecidas ao longo dos cursos d’água por várias razões: (i) quantidade de água disponível a infiltração, (ii) infiltração sob carga de pressão positiva, (iii)

²³ A descarga natural de um sistema aquífero ocorre através da drenagem do aquífero, gerando o escoamento de base em rios. A descarga artificial ocorre principalmente por meio de poços tubulares.

²⁴ Coeficiente de armazenamento expressa o volume de água que se pode retirar de uma área unitária por rebaixamento unitário do nível piezométrico.

²⁵ Transmissividade é proporcional à condutividade hidráulica saturada e a espessura do aquífero ‘*b*’.

²⁶ Condutividade hidráulica saturada de um meio poroso reflete a facilidade com que um fluido passa por ele; portanto não depende apenas do meio, mas também do fluido.

maior volume de água nos leitos dos rios do que nos solos próximos e, (iv) menor distância da água percolada no leito do rio para atingir o lençol freático. A percolação que atinge as águas subterrâneas através do solo é menor, devido a maior distância de percolação e a evaporação dos solos em zonas áridas e semiáridas (Izbicki, Radyke Michel, 2000; Sjodin; Lewis; Saunders, 2001).

Em 1856, Henry Darcy estudou o fluxo de água através de volumes porosos horizontais constituídos por areia utilizados para filtrar água. Desse experimento, Darcy concluiu que a quantidade de fluxo que atravessa o meio poroso é proporcional à perda de carga e inversamente proporcional ao comprimento do caminho do fluxo. Esta Lei estabelece uma proporcionalidade direta entre velocidade do fluxo no meio poroso e gradiente hidráulico.

Os modelos de fluxo subterrâneo são regidos pelos princípios físicos da conservação de energia e da conservação de massa. A aplicação desses princípios juntos à lei de Darcy leva à dedução de equações diferenciais parciais para aquíferos livres (Equação 17). Estas equações regem o movimento tridimensional do fluxo subterrâneo de densidade constante, não estacionário, em um meio aluvionar heterogêneo e anisotrópico (FREEZE; CHERRY, 1979).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) - w = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (17)$$

Em que, K_x , K_y e K_z é a condutividade hidráulica saturada ao longo dos eixos coordenados x , y e z ($L T^{-1}$); h é a carga hidráulica (L); W é o volume de água que entra ou sai no sistema por unidade de volume de aquífero por unidade de tempo [$L T^{-1}$]; S_y é a produção específica do aquífero livre ($L^3 L^{-3}$) e t é o tempo (T).

Uma equação diferencial parcial deste tipo raramente possui uma solução analítica simples e fechada. Assim, a utilização de modelos numéricos computacionais é uma opção para a descrição pormenorizada e confiável da tridimensionalidade e da permeabilidade do fluxo subterrâneo. Um dos métodos numéricos é o das diferenças finitas, onde cada derivada da Equação 17 é aproximada por uma equação linear discretizada no espaço e no tempo, com referências a nós adjacentes, que representam uma porção limitada do aquífero numa malha uniformemente espaçada.

Diversos softwares de modelagem matemática aplicados à determinação do fluxo de água subterrânea têm sido desenvolvidos através de diferentes métodos e são utilizados frequentemente em sistemas aquíferos com o objetivo de prever e/ou interpretar as condições dos recursos hídricos subterrâneos. Eles definem a dinâmica do aquífero, indicando as

direções de fluxo, os divisores de água, a superfície piezométrica, assim como permitem fazer o balanço hídrico do sistema, calculando valores temporais de recarga, entradas ou saídas através de seus contornos e drenos (CABRAL; DEMETRIO, 2000; WANG *et al.*, 2008).

Os modelos de fluxo de água subterrânea possuem algumas hipóteses e simplificações: (i) condições de fluxo laminar; (ii) gravidade constante; (iii) inexistência de efeitos de densidade, temperatura e viscosidade; (iv) propriedades uniformes em cada célula; (v) fluxo somente em meio saturado; (vi) fluxo de massa entre células contribui com variação do volume na célula e; (vii) as cargas hidráulicas calculadas são localizadas no centroide da célula (FREEZE; CHERRY, 1979).

Estimativa de recursos hídricos utilizando modelos de água subterrânea tornou-se um procedimento de rotina. Mas a precisão dos modelos ainda é largamente dependente da confiabilidade dos parâmetros de entrada. Indiscutivelmente, o mais importante desses parâmetros é a recarga, e também um dos mais difíceis de calcular, particularmente em regiões semiáridas, onde a recarga tende a ser extremamente variável, tanto no espaço como no tempo (RAGAB *et al.*, 2010).

Uma avaliação mais detalhada das condições de fluxo subterrâneo requer o monitoramento do nível de águas subterrâneas e a obtenção de informações sobre a extração de águas subterrâneas. Segundo Mendonça (1996), a consistência de um modelo que simula o comportamento hidrodinâmico de um aquífero é determinada pelas características do banco de dados disponível. Assim, quando se possui dados suficientes, há a possibilidade de se prever o nível estático e a vazão de drenagem do aquífero com certa confiabilidade, além de proporcionar avaliações do comportamento do aquífero ao longo de horizontes de tempo.

2.4 Métodos Numéricos Computacionais

Métodos para resolução de equações diferenciais parciais podem ser classificados como métodos numéricos diretos e métodos característicos. Nos métodos diretos, as equações de diferenças finitas são formuladas a partir das equações diferenciais parciais. A resolução das equações diferenciais parciais através de métodos numéricos é realizada em um *grid* no plano x (espaço) *versus* t (tempo). O *grid* $x-t$ é uma rede de pontos definida tomando incrementos de distância de comprimento Δx e incrementos de tempo de duração Δt . Os incrementos de distância são denotados pelo índice ' i ' e tempo pelo índice ' j '. A linha do tempo é paralela ao eixo x composta pelo último incremento de Δx definido em um intervalo de tempo (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

Esquemas numéricos transformam equações diferenciais parciais em uma série de equações algébricas de diferenças finitas. As equações de diferenças finitas representam as derivadas espaciais e temporais nos termos das variáveis desconhecidas, tanto no momento atual (j), como no tempo posterior ($j+1$), onde todos os valores são conhecidos a partir de cálculos numéricos realizados anteriormente. A solução das equações avança a partir de uma linha de tempo para a próxima.

Um método de diferenças finitas pode empregar tanto um esquema explícito ou esquema implícito para solução. A principal diferença entre os dois é que no método explícito, os valores desconhecidos são resolvidos sequencialmente ao longo de uma linha do tempo a partir de um ponto para o outro, enquanto que no método implícito os valores desconhecidos de uma determinada linha de tempo são todos determinados simultaneamente.

O método explícito é mais simples, mas pode ser instável, o que significa que pequenos valores de Δx e Δt são necessários para a convergência do procedimento numérico. O método explícito é conveniente porque os resultados são dados para os pontos do grid, e pode tratar variando ligeiramente a geometria do canal a partir de uma seção para outra, mas é menos eficiente do que o método implícito e, portanto, não é adequado para rotina de fluxo de inundação simular um longo período de tempo.

O método implícito é matematicamente mais complicado, mas com o uso dos computadores este não é um problema grave, uma vez que o método é programável. O método é estável para grandes passos de computação com uma pequena perda de precisão e, portanto, funciona muito mais rápido do que o método explícito. O método implícito pode também lidar com a geometria do canal variando significativamente de uma seção transversal do canal para a seguinte.

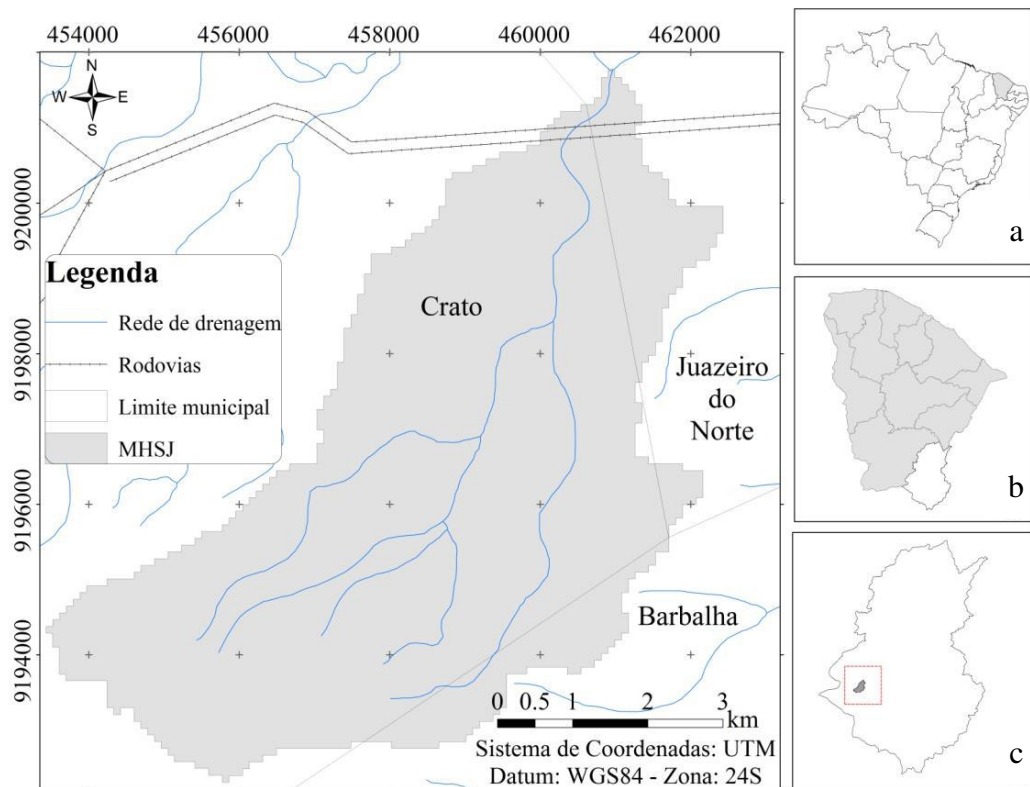
3 ÁREAS DE ESTUDO

Essa pesquisa utilizou duas bacias hidrográficas com características litológicas e escalas espaciais distintas como áreas de estudo. São elas: Microbacia Hidrográfica do São José – MHSJ e Sub-bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – SBHPCI.

3.1 Microbacia Hidrográfica do São José – MHSJ

A MHSJ é composta por aquíferos aluvionares em meio sedimentar, possui área de 40,5 km² e está inserida na Sub-bacia do Salgado. Congregando áreas inerentes aos principais municípios da região metropolitana do Cariri (Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha), Sul do Ceará, Brasil (FIGURA 4), essa microbacia é formada por cursos d'água que surgem na encosta da chapada do Araripe e se espalham no vale do Cariri. Esse vale é caracterizado por ocorrências significativas de águas subterrâneas. Um trecho de aproximadamente 2,0 km do principal curso da MHSJ (rio São José) próximo ao exutório, é perenizado por descargas do aquífero aflorante no vale do Cariri (FONTENELE, 2010).

Figura 4 – Localização da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em 'a', o Estado do Ceará destacado no mapa do Brasil; em 'b', a sub-bacia do Salgado ressaltada no mapa do Ceará; e em 'c', a MHSJ realçada no interior da sub-bacia do Salgado.

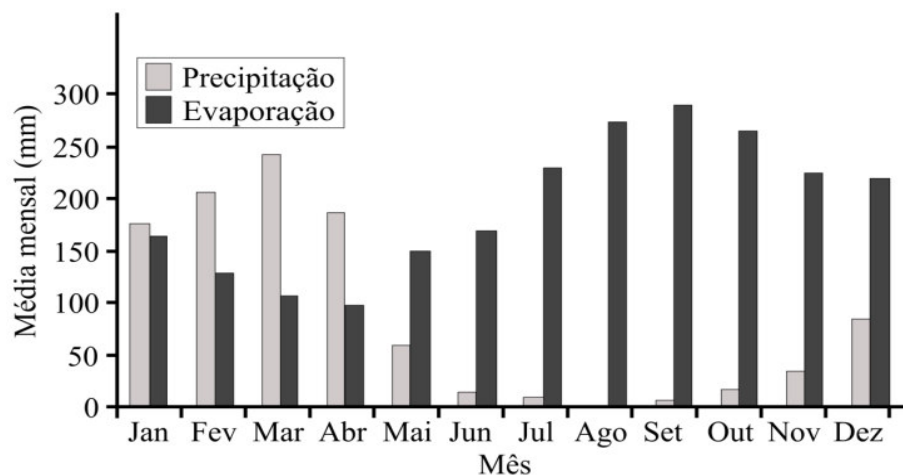
3.1.1 Clima

Na MHSJ predomina o clima Tropical Quente Semiárido Brando, caracterizado por uma estação seca e uma chuvosa e pela irregularidade das chuvas no tempo e no espaço (CEARÁ, 2007). A precipitação média anual de 1040 mm é superior ao restante do interior do Ceará, podendo ser comparada a valores costeiros. Essa elevada pluviosidade pode ser justificada pelo efeito orográfico provocado pela chapada do Araripe (CEARÁ, 2006; MENDONÇA, 1996).

As precipitações mais significativas iniciam-se em novembro, devido a vórtices ciclônicos, às incursões de sistemas frontais e às chuvas orográficas. Mas, é de janeiro a abril que ocorrem 80% das precipitações, sendo em março a ocorrência do máximo das médias mensais (FIGURA 5). Nesse período, a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT está posicionada mais a Sul, ou seja, sobre todo o Estado do Ceará (STUDART, 1991).

Evaporação anual média de 2.289 mm, com mínima em abril (100 mm) e máxima em setembro (293 mm) (FIGURA 5); e evapotranspiração potencial anual calculada a partir de Thornthwaite de 1.423 mm. A umidade relativa do ar média anual é de 64% e insolação anual de 2.848 horas. A temperatura média anual é de 25°C, tendo novembro como o mês mais quente (médias mensais de 27°C) e julho o mais frio (médias mensais de 23°C) (CEARÁ, 2010).

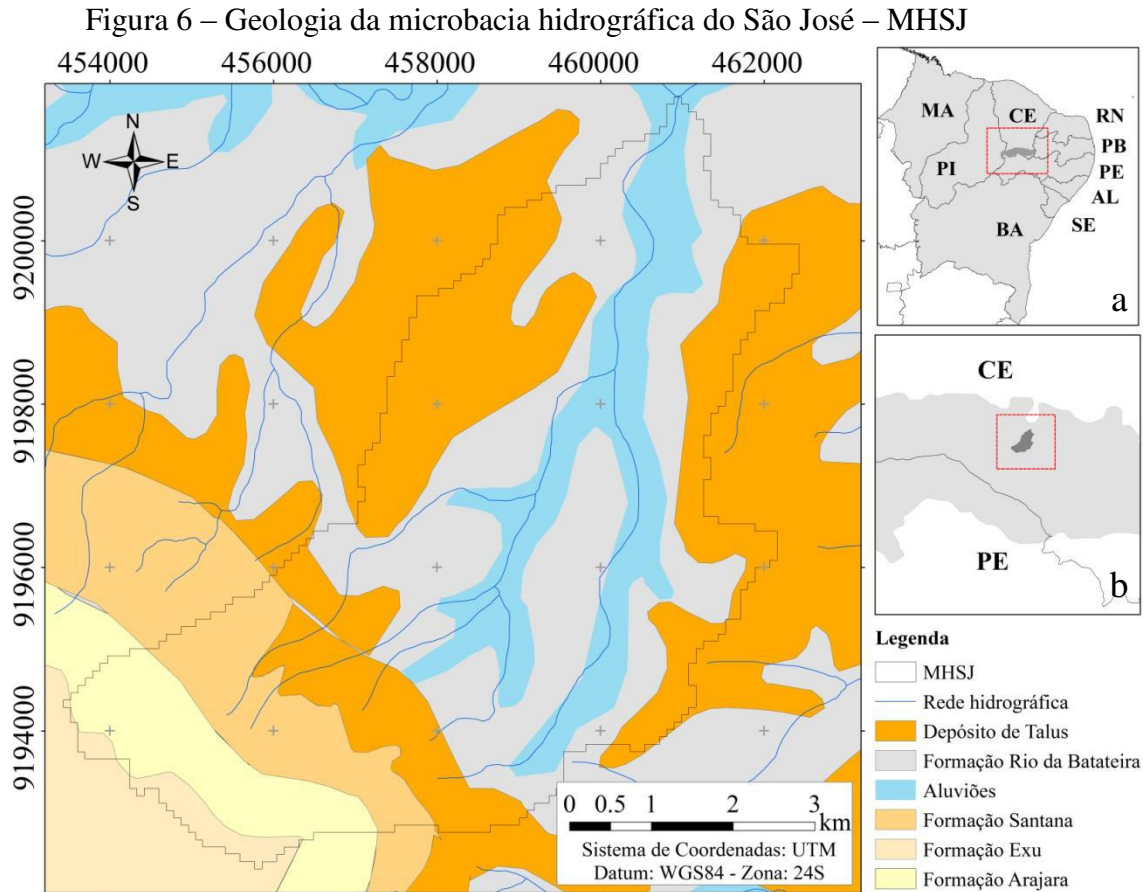
Figura 5 – Médias mensais de precipitação e evaporação potencial para a microbacia hidrográfica do São José entre 1974 e 2010



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.1.2 Geologia

A MHSJ está inserida na bacia sedimentar do Araripe. Essa bacia sedimentar possui aproximadamente 11.000 km² de extensão, 1,2 km de espessura, englobando parte dos Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí (FIGURA 6) e possuindo dois conjuntos sedimentares de geologia complexa: a chapada do Araripe e o vale do Cariri (BRASIL, 1996).



Fonte: Adaptado de Ceará (2005).

Em 'a', região Nordeste com destaque para a bacia sedimentar do Araripe; em 'b', a bacia sedimentar do Araripe com destaque para a MHSJ.

A MHSJ é constituída pelas principais formações geológicas da bacia sedimentar do Araripe (FIGURA 6): a formação Exu, que aflora em toda a extensão do platô da chapada do Araripe; as formações Arajara e Santana, que bordejam o sopé da chapada; e a formação Rio da Batateira, que aflora predominantemente no vale do Cariri, com presença de depósitos de talus²⁷ e aluviões que drenam a MHSJ (BRASIL, 1996).

²⁷Depósitos de Talus - sedimentos oriundos das Formações Arajara e Santana que mascaram o contato da Formação Santana com a Formação Rio da Batateira no sopé das vertentes da chapada do Araripe.

Observa-se resumidamente na Tabela 1 as formações geológicas que afloram na MHSJ. Mais detalhes sobre a geologia da bacia sedimentar do Araripe, ver: Machado et al. (2007); Ceará (2005); Mendonça et al. (2005); Kimura (2003); Brasil (1996).

Tabela 1 – Síntese descritiva das formações geológicas aflorantes na microbacia hidrográfica do São José –MHSJ

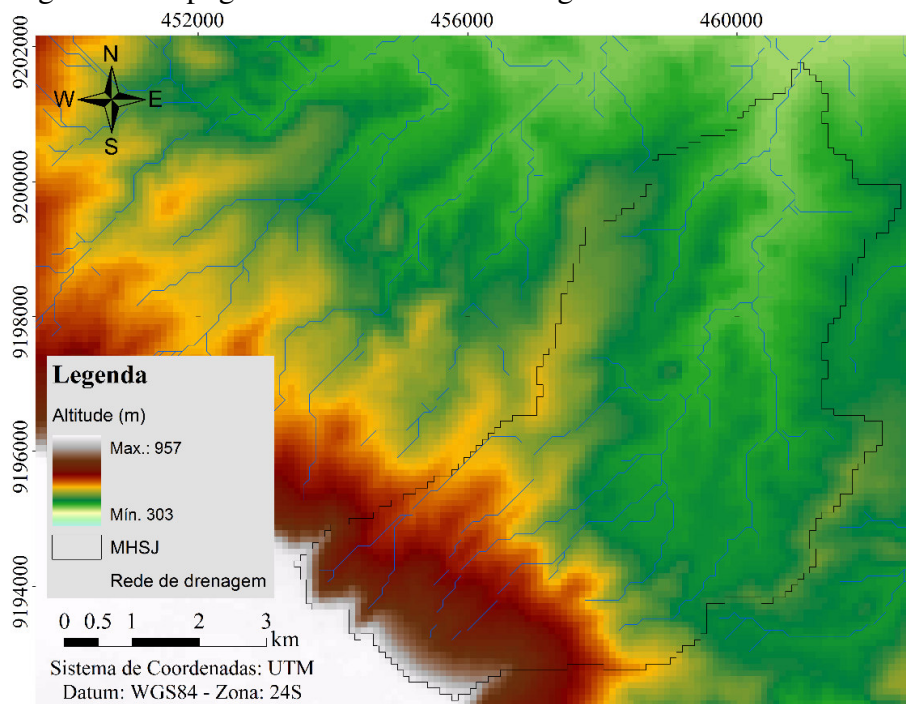
| Formação | Características geológicas |
|------------------------|---|
| Exu (Ke) | Arenitos vermelhos de granulometria variável, contendo leitos intercalados de arenitos grosseiros a conglomeráticos. Espessura média: 220 m. |
| Arajara (Kar) | Siltitos, argilitos, arenitos argilosos e/ou caulíníficos, exibindo estruturas sedimentares. Espessura média: 120 m. |
| Santana (Ks) | Folhelhos argilosos, calcários e gipsita. Espessura média: 180 m. |
| Rio da Batateira (Krb) | Arenitos médios a grosseiros modificados ascendentemente para arenitos médios a finos Folhelhos negros e fossilíferos na base. Esp. Média: 200 m. |

Fonte: Adaptado de Brasil (1996).

3.1.3 Fisiografia

A MHSJ, assim como a bacia sedimentar do Araripe, divide-se em três domínios geomorfológicos distintos: zona de chapada, zona de talude e zona de pediplano. Essas zonas podem ser observadas na topografia apresentada na Figura 7, gerada com dados da *Shuttle Radar Topography Mission – SRTM* (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/cbanddataproducts.html>), de resolução espacial 92 m x 92 m.

Figura 7 – Topografia da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ



Fonte: Elaborado pelo autor.

BRASIL (1996) descreve essas zonas em grande escala com características facilmente encontradas em escalas menores. Na MHSJ, a zona de chapada é caracterizada por relevo tabular e drenagem superficial reduzida devido ao solo arenoso e permeável. A zona de talude é caracterizada por declividades elevadas e solo pouco permeável, proporcionando uma drenagem densa e ramificada. Nessa zona surgem os riachos de primeira ordem, formados em sua maioria por 48ermeâme naturais de água subterrânea. A zona de pediplano é caracterizada por relevos suaves, morros alongados entremeados por vales amplos. A MHSJ localiza-se basicamente nessa zona.

Os dados SRTM foram utilizados para gerar o Modelo Numérico de Terreno – MNT e calcular os atributos fisiográficos da MHSJ (TABELA 2). Através do MNT observam-se valores elevados da diferença entre cotas máxima e mínima (553 m) e declividade média (10%). A declividade sofre variações extremas entre as zonas de talude e pediplano. Na zona de talude a velocidade do fluxo superficial é mais elevada e os solos têm baixa permeabilidade.

Tabela 2 – Atributos fisiográficos da microbacia hidrográfica do São José – MHSJ

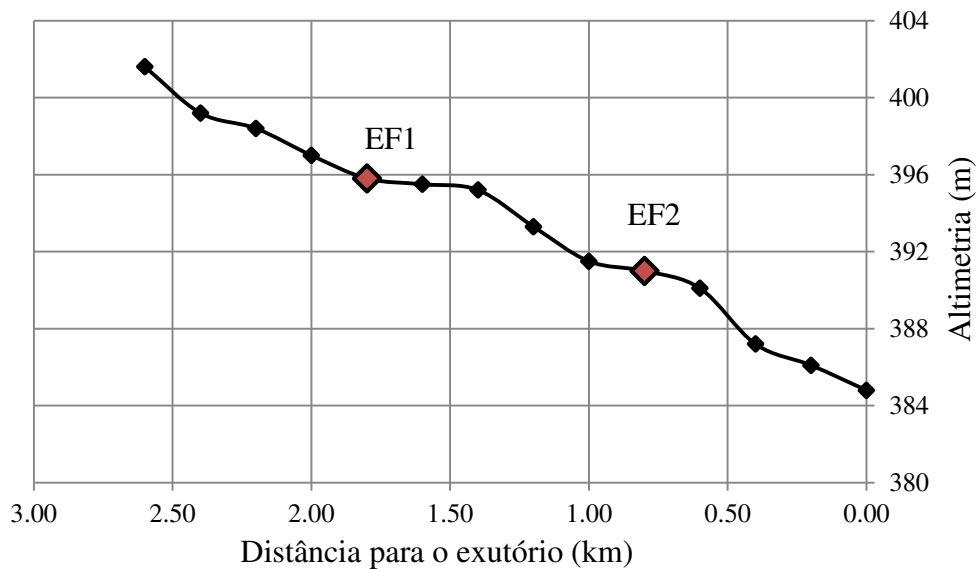
| Atributo fisiográficos | Valor | Unidade |
|---------------------------------|--------|---------------------|
| Área da bacia | 40,51 | km ² |
| Comprimento da rede de drenagem | 50,27 | km |
| Densidade da rede de drenagem | 1,24 | km km ⁻² |
| Maior cota topográfica | 938,00 | m |
| Menor cota topográfica | 385,00 | m |
| Declividade média da microbacia | 10,0 | % |
| Sinuosidade do curso principal | 1,31 | - |
| Coefficiente de compacidade | 1,35 | - |
| Fator de forma | 0,22 | - |
| Tempo de concentração (Kirpich) | 5,25 | h |
| Perímetro | 30,73 | km |
| Comprimento do curso principal | 13,70 | km |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A densidade de drenagem de 1,24 km km⁻² indica que a MHSJ possui drenagem regular. O fator de forma e o coeficiente de compacidade definem-na como pouco susceptível a enchentes, devido a sua forma alongada, caracterizada por cursos d'água relativamente extensos (rio principal 13,70 km de comprimento). O coeficiente de sinuosidade (1,31) indica que o canal principal tem forma mais linear. No entanto, trechos do rio principal localizados na zona de pediplano mostram um curso d'água bastante meandrado (FIGURA 7). Isso ocorre devido à redução da declividade do terreno e às características geológicas da aluvião no leito do rio.

O perfil longitudinal do trecho a jusante do rio principal da MHSJ mostra que na zona de pediplano as declividades são relativamente menores. No trecho apresentado na Figura 8, a declividade é de apenas 0,6%, ou seja, a cada quilômetro tem-se uma redução de aproximadamente 6,0 m na altitude do leito do rio. No trecho entre as estações fluviométricas EF1 e EF2, essa declividade cai para 0,5%. Valores bem menores que a declividade média da bacia (10%). Esses valores indicam que essa área, localizada na zona de pediplano, é caracterizada por vales espriados e cursos d'água bem definidos.

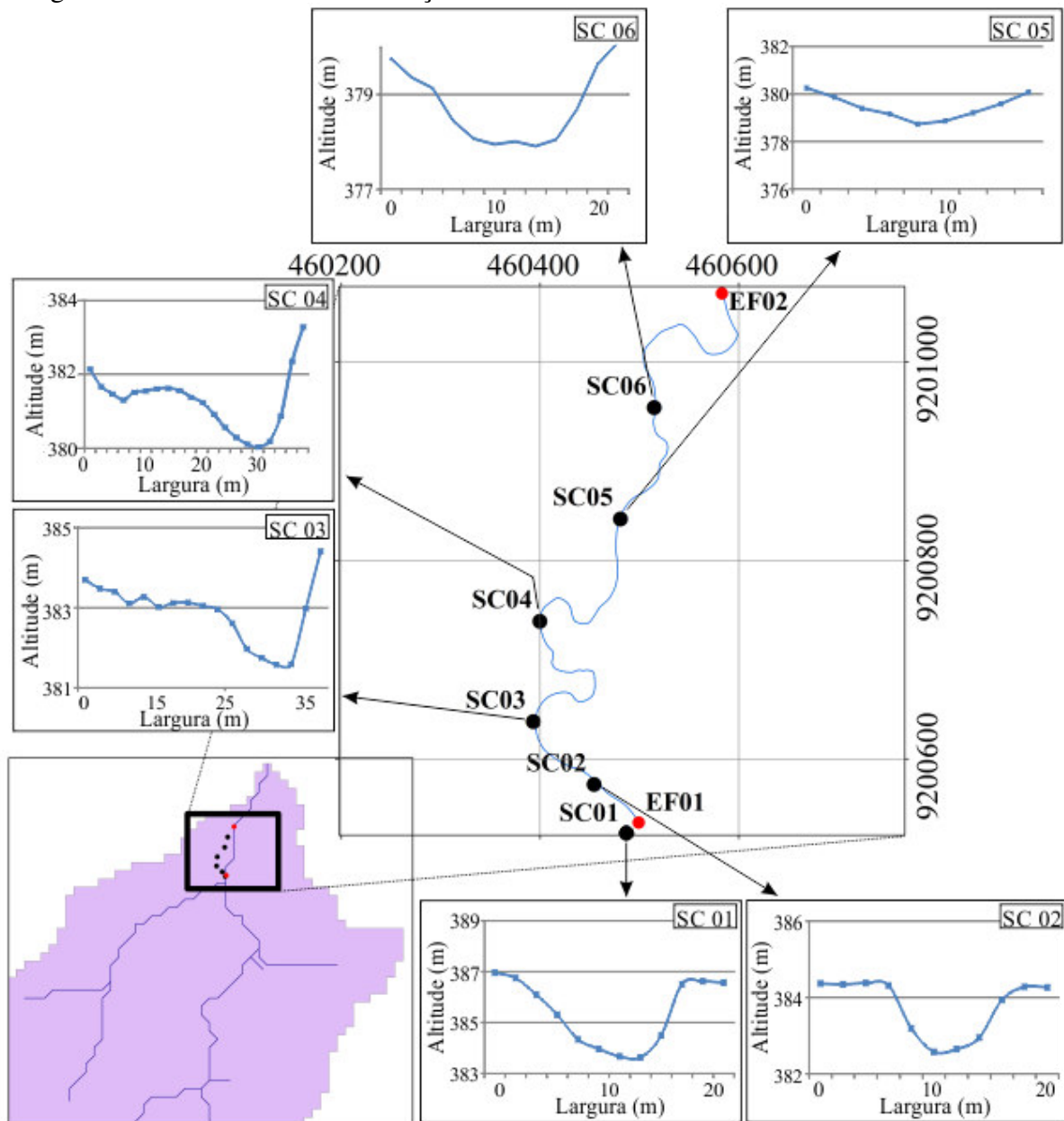
Figura 8 – Perfil longitudinal de trecho do rio principal da microbacia hidrográfica do São José entre as estações fluviométricas EF1 e EF2



Fonte: Elaborado pelo autor.

Seções transversais do trecho entre as estações fluviométrica EF1 e EF2 são apresentadas na Figura 9. Nessa figura observa-se que existem alguns padrões morfológicos entre as seções SC01 e SC06. O padrão existente entre SC01 e SC02 mostra que o rio principal da MHSJ possui curso d'água e margens bem definidos. Ao fazer uma curva acentuada, o leito do rio registra um novo padrão morfológico entre as seções SC03 e SC04, com a margem direita bem definida e a margem esquerda sofrendo excessivo processo erosivo. Esses processos erosivos podem ser provocados por desmatamentos da vegetação ciliar ocorridos na área e por conta dos meandros (curvas) que direcionam o fluxo e provocam processos erosivos mais acentuados em determinados pontos. A seção SC05, bem distinta de todas as demais, está localizada em uma zona com elevado desmatamento e intensa atividade antrópica. A seção SC06, localizada em um trecho mais retilíneo do curso d'água, retorna ao padrão observado nas seções SC01 e SC02 com curso d'água e margens bem definidos.

Figura 9 – Seções transversais localizadas no trecho do rio principal da microbacia hidrográfica do São José entre as estações fluviométricas EF1 e EF2



Fonte: Elaborado pelo autor.

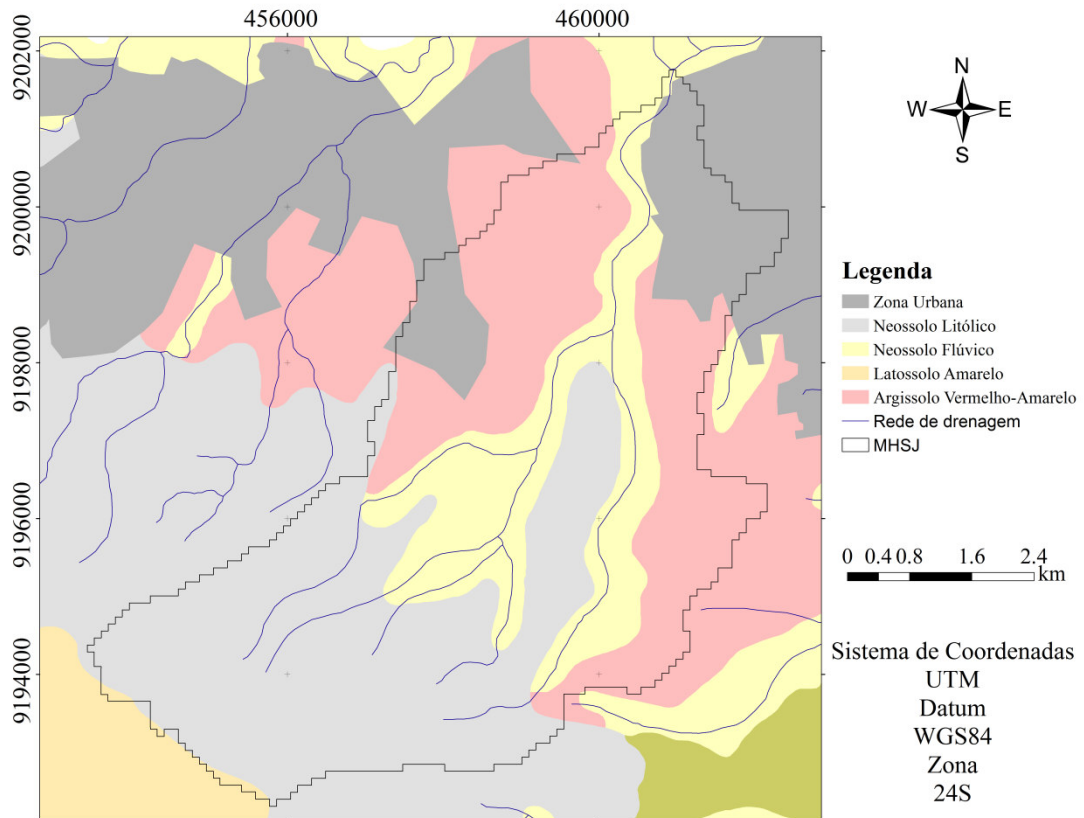
3.1.4 Solos

A MHSJ apresenta quatro tipos de solo: Latossolo Amarelo, Argissolo Vermelho-Amarelo, Neossolo Litólico e Neossolo Flúvico (FIGURA 10).

As condições ambientais mais homogêneas no topo da chapada levam a mínimas variações de tipos de solos com predominância dos Latossolos. Nessa região, esse tipo de solo é caracterizado por boas condições de permeabilidade, elevada matéria orgânica e baixa fertilidade natural. Porém, pouco presente na MHSJ. Na zona de pediplano há maior

diversidade de tipos de solo, porém os Neossolos são predominantes. Esse tipo de solo é derivado de sedimentos aluviais não consolidados. Mais detalhes sobre os tipos de solo encontrados na MHSJ, ver Ceará (2006).

Figura 10 – Solos da microbacia hidrográfica do São José



Fonte: Adaptado de Ceará (2012).

3.1.5 Hidrologia e recursos hídricos

A MHSJ está inserida em uma região de encostas íngremes, vales espraiados e rede de drenagem ramificada. Assim, as cheias depositam rapidamente suas cargas nas planícies, ocorrendo à redução de fluxo, o alargamento dos canais fluviais, a deposição de sedimentos e a infiltração nos vales aluviais. Essas características unidas aos aspectos hidrogeológicos da bacia sedimentar do Araripe possibilitam a ocorrência de recarga aquífera na zona de pediplano da bacia, essencial à manutenção dos recursos hídricos subterrâneos da região.

Os vales aluviais da MHSJ estão situados no sistema aquífero médio, onde estão as mais importantes reservas hídricas subterrâneas e onde se concentra a exploração desses recursos na bacia sedimentar do Araripe. Neste sistema, a recarga é oriunda da infiltração direta das águas de chuva e águas provenientes das surgências naturais do sistema aquífero superior, bem como da percolação de água do mesmo através do aquíclode Santana. A

descarga natural do sistema se faz ao longo dos trechos perenes de rios e riachos. Já a descarga artificial ocorre através de bombeamento (CEARÁ, 2005; MENDONÇA et al., 2005).

Os arenitos permeáveis, característicos dessa bacia, contribuem para a redução do escoamento superficial e ocorrência de recarga aquífera em períodos de cheia. No período seco, o escoamento superficial é decorrente da restituição das águas que infiltraram durante o período chuvoso (FONTENELE, 2010). Este processo é comprovado pela presença do fenômeno “*piping*” (FIGURA 11), que ocorre em uma faixa de 2,0 km do curso principal da MHSJ. Nesse fenômeno, as elevadas cargas hidráulicas do aquífero na zona aluvionar possibilitam a drenagem de água subterrânea para o curso d’água em suas margens íngremes. Essa drenagem lateral e a drenagem do aquífero através do leito do rio são responsáveis pelo fluxo de base gerado nas partes mais baixas dessa bacia, próximo ao exutório.

Figura 11 – Fenômeno “*piping*” observado na microbacia hidrográfica do São José



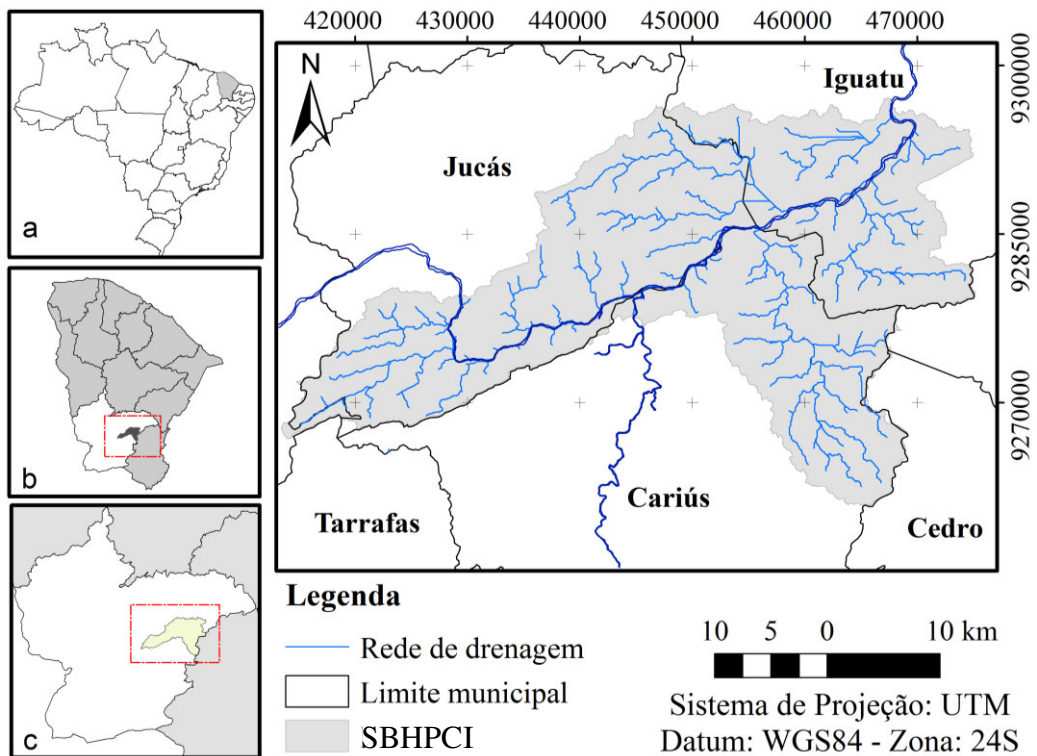
Fonte: Registrada pelo autor.

O acelerado desenvolvimento do município de Juazeiro do Norte (com crescimento médio anual do PIB na última década acima de 15% (BRASIL, 2010)) aliado ao uso preponderante de água subterrânea resultam em uma grande exploração dos aquíferos locais. De acordo com Mendonça (1996), o rebaixamento do lençol freático em Juazeiro do Norte provocou o desaparecimento de lagoas, a intermitência de rios perenes e alterações físicas na paisagem e na vegetação.

3.2 Subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – SBHPCI

Inserida na bacia do Alto Jaguaribe, a SBHPCI é estruturada por aquíferos aluvionares, em meio sedimentar e cristalino, drenando um trecho de 60 km do rio Jaguaribe. Esta subbacia localiza-se próximo ao exutório da bacia do Alto Jaguaribe, a montante do reservatório Orós (capacidade de armazenamento de $1,94 \times 10^9 \text{ m}^3$), o mais importante reservatório hídrico do Alto Jaguaribe (COSTA, 2012). Inserida nos municípios de Iguatu, Jucás e Cariús, região Centro-Sul do Ceará, a SBHPCI drena uma área de $1.013,70 \text{ km}^2$ (FIGURA 12).

Figura 12 – Localização da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em 'a', o Estado do Ceará destacado no mapa do Brasil; em 'b', o Ceará em sub-bacias, com destaque para a Sub-bacia do Alto Jaguaribe; e em 'c', a BHPCI exibida no interior da Sub-bacia do Alto Jaguaribe.

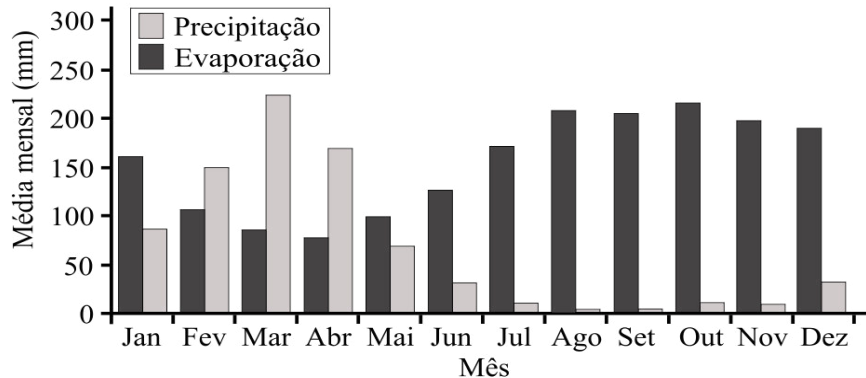
3.2.1 Clima

A SBHPCI é caracterizada por clima Tropical Quente Semiárido com variabilidade pluviométrica significativa nas escalas interanual, sazonal e temporal. O ciclo anual é determinado fundamentalmente pela localização da Zona de Convergência Intertropical – ZCIT (WERNER; GERSTENGARBE, 2003).

A precipitação média anual é de 800 mm, com concentração nos meses de dezembro a maio (FIGURA 13). A evaporação anual de aproximadamente 2.000 mm segue

tendência temporal inversa à precipitação. As temperaturas atingem, nas regiões mais planas, máximas de 34°C (de setembro a dezembro) e mínimas (de junho a agosto) de 22°C para os terrenos baixos e 19°C para as áreas elevadas (BRASIL, 1998).

Figura 13 – Médias mensais de precipitação e evaporação potencial para a subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 1920 e 1978.



Fonte: Elaborado pelo autor.

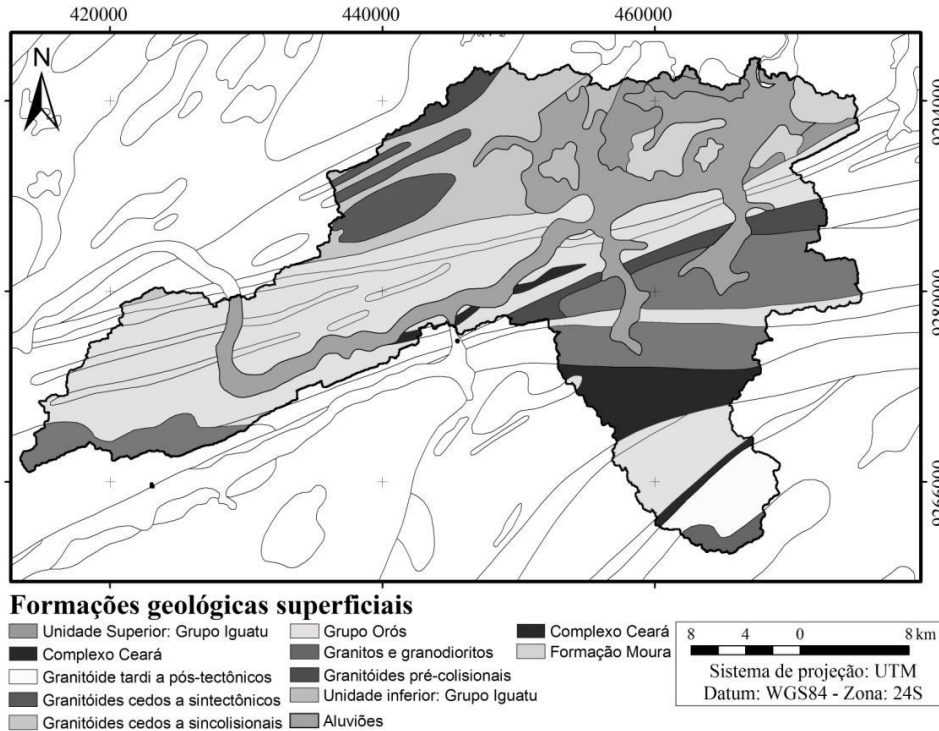
3.2.2 Geologia

De acordo com o Plano Estadual de Recursos Hídricos (CEARÁ, 1992), a bacia do Alto Jaguaribe é caracterizada principalmente por afloramento de rochas do embasamento cristalino e em somente 14,6% da área afloram rochas sedimentares, representadas principalmente por aluviões (665 km²) e coberturas terciário-quadernárias (1.214,1 km²).

As principais formações geológicas aflorantes (FIGURA 14) são (BRASIL, 1998):

- Grupo Iguatu: constituído por arenitos finos na unidade inferior, evoluindo para arenitos médios a grossos, com níveis conglomeráticos na unidade superior.
- Formação Moura: caracterizada por sedimentos inconsolidados, incluindo cascalhos, areias e argilas. Esta formação pode ser interpretada como um terraço aluvial antigo do Jaguaribe, proveniente da Formação Barreiras.
- Complexo Ceará: constituído por uma sequência formada por duas associações principais: uma composição de xisto-quartzito-carbonática e outra composição gnáissico-migmatítica.
- Grupo Orós: caracterizado por uma sequência plutono-vulcano-sedimentar formada por micaxistos com granada, estauroilita e sericita.

Figura 14 – Geologia da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Fonte: Adaptado de BRASIL (1998).

As aluviões acompanham principalmente os baixos cursos do rio Jaguaribe e são caracterizadas por areia grossa e cascalho, podendo incluir areia fina, média e areia argilosa. Para mais informações sobre a geologia ver BRASIL (1998).

Costa (2012) apresenta a estratigrafia aluvionar aproximada da região do exutório da SBHPCI (Tabela 3) de acordo com dados de Carneiro (1993). A textura aluvionar da estratigrafia mostra um aumento no tamanho dos grãos à medida que se aprofunda, iniciando com um material predominantemente argiloso em superfície a um material com predominância de cascalho na base dessa formação, que tem aproximadamente 30 m de espessura.

Tabela 3 – Estratigrafia aluvionar da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

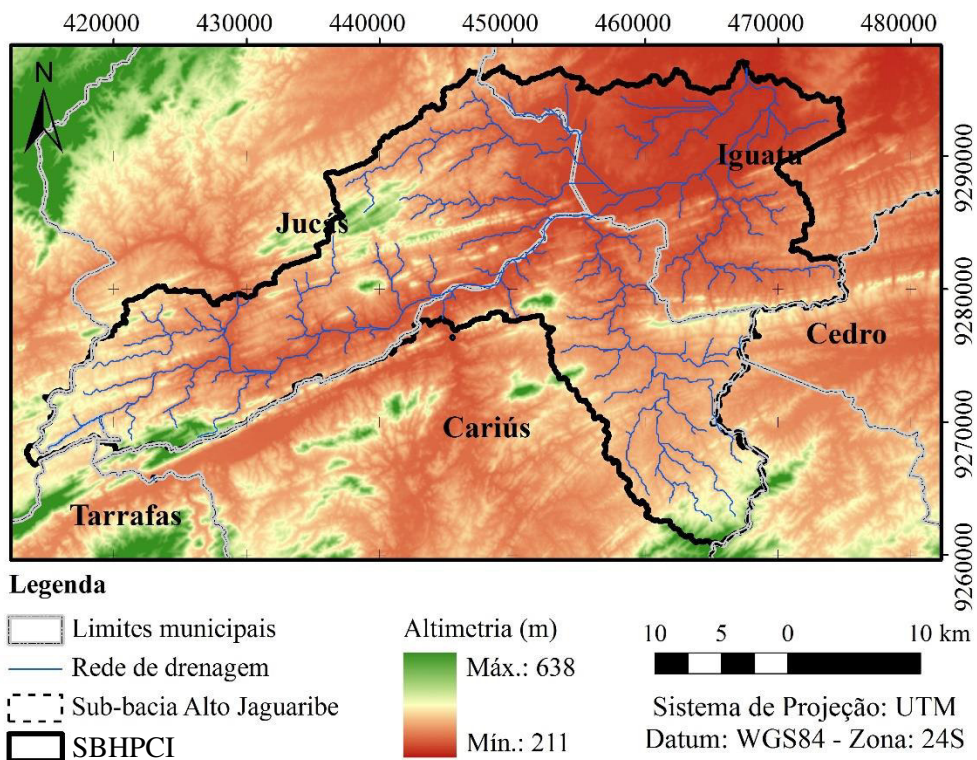
| Profundidade (m) | Textura |
|------------------|--|
| 0 – 1 | Argilosa |
| 1 – 3 | Areno-argilosa |
| 3 – 9 | Areia fina a grossa |
| 9 – 29 | Pedregulho grosso e areia muito grossa |

Fonte: Adaptado de Carneiro (1993).

3.2.3 Fisiografia

O relevo da SBHPCI é caracterizado predominantemente por um amplo pediplano profundamente afetado pela erosão. Com formas mais elevadas, os planaltos sertanejos são representados pelas serras do Torto, Bravo, Jatobá e Jaguaribe (BRASIL, 1998). Ao lado das formas elevadas, dispõem-se amplas baixadas constituídas por sedimentos, denominadas de planícies fluviais (FIGURA 15).

Figura 15 – Topografia da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

As planícies fluviais, formadas preferencialmente pelo rio Jaguaribe, são áreas planas, resultantes de acumulação fluvial, sujeitas a inundações periódicas (planície fluvial) ou, eventualmente inundáveis e ligadas, sem rupturas de declive, a patamares mais elevados (terraços fluviais). Na SBHPCI, o rio Jaguaribe desenvolve um largo setor de planícies e terraços fluviais ao atingir as litologias sedimentares (BRASIL, 1998).

Os dados SRTM foram utilizados para gerar o Modelo Numérico de Terreno apresentado no Figura 15 e os atributos fisiográficos da SBHPCI (TABELA 4).

De acordo com a Tabela 4, a SBHPCI possui uma diferença entre as cotas topográficas máximas e mínimas de 427 m e uma declividade média de aproximadamente 0,8%, mas com desvio-padrão elevado ($\sim 7,5 \text{ m km}^{-1}$). Esse desvio-padrão ocorre devido à

variabilidade da declividade. Em áreas como a serra do Torto, a declividade do terreno atinge 78% e nas regiões dos vales aluvionares, a declividade atinge valores menores que 1%.

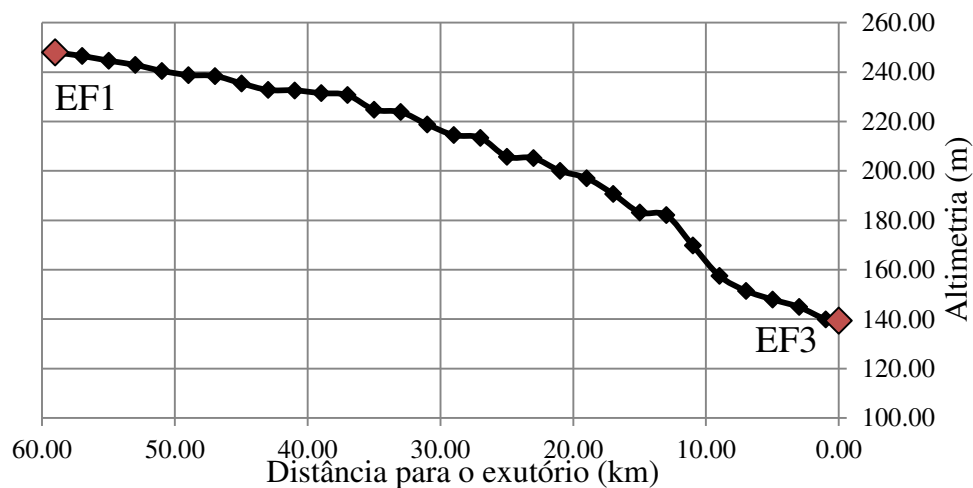
Tabela 4 – Atributos fisiográficos da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

| Atributos fisiográficos | Valor | Unidade |
|--|---------|---------------------|
| Área da microbacia | 1013,72 | km ² |
| Comprimento da rede de drenagem | 567,24 | km |
| Densidade da rede de drenagem | 0,56 | km km ⁻² |
| Maior cota topográfica | 638,00 | m |
| Menor cota topográfica | 211,00 | m |
| Declividade média da subbacia | 8,00 | m km ⁻¹ |
| Sinuosidade do curso principal | 1,43 | - |
| Coefficiente de compacidade | 2,72 | - |
| Fator de forma | 0,52 | - |
| Tempo de concentração (eq. De Kirpich) | 30,76 | h |
| Perímetro | 309,78 | km |
| Comprimento do curso principal | 63,00 | km |

Fonte: Elaborado pelo autor.

O perfil longitudinal do trecho do rio Jaguaribe que corresponde a SBHPCI (FIGURA 16) mostra uma redução na altimetria de aproximadamente 100 metros em um trecho de rio com comprimento de aproximadamente 60 km. No trecho apresentado na Figura 16, a cada quilômetro de comprimento tem-se uma redução de aproximadamente 2,0 m na altitude do leito do rio. Valores bem menores que a declividade média da bacia (1,0%). Os valores obtidos no perfil longitudinal caracterizam os vales espraiados e cursos d'água bem definidos, como se observa nas seções transversais do rio.

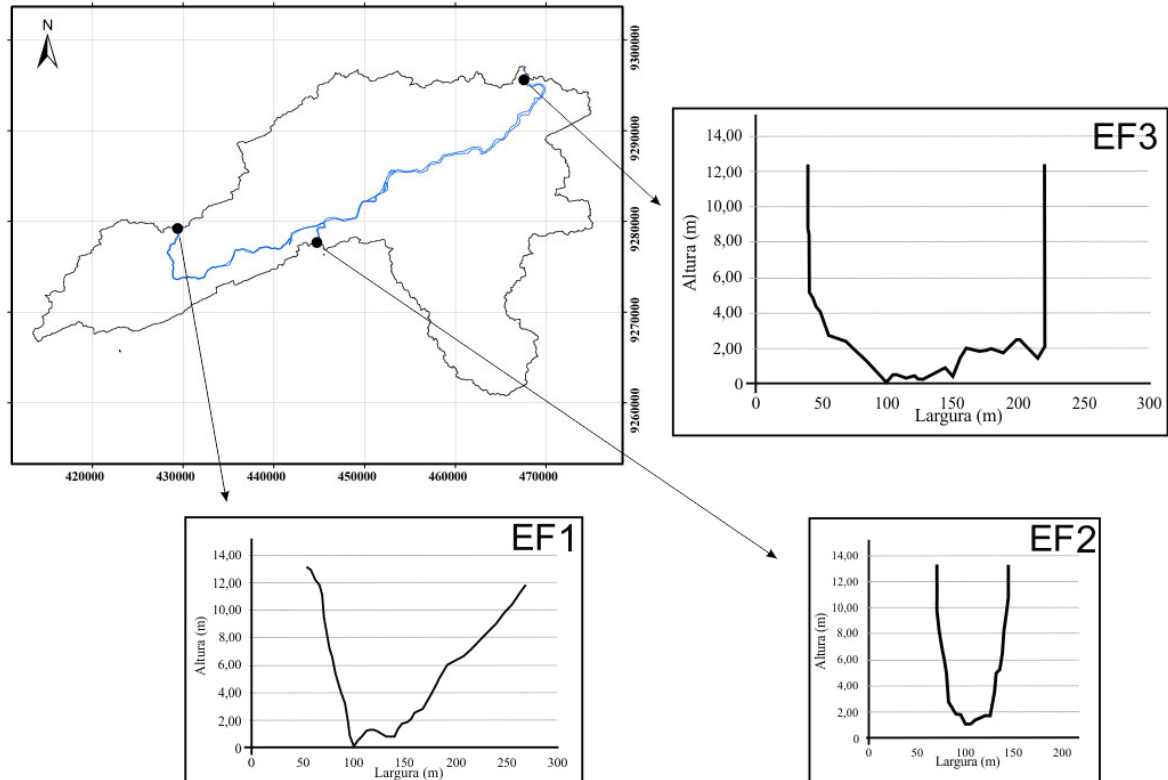
Figura 16 – Perfil longitudinal de trecho do rio Jaguaribe pertencente a subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre as estações fluviométricas EF1 e EF3.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 17, observa-se que existem morfologias distintas entre as seções transversais EF1, EF2 e EF3. Essas distinções ocorrem devido a vários fatores, dentre eles as diferenças geológicas de cada região onde estão situadas as seções transversais. Além disso, a seção EF2 foi obtida de um tributário do rio Jaguaribe, ou seja, um rio de menor porte que apresenta seção transversal de menor dimensão.

Figura 17 – Seções transversais localizadas no trecho do rio Jaguaribe da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre as estações fluviométricas EF1 e EF3.

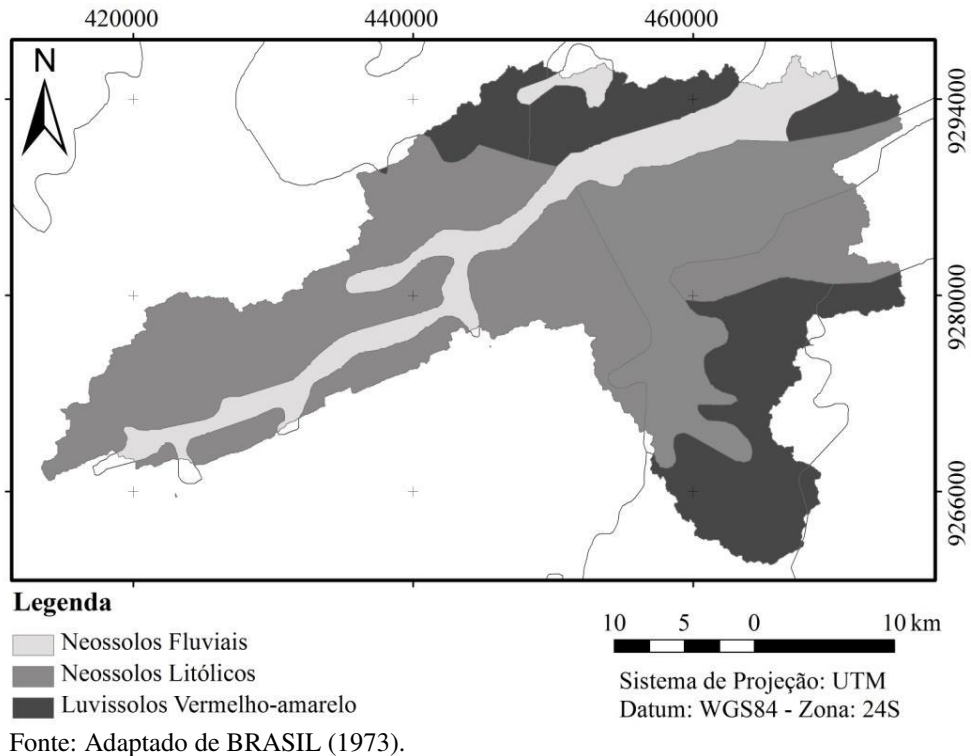


Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2.4 Solos

Os solos da SBHPCI são geralmente pouco profundos e pedregosos. As principais ocorrências são de Neossolos (Fluviais e Litólicos) e Luvisolos vermelho-amarelo 58ermeâmet (FIGURA 18). Os Neossolos foram descritos no item 3.1.5 (Solos – MHSJ). Os Luvisolos são solos rasos com ocorrência de pedregosidade superficial.

Figura 18 – Solos da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



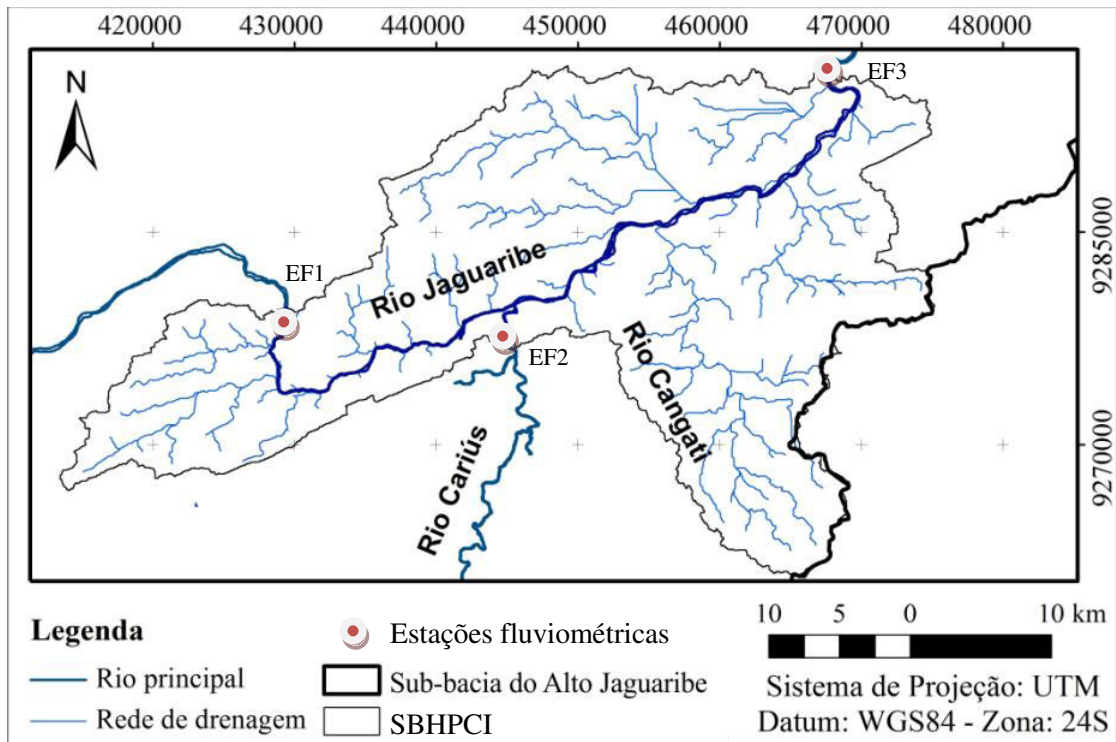
3.2.5 Hidrologia e recursos hídricos

A SBHPCI foi definida de acordo com a localização das seções monitoradas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM na bacia do Alto Jaguaribe (Figura 19). Essas estações fluviométricas definem os limites da SBHPCI. Assim, essa subbacia é composta por 60 km do rio Jaguaribe e 2 km do rio Cariús, um dos principais afluentes na bacia do Alto Jaguaribe. Essa subbacia tem o rio Jaguaribe com o curso quase totalmente retificado no domínio geológico de rochas cristalinas, devido a influências estruturais relacionadas a falhas e fraturas. Nessa bacia, o principal afluente do Jaguaribe é o rio Cariús (FIGURA 19). A área de drenagem direta contém cerca de 130 pequenos reservatórios que determinam uma densidade de aproximadamente um reservatório a cada 8 km² (COSTA, 2012).

A SBHPCI é caracterizada por aquíferos aluvionares livres com profundidade média de 20 m (BRASIL *apud* COSTA (2012)), embora haja poços de 60 a 80 m de profundidade no cadastro SIAGAS da CPRM (<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>). De acordo com COSTA; BRONSTERT; ARAÚJO (2011), o sistema rio-aquífero desta bacia pode ser considerado hidráulicamente conectado. Segundo estes autores, durante a estação seca e no início da estação chuvosa, eventos fluviométricos geram infiltração

predominantemente vertical nas aluviões. No meio e fim das estações chuvosas, o fluxo do rio é sustentado pelo fluxo de base (antes e depois dos eventos) e pela infiltração lateral (durante os eventos).

Figura 19 – Hidrografia da sub-bacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



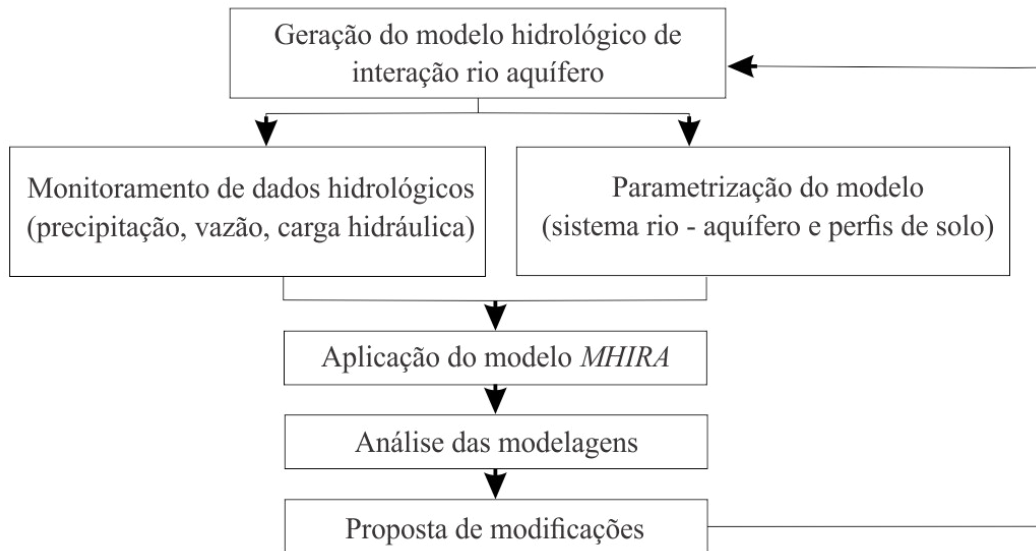
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os reservatórios superficiais, com capacidade maior que 10 milhões de metros cúbicos, são os grandes responsáveis pela oferta hídrica na sub-bacia do Alto Jaguaribe. Nesse sentido, tais açudes acumulam água em determinado ano e transferem parte do volume acumulado para anos subsequentes, atravessando, com alguma reserva de água, anos seguidos e algumas secas, sendo operados de maneira que as falhas no fornecimento de água possam ocorrer em até 10% do tempo. Os açudes com capacidade menor têm como principal função a transferência de volumes de água armazenados na estação chuvosa, para serem utilizados na estação seca (demais meses) de um mesmo ano (CEARÁ, 2007).

4 MÉTODO

As etapas do estudo sobre a interação rio-aquífero em bacias semiáridas hidrogeologicamente distintas usando modelos matemáticos estão dispostas na Figura 20.

Figura 20 – Etapas do estudo sobre modelagem da interação rio-aquífero



Fonte: Elaborado pelo autor.

Este fluxograma não apresenta uma etapa final por acreditar-se que a construção de modelos hidrológicos é dinâmica no campo matemático da resolução de equações, na definição das equações físicas que regem os fluxos de água e nas formas de parametrização dos modelos.

4.1 Geração do modelo hidrológico de interação rio-aquífero

O modelo hidrológico matemático foi desenvolvido em linguagem *Fortran* para estudar a interação rio-aquífero em distintos ambientes litológicos. Este modelo considerou a aplicação de equações clássicas, baseadas em princípios físicos, que simulam a dinâmica dos processos hidrológicos envolvidos nessa interação (propagação da onda de cheia, infiltração e fluxo subterrâneo).

Buscou-se atribuir ao modelo desenvolvido uma baixa exigência de informações (parâmetros e variáveis). Essa característica faz-se necessária para que o modelo possua aplicabilidade em regiões semiáridas caracterizadas por distintas litologias. Isso porque essas regiões geralmente possuem um sistema de monitoramento e de caracterização hidrológica ainda muito incipiente.

4.2 Monitoramento de dados hidrológicos

Os dados hidrológicos de precipitação, vazão e carga hidráulica aquífera foram obtidos a partir de monitoramento de campo (dados primários) e de dados secundários disponíveis nos sítios eletrônicos de órgãos governamentais de monitoramento hidroclimático a nível federal (ANA) e estadual (FUNCEME). Dados primários de precipitação, vazão e nível freático foram monitorados na MHSJ. Já na SBHPCI foram utilizados dados de vazão e precipitação de órgãos federais e estaduais (CPRM, ANA, FUNCEME), porém os dados de nível freático possuem origem primária.

Estações de monitoramento pluviométrico e fluviométrico e medidores de carga hidráulica de poços (FIGURA 21) foram instalados para quantificar os processos hidrológicos da MHSJ (TABELA 5), devido à dificuldade de dados na região. Essas informações representam uma importante fonte de dados primários para este estudo.

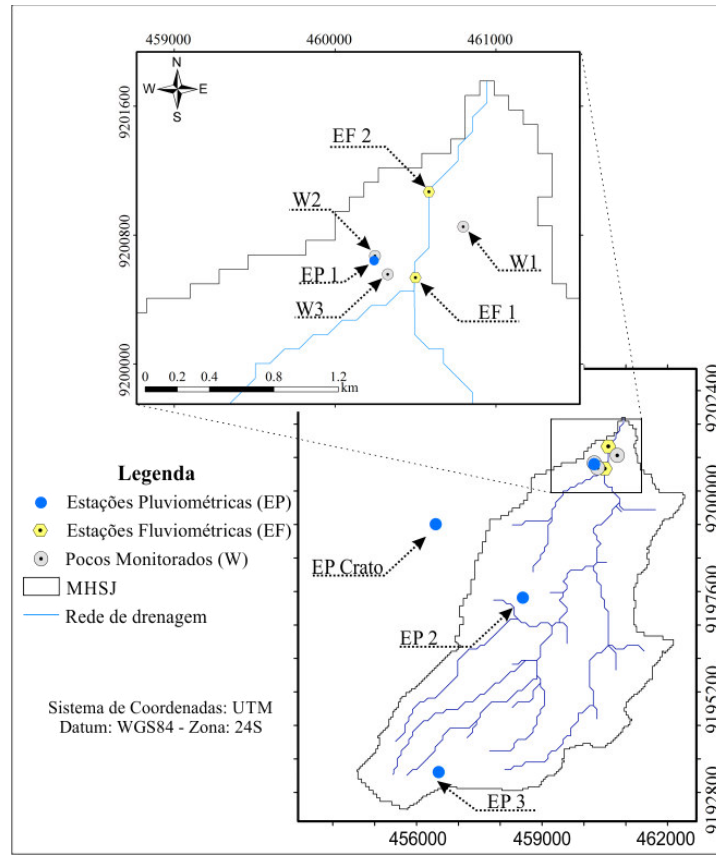
Tabela 5 – Estações de monitoramento hidrológico na microbacia hidrográfica do São José

| Estação | Coordenadas Geográficas | | Variável | Intervalo de medida |
|---------|-------------------------|---------------|----------------|---------------------|
| | Latitude (m) | Longitude (m) | | |
| EP1 | 460242 | 9200642 | Precipitação | 5 min |
| EP2 | 458538 | 9197454 | Precipitação | 5 min |
| EP3 | 456526 | 9193286 | Precipitação | 5 min |
| EF1 | 460543 | 9201126 | Vazão | 1 min |
| EF2 | 460393 | 9200525 | Vazão | 1 min |
| W01 | 460796 | 9200849 | Nível freático | 1 hora |
| W02 | 460205 | 9200620 | Nível freático | 1 hora |
| W03 | 460294 | 9200494 | Nível freático | 1 hora |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM tem monitorado simultaneamente, desde 2001, as três estações fluviométricas EF1, EF2 e EF3 que delimitam a SBHPCI (FIGURA 22). Séries temporais de precipitação em estações pluviométricas (Eps), monitoradas diariamente pela FUNCEME e ANA (FIGURA 22) foram consideradas para verificação de suas influências sobre o escoamento superficial e subterrâneo da SBHPCI. As séries de dados das estações fluviométricas e pluviométricas (TABELA 6) estão disponíveis no *hidroweb* da ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/>).

Figura 21 – Estações de monitoramento de dados hidrológicos na microbacia hidrográfica do São José



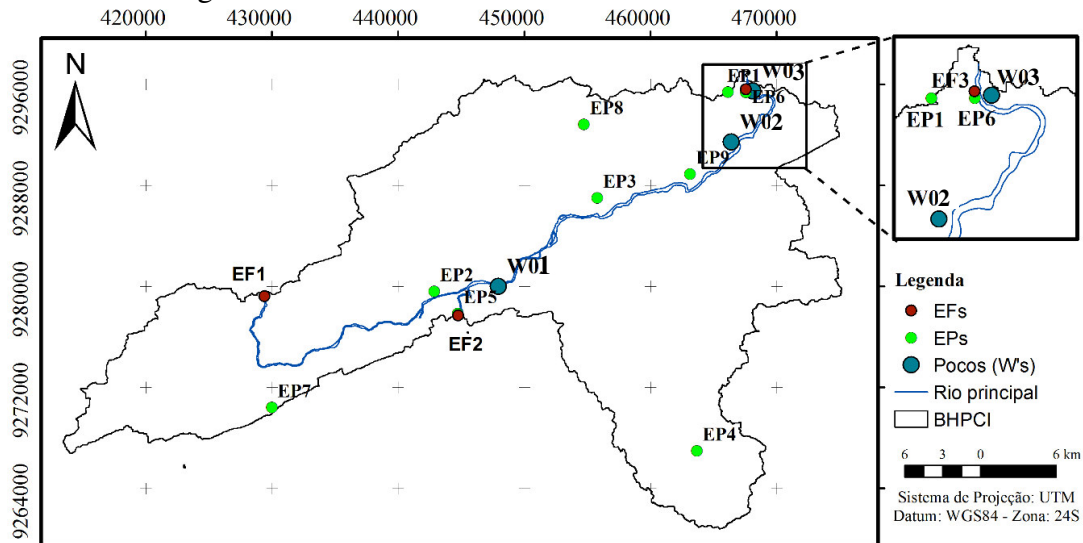
Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 6 – Estações de monitoramento hidrológico na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

| ID | Localização | Coordenadas Geográficas | | Variável | Intervalo de medida | Órgão Responsável |
|-----|--|-------------------------|---------------|----------------|---------------------|-------------------|
| | | Latitude (m) | Longitude (m) | | | |
| EP1 | Iguatu | 9295402 | 466146 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP2 | Jucás | 9279652 | 442876 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP3 | Barro Alto/Iguatu | 9287034 | 455770 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP4 | Caipú/Cariús | 9266773 | 464997 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP5 | Cariús | 9277812 | 444721 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP6 | Iguatu | 9294964 | 467498 | Precipitação | 1 dia | ANA |
| EP7 | São Sebastião/ Cariús | 9270425 | 429988 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP8 | Baú/Iguatu | 9292561 | 455765 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EP9 | Quixoa/Iguatu | 9288881 | 463140 | Precipitação | 1 dia | FUNCEME |
| EF1 | Rio Jaguaribe/ Sítio Patos/ Jucás | 9279206 | 429393 | Vazão | 1 dia | CPRM |
| EF2 | Rio Cariús/ Zona urbana/ Cariús | 9277688 | 444751 | Vazão | 1 dia | CPRM |
| EF3 | Rio Jaguaribe/ Zona urbana/ Iguatu | 9295639 | 467559 | Vazão | 1 dia | CPRM |
| W01 | Sítio Lobato/Cariús | 9280051 | 447964 | Nível freático | 6 horas | HIDROSED |
| W02 | Penha/Iguatu | 9291475 | 466412 | Nível freático | 6 horas | HIDROSED |
| W03 | SAAE/Iguatu | 9295539 | 468145 | Nível freático | 6 horas | HIDROSED |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 22 – Estações de monitoramento de dados hidrológicos na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.1 Dados de vazão

Duas estações fluviométricas (*EF1* e *EF2*) foram definidas para monitorar vazão na MHSJ. A *EF1* (FIGURA 23), instalada em 2012, é composta por três régua limnimétricas para monitoramento manual diário. Em 2013, a *EF1* recebeu um linígrafo de pressão *Hobo U20 water level* (Onset®) para coleta de dados em intervalos de 1 minuto.

Na *EF1*, a vazão escoada foi definida por uma curva-chave (FIGURA 24) gerada a partir de valores medidos na faixa de 1 L s^{-1} a 5 L s^{-1} utilizando o método do traçador químico e calha Parshall portátil (Fontenele et al., 2011) e na faixa de 30 L s^{-1} a 2.000 L s^{-1} utilizando micromolinete e molinete.

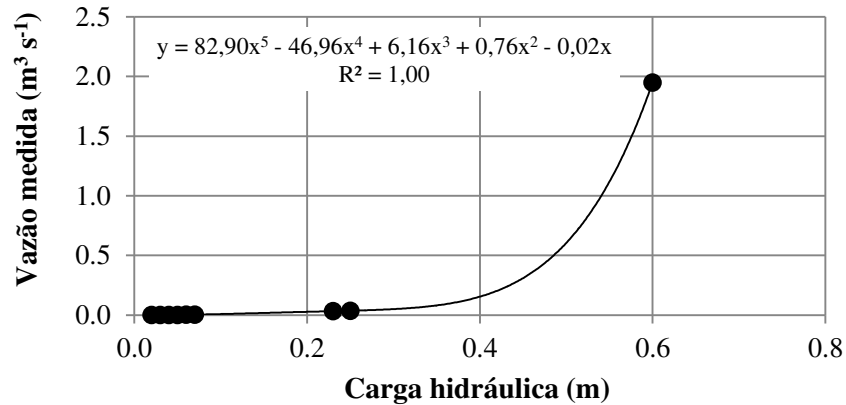
Figura 23 – Estação fluviométrica *EF1* na microbacia hidrográfica do São José



Fonte: Registrada pelo autor.

A curva chave da estação fluviométrica EF1 da MHSJ (Figura 24) foi obtida através análise de regressão e definida como polinomial por esta equação obter valores mais consistentes para cargas hidráulicas mais elevadas.

Figura 24 – Curva chave da estação fluviométrica EF1 da microbacia hidrográfica do São José



Fonte: Elaborado pelo autor.

A estação fluviométrica EF2, instalada em 2010, localizada a 0,67 km a jusante de EF1, é composta por três vertedores triangulares de parede delgada ($\alpha = 90^\circ$) com descarga e lâmina livre, instalados nos vãos da ponte localizada na Rodovia Padre Cícero. Conjugados aos vertedores triangulares têm-se três vertedores retangulares que permitem monitorar escoamentos superficiais de maior descarga. Para picos de cheias, consideram-se os vãos da ponte como canais livres. Essa estação (FIGURA 25) é equipada com um linígrafo de boia modelo Thalimedes (*OTT Hydromet*), programado para coleta de dados em intervalos de 1 minuto, desde 2011.

Os vertedores triangulares foram usados para medir vazões inferiores a $0,03 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e carga hidráulica entre 0,00 e 0,25 m, considerando 0,10 m de soleira. A equação experimental usada foi a de Thompson *apud* Porto (2006), Equação (18).

$$Q = 1,40 h^{5/2} \quad (18)$$

Onde Q é a vazão escoada no vertedor em $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ e h é a carga hidráulica na abertura triangular do vertedor, em metros.

Os vertedores retangulares foram recomendados para definir vazões relacionadas a cargas entre 0,25 m e 0,50 m (Equação 19).

$$Q = 1,84 L h^{3/2} \quad (19)$$

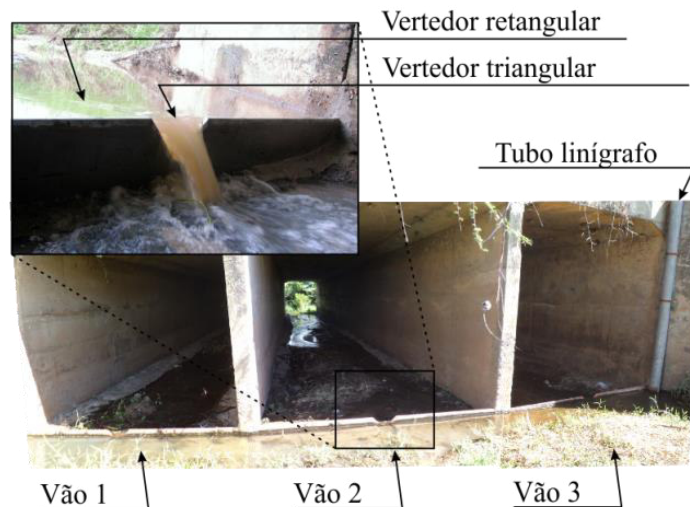
Onde L é a largura do vertedor, em metros.

Para cargas acima de 0,5 m, os vãos da ponte foram considerados canais livres e a vazão determinada a partir da Equação de Manning (20).

$$Q = \frac{1}{n} A^{5/3} P^{-2/3} S^{1/2} \quad (20)$$

Onde A é a área molhada (m^2), P é o perímetro molhado (m), S é a declividade do canal ($m\ m^{-1}$) e n é o coeficiente de rugosidade das paredes do canal (adimensional).

Figura 25 – Estação fluviométrica EF2 na microbacia hidrográfica do São José



Fonte: Elaborado pelo autor.

As estações EF1 (rio Jaguaribe) e EF2 (rio Cariús) compõem as vazões de entrada da SBHPCI. A estação EF3 se apresenta como exutório. Estas estações são monitoradas diariamente através do nível da água obtido por meio de réguas instaladas nas seções fluviométricas. As vazões são obtidas aplicando-se os dados coletados às curvas-chave geradas pelos órgãos e disponibilizadas no sistema *hidroweb* da ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). Bimestralmente são realizadas medições de vazão a fim de atualizar as curvas chaves dessas seções.

4.2.2 Dados de precipitação

Na MHSJ foram obtidos dados primários como também se utilizou dados secundários de precipitação. Na SBHPCI, os dados de precipitação foram obtidos de nove estações pluviométricas monitoradas por órgãos governamentais (FUNCEME e ANA). Nas

duas bacias hidrográficas, as precipitações médias foram determinadas através dos polígonos de Thiessen.

As estações pluviométricas estão bem distribuídas na MHSJ (FIGURA 21) e são compostas por um pluviômetro *Ville de Paris*, instalados em novembro de 2011, e um pluviógrafo de báscula, instalado em novembro de 2013, para a aquisição de informações pluviométricas no interior da MHSJ (FIGURA 26).

Figura 26 – Estações pluviométricas instaladas na microbacia hidrográfica do São José



Fonte: Registrado pelo autor.

Na fotografia, 'a' indica a estação EP1 e 'b' a estação EP3.

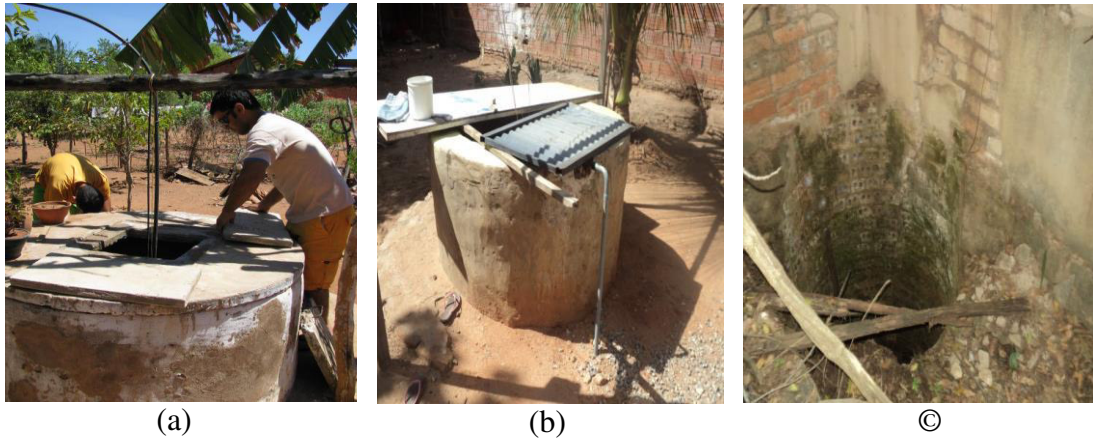
Costa (2013) verificou que a EP2 possui o mesmo regime pluviométrico de uma estação pluviométrica situada na zona urbana de Crato e monitorada pela FUNCEME. Devido à necessidade de redução de custos da pesquisa, a EP2 foi fechada e consideraram-se os valores da estação pluviométrica Crato, obtidos pela FUNCEME, para a região de influência da respectiva estação.

As nove estações pluviométricas utilizadas para definição da precipitação média na SBHPCI através dos polígonos de Thiessen estão todas inseridas no interior da subbacia (FIGURA 22) e são monitoradas pela FUNCEME.

4.2.3 Dados de carga hidráulica no aquífero

Na MHSJ, o nível freático do aquífero livre aluvionar foi monitorado em três poços escavados (cacimbas) na aluvião. Na escolha destes poços (FIGURA 27) considerou-se acesso e localização na zona aluvionar da MHSJ. Estes poços foram monitorados em intervalo quinzenal entre 2011 e 2013 e em novembro de 2013, usando medidores de pressão *Hobo U20 water level* (Onset®), o monitoramento passou a ser horário.

Figura 27 – Poços monitorados na microbacia hidrográfica do São José



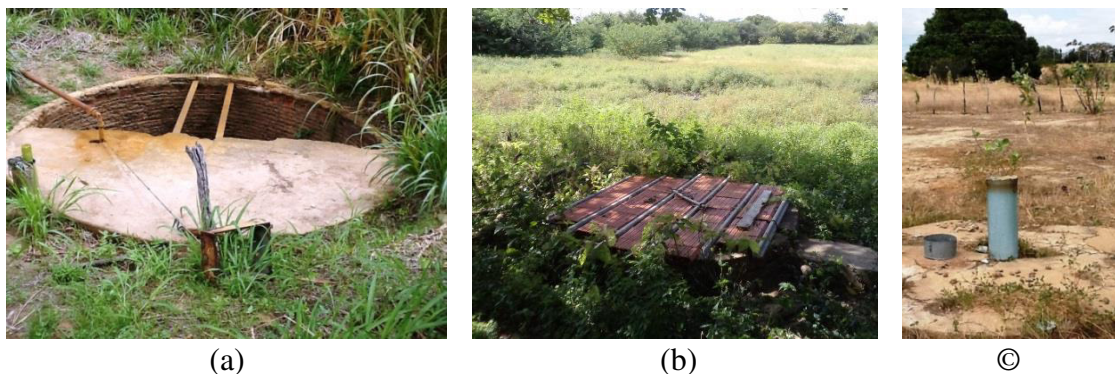
Fonte: Registradas pelo autor.

Na fotografia, 'a' indica o poço W01, 'b' o W02 e 'c' o W03.

Na SBHPCI, o nível freático de três poços W01, W02 e W03 (FIGURA 28) foram monitorados de abril de 2010 a novembro de 2013, com dados obtidos a cada 6 horas. Estes dados primários, obtidos por meio de sensores de pressão Hobo U20 water level (Onset®), são uma importante contribuição desta pesquisa para o entendimento do comportamento dos aquíferos aluvionares da SBHPCI.

Para a determinação das cargas hidráulicas dos aquíferos nos poços foram necessários dados de altitude obtidos por GPS geodésico, a altura da boca de cada poço e a profundidade em que se encontravam os sensores.

Figura 28 – Poços monitorados na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



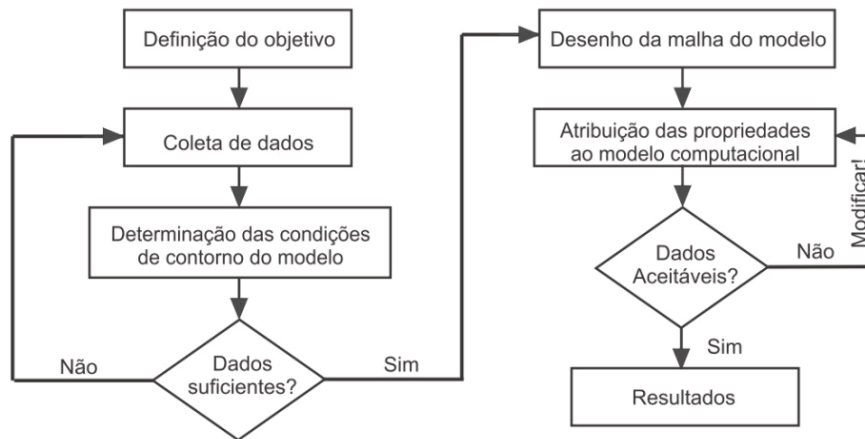
Fonte: Registradas pelo autor.

Em 'a', W01 – poço localizado no Sítio Lobato (Cariús); em 'b', W02 – poço na localidade da Penha (Iguatu) e; em 'c', W03 – poço tubular localizado no SAAE (Iguatu).

4.3 Parametrização dos modelos

A parametrização do modelo matemático desenvolvido iniciou-se com a elaboração do modelo conceitual e finalizou-se com uma análise criteriosa desse modelo, definido pelas etapas do fluxograma apresentado na Figura 29.

Figura 29 – Etapas de elaboração do modelo conceitual de simulação



Fonte: Adaptado de Santos *apud* Fontenele (2010).

Existem duas possibilidades de retrabalho no desenvolvimento da modelagem: dados suficientes e dados aceitáveis. Na primeira, avalia-se a suficiência dos dados em relação aos objetivos da modelagem. Se os mesmos não forem suficientes, deve-se reavaliar o estudo e propor uma nova coleta de informações. Caso isso não seja viável, modifica-se os objetivos da modelagem. No que se refere a aceitação dos dados, a avaliação é feita ao comparar os dados simulados pelo modelo com os dados obtidos em monitoramento de campo. É imoorecindível que os dados modelados possuam, no mínimo, a mesma tendência dos dados medidos. Para considerar a modelagem aceitável, deve-se observar quais os objetivos das simulações e verificar se os mesmos podem ser atingidos com os resultados gerados.

4.3.1 Definição do objetivo

O objetivo principal da modelagem foi representar a dinâmica da interação rio-aquífero, com foco nos principais processos físicos (propagação da onda de cheia, infiltração, escoamento de base e fluxo subterrâneo) e nas características dos ambientes semiáridos representados (geologia e escala). Para isso, foi necessário definir o nível de detalhamento do modelo dentro do grau de precisão desejável e das possibilidades admitidas pelos dados disponíveis.

4.3.2 Coleta de dados

Os métodos aplicados na obtenção dos parâmetros hidrológicos necessários à modelagem da interação rio-aquífero foram descritos nos itens a seguir.

a) Condutividade hidráulica saturada

Na MHSJ, esse parâmetro foi obtido através de dois métodos distintos:

- No leito do rio principal, a permeabilidade foi determinada em pontos centrais de seis seções transversais distribuídas entre as estações fluviométricas EF1 e EF2, através de ensaios com 70ermeâmetro vertical, conforme método descrito por Chen (2000) e Chen (2004). Utilizou-se um tubo de ferro fundido de 1,80 m cravado verticalmente no leito do riacho com o mínimo de perturbação, em diferentes profundidades (0,40 m, 0,80 m e 1,20 m). A cada profundidade adicionou-se um volume de água para definir a carga hidráulica inicial do experimento. Em seguida, verificou-se a redução dessa carga no tempo. Esse processo foi repetido por três vezes em cada profundidade de cada seção. A condutividade hidráulica do leito do riacho foi calculada através da Equação de Hvorslev (1951) (Equação 21).

$$K_v = \frac{\frac{\pi D}{11m} + L_v}{(t_1 - t_2)} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad (21)$$

Em que, L_v é o comprimento do sedimento no tubo, em metros; h_1 e h_2 são respectivamente as cargas hidráulicas no interior do tubo (em metros), nos momentos t_1 e t_2 (em segundos); D é o diâmetro interno do tubo (m); e m é um parâmetro dado pela Equação 22.

$$m = \sqrt{K_h / K_v} \quad (22)$$

Em que, K_h e K_v são, respectivamente, a condutividade hidráulica horizontal e a vertical dos sedimentos (em $m \ s^{-1}$). Nesse cálculo considerou-se o meio como isotrópico, ou seja, $m = 1$.

A partir da condutividade hidráulica vertical do leito do riacho, obteve-se a condutância do leito (Equação 23), definida por McDonald e Harbaugh (1988).

$$C = \frac{K_v L W}{M} \quad (23)$$

Em que, L e W são respectivamente o comprimento e a largura da célula que contem o dreno [m]; e M é a espessura do sedimento aluvionar [m].

- Na região sedimentar, a permeabilidade foi definida por duas formas: 1) nas camadas da zona aluvionar, este parâmetro foi determinado por meio de referência bibliográfica que correlaciona condutividade hidráulica saturada, granulometria e tipos de solo (RAWLS; BRAKENSIEK, 1983). Os dados granulométricos e pedológicos foram obtidos por sondagens e perfis de poços, respectivamente; 2) no pacote sedimentar, este parâmetro foi definido por aplicações da técnica geoestatística de krigagem, realizadas para a obtenção de valores de condutividade hidráulica saturada para a camada aquífera Rio da Batateira (FONTENELE et al., 2013).

Na SBHPCI, os dados de condutividade hidráulica saturada foram obtidos por meio de referência bibliográfica que correlaciona condutividade hidráulica saturada, granulometria e tipos de solo (RAWLS; BRAKENSIEK, 1983). Os dados de pedologia foram obtidos a partir de perfis de poços localizados na área da bacia e cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM.

b) Porosidade

Os dados de porosidade para MHSJ e BHPCI foram obtidos através de valores tabelados da literatura (RAWLS; BRAKENSIEK, 1985).

c) Área e perímetro das seções transversais

As topografias das seções transversais da MHSJ foram obtidas em campanhas de campo usando nível topográfico. No caso da SBHPCI, usou-se as seções definidas pela CPRM para as seções transversais de monitoramento. Após obtidas as seções, suas formas foram simplificadas para polígonos conhecidos no software *WETTED* (http://www.ncwater.org/About_DWR/Water_Projects_Section/Instream_Flow/ifimproc.htm#ifim). Com essa simplificação, obteve-se as variações de área úmida e perímetro molhado de todas as seções transversais das bacias modeladas.

d) Coeficiente de sinuosidade

Os coeficientes de sinuosidade das áreas estudadas foram obtidos pelos cursos d'água apresentados pelo Google Earth (SBHPCI) e os cursos d'água gerados por caminhamento usando GPS de navegação (MHSJ).

4.3.3. Determinação das condições de contorno

As condições de contorno estabelecem características do ambiente natural ao volume de controle representado na modelagem, podendo ser do tipo: 1) físico, como características que influenciam o escoamento (ex.: rochas impermeáveis, rios etc.); 2) hidráulico, como características do escoamento (ex.: carga hidráulica do aquífero, nível de água no rio etc.).

Para as áreas em estudo, as condições de contorno foram definidas de acordo com características locais de fisiografia, geologia e fluxo. Essas características foram avaliadas no processo de modelagem, objetivando minimizar as incertezas e/ou incoerências geradas devido à definição das condições de contorno do sistema.

4.3.4. Desenho da malha do modelo

A descrição da área modelada (discretização espacial) depende dos dados (parâmetros e variáveis) disponíveis à simulação. Nessa etapa, define-se o tamanho do volume de controle simulado de acordo com as seções de monitoramento de vazão, a quantidade de trechos do rio modelado de acordo com as seções transversais obtidas, o número de colunas aquíferas em cada trecho de rio, a profundidade do sistema aquífero e a discretização em camadas de acordo com os dados litológicos disponíveis em cada região simulada.

As estratigrafias das zonas aluvionares, geradas a partir de sondagens e perfis de poços, definiram os perfis de solo e as colunas aquíferas dos sistemas. A rede de drenagem e a topografia definiram o leito do rio, a localização e a comprimento dos trechos simulados.

4.3.5. Atribuição das propriedades ao modelo computacional

Nessa etapa ocorre a interpretação dos modelos conceituais, considerando simplificações necessárias devido à falta de dados e/ou à complexidade dos sistemas. Informações externas aos ambientes modelados foram interpretadas como condições de contorno. Dessa forma, realizou-se a parametrização do modelo, que compreende na definição dos valores dos parâmetros necessários a resolução das equações do sistema modelado de acordo com as características apresentadas pelo volume de controle.

a. *Aplicação dos modelos*

Após a parametrização (atribuição das propriedades ao modelo computacional), as faixas de dados hidrológicos simuladas foram definidas. Cada faixa de tempo simulada pelo modelo compõe um evento simulado. Procurou-se definir os eventos de forma padrão, com vazões mínimas no início e no fim do evento. No decorrer do evento, as vazões mínimas iniciais se elevam até um máximo e, em seguida, reduzem até os valores mínimos finais. De acordo com essas características, definiu-se o máximo de eventos possíveis para cada área modelada a fim de se observar as variações de respostas do modelo de acordo com as variações dos eventos simulados.

b. *Análise de sensibilidade*

A análise de sensibilidade foi realizada a fim de definir os atributos mais sensíveis do modelo. Após o modelo parametrizado, variou-se um determinado parâmetro de cada vez em uma escala extrema e observou-se as variações nas respostas de vazão e carga hidráulica calculadas. Avaliou-se a sensibilidade para todos os parâmetros do modelo. As definições dos parâmetros mais sensíveis tornam novas parametrizações mais eficientes, enfatizando a maior consistência desses parâmetros.

4.4 Calibração e análise do modelo

Após as análises de sensibilidade, realizou-se uma calibração dos parâmetros mais sensíveis e uma avaliação comparativa entre vazões e níveis freáticos medidos e simulados pelo modelo. Realizou-se também uma comparação com os resultados gerados pelo modelo Dryrios para avaliar qual a melhor ferramenta para simular a interação rio-aquífero. Essas análises foram realizadas utilizando-se o coeficiente de eficiência proposto por Nash e Sutcliffe (1970), definido na Equação 24 para as descargas superficiais.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_j (Y_{med}^j - Y_{sim}^j)^2}{\sum_j (Y_{med}^j - \bar{Y}_{med})^2} \quad (24)$$

Em que, Y_{med} é o valor medido da variável no tempo j , Y_{sim} é o valor simulado da variável no tempo j ; e \bar{Y}_{med} é a média dos valores medidos.

O coeficiente NSE varia de $-\infty$ a 1, sendo que, quanto maior for o coeficiente, melhor o desempenho do modelo. Se NSE for menor que 0, a capacidade de previsão do modelo é inferior a simplesmente adotar o valor médio medido.

5 RESULTADOS

Os resultados do estudo foram apresentados nos seguintes itens: Geração e análise de dados hidrológicos e Modelagem hidrológica da interação rio-aquífero (definição da estrutura do modelo desenvolvido, definição das rotinas representativas dos processos hidrológicos considerados, parametrização e simulação).

5.1 Análise de áreas de estudo

As áreas definidas para esse estudo possuem escalas diferentes. Para analisar as diferenças realizou-se um comparativo entre os atributos fisiográficos das bacias (Tabela 7). A SBHPCI é aproximadamente trinta vezes maior do que a MHSJ, com uma drenagem dez vezes mais comprida. No entanto, a MHSJ possui uma densidade de drenagem muito maior, sendo melhor drenada. A maior densidade de drenagem tem relação a declividade da bacia e ao tipo de solo encontrado na área. A declividade mais elevada na MHSJ tem relação com a área de nascente, localizada na encosta da chapada do Araripe. Este fato é comprovado pela diferença entre as cotas máximas das duas áreas de estudo (300 m).

Tabela 7 – Comparativo entre atributos fisiográficos da microbacia hidrográfica do São José e subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

| Atributo fisiográficos | MHSJ | SBHPCI | Unidade |
|---------------------------------|--------|----------|---------------------|
| Área da bacia | 40,51 | 1.013,72 | km ² |
| Comprimento da rede de drenagem | 50,27 | 567,24 | km |
| Densidade da rede de drenagem | 1,24 | 0,56 | km km ⁻² |
| Maior cota topográfica | 938,00 | 638,00 | m |
| Menor cota topográfica | 385,00 | 211,00 | m |
| Declividade média da microbacia | 10,0 | 8,00 | % |
| Sinuosidade do curso principal | 1,31 | 1,43 | - |
| Coefficiente de compacidade | 1,35 | 2,72 | - |
| Fator de forma | 0,22 | 0,52 | - |
| Tempo de concentração (Kirpich) | 5,25 | 30,76 | h |
| Perímetro | 30,73 | 309,78 | km |
| Comprimento do curso principal | 13,70 | 63,00 | km |

Fonte: Próprio autor.

Apesar do comprimento da rede de drenagem da MHSJ ser dez vezes menor do que a rede de drenagem da SBHPCI, o rio principal é apenas menos de cinco vezes menor. Isso comprova que o rio principal da MHSJ influencia na diferença entre as densidades de drenagem apresentadas. O fator de forma e o coeficiente de compacidade definem as como bacias são pouco susceptíveis a enchentes, devido a sua forma alongada, caracterizada por cursos d'água relativamente extensos.

5.2 Geração e análise de dados hidrológicos

O monitoramento, a análise e a discussão dos dados hidrológicos (precipitação, vazão e nível freático) são essenciais para compreender a dinâmica da água e, conseqüentemente, a interação rio-aquífero. Dessa forma, essa avaliação é necessária ao desenvolvimento de modelos matemáticos que simulam os processos hidrológicos que compõem a dinâmica dessa interação.

De acordo com Costa *et al.* (2011), em regiões semiáridas, onde os dados necessários quase sempre inexistem ou não estão disponíveis na íntegra, especialmente séries simultâneas de vazão e nível freático, os problemas de continuidade, confiabilidade e homogeneidade dos bancos de dados hidrológicos se agravam. Em rios de grande porte, por exemplo, a falta de informação entre as estações fluviométricas insere incertezas na análise. Por isso, técnicas de regionalização de dados são essenciais para entender a dinâmica da água e para aplicações em modelagem.

Dados de vazão a montante e a jusante de um trecho de rio permitem a quantificação das trocas hídricas entre rio e aquífero (LANGE, 2005). O tempo de resposta das variações do nível freático e o seu desnível em relação ao leito do rio também possibilitam avaliar a dinâmica da interação rio-aquífero.

Dados hidrológicos tornam-se essenciais a modelagem da interação rio-aquífero. Dados de nível freático se fazem necessários para alimentar o modelo com as condições iniciais de carga hidráulica do aquífero durante os eventos de cheia simulados, indicando se no momento da cheia do rio, o nível freático se encontra abaixo ou acima do leito do rio. Dados de vazão se fazem necessários para fomentar o modelo com as condições iniciais da onda de cheia no rio. Dados de precipitação são necessários para verificar as contribuições laterais que ocorrem durante o evento de cheia. Dessa forma, monitoramento e análise de dados são a base da aplicação de modelos hidrológicos.

5.2.1 Subbacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – SBHPCI

Os dados de precipitação das nove estações pluviométricas (EP1 a EP9), de vazão das três estações fluviométricas (EF1 a EF3) e nível freático dos três poços (W1 a W3) coletados entre 01/01/2010 e 31/10/2013 possibilitaram a análise da dinâmica da interação rio-aquífero na SBHPCI. Na Figura 30, observa-se que as precipitações estão concentradas em um determinado período do ano (janeiro a junho), como característico do clima Tropical Quente Semiárido.

As respostas de vazão e nível freático à precipitação durante os períodos úmidos são perceptíveis principalmente ao analisar os dados do ano de 2011. Neste ano, quando precipitou cerca de 1.200 mm (valores muito acima da média (800 mm)), as vazões (aproximadamente $800,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e as elevações do nível freático (por volta de 5,0 m) são as máximas para todo o período monitorado. Esses valores comprovam a ocorrência da conexão hidráulica rio-aquífero durante o período chuvoso do ano de 2011.

Já no ano de 2010 as precipitações foram caracterizadas por volume abaixo da média (aproximadamente 700 mm) e elevado espaçamento temporal. Essas características dificultaram a geração de grandes vazões no rio Jaguaribe e a elevação dos níveis freáticos do aquífero aluvionar. Nesse ano ocorre a predominância de perdas hídricas do rio para a zona não saturada, pois os volumes de água não refletem elevações no nível freático, que continua a sofrer rebaixamento à medida em que ocorre um distanciamento do período chuvoso do ano de 2010.

Em 2012 houve uma redução no volume das precipitações diárias, mas o volume precipitado durante o ano foi elevado em aproximadamente 70 mm, quando comparado a 2010. No entanto, a distribuição temporal das precipitações em 2012 é mais homogênea, reduzindo o tempo entre eventos. Essa redução temporal contribuiu para elevar os picos de cheia nas seções de monitoramento, quando comparado aos dados de vazão do ano de 2010. Em 2010 houve pico de aproximadamente $170 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ enquanto que em 2012 os picos chegaram a $340 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ aproximadamente. Os elevados picos de cheia em 2012 também podem ser reflexos das condições hidrológicas impressas pelo grande volume precipitado em 2011. Os elevados volumes escoados e principalmente a recarga considerável obtida pelos aquíferos aluvionares em 2011 podem ter influenciado as diferenças entre os picos de cheia dos anos de 2010 e 2012.

O período chuvoso de 2013 se assemelha ao do ano de 2010, ou seja, precipitação reduzida e espaçada. Porém, em 2013 choveu apenas cerca de 500 mm. Nesse ano, as vazões foram muito baixas, embora alguns eventos utilizados nesse trabalho sejam desse período. As respostas de vazão e nível freático em 2013 são reflexos da baixa precipitação no período e das condições hidrológicas impressas (déficit hídrico) na bacia no ano de 2012.

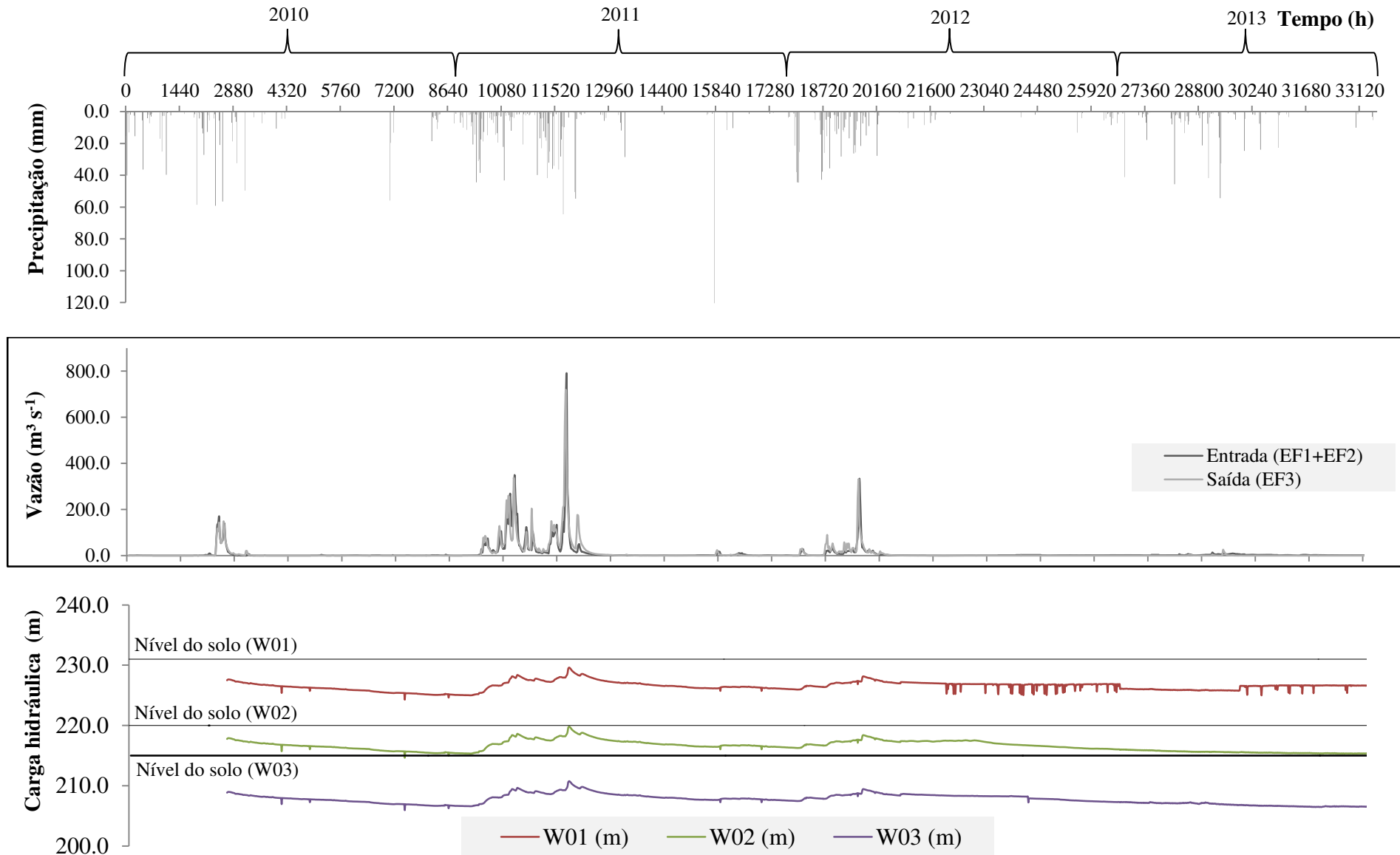


Figura 30 – Dados hidrológicos da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre os anos de 2010 e 2013.

Uma espécie de isolamento do leito do rio, que é capaz de permitir a transmissão do fluxo no rio em pequenas cheias, definido por Lange (2005), não foi observado na SBHPCI pelo estudo de Costa (2012) e tampouco por este estudo. Além disso, eventos ocorridos durante a estação seca não influenciam significativamente as águas subterrâneas, o que pode ser explicado parcialmente, segundo Costa (2012) pela extração de águas subterrâneas para uso agrícola que tem abstraído aproximadamente entre 5% e 10% (valores máximos 20% a 40%) do fluxo de entrada destes eventos.

Observando os dados de vazão da Figura 30 percebe-se que houve perdas entre a seção de entrada e a de saída do trecho analisado, principalmente nos picos de cheia e durante os períodos úmidos. No entanto, essas trocas hídricas serão melhor avaliadas ao analisar os eventos de forma independente.

Oito eventos em diferentes condições de cheia (curta e longa duração; com e sem reflexo a jusante) foram selecionados do banco de dados analisado (Figura 30). Definiu-se o término de um evento de runoff quando um outro inicia no fim de sua curva de recessão ou quando a vazão cessa. Os dados de vazão de pico, volumes escoados a montante e a jusante e a taxa de variação volumétrica destes eventos estão dispostos na Tabela 8. Essa metodologia foi utilizada por Costa (2013) e Landim (2014).

De acordo com a Tabela 8, os eventos 01, 02, 03, 04, 06 e 08 indicaram perdas em trânsito. A média de perdas nos seis eventos é de $4,72 \times 10^6 \text{ m}^3$, com desvio padrão de $2,92 \times 10^6 \text{ m}^3$ e coeficiente de variação de 62%. Esses parâmetros descritivos mostram a elevada variabilidade dos valores obtidos para perdas em trânsito, que pode ser justificada pelo número de variáveis que deve ser considerado na análise dessas perdas. Por exemplo, o evento 03 indicou perdas totais em trânsito, ou seja, esse evento não apresentou vazões a jusante. Isso pode ser explicado pela ausência de precipitação antecedente, baixa umidade do solo e nível freático rebaixado.

Os eventos 05 e 07 apresentaram as maiores cheias com taxa de variação volumétrica positiva, indicando uma possível contribuição da área de drenagem direta entre as seções e/ou ganhos oriundos de águas subterrâneas (quando o aquífero passa a contribuir para o rio). A média de ganhos nesses dois eventos é de $75,13 \times 10^6 \text{ m}^3$, com desvio padrão de $47,09 \times 10^6 \text{ m}^3$ e coeficiente de variação de 63% possuindo a mesma tendência das perdas em trânsito: elevada variabilidade entre os eventos. Porém, a média de ganhos no rio é mais elevada do que a média de perdas. Para os eventos

selecionados tem-se um total de perdas de $28,31 \times 10^6 \text{ m}^3$ e um total de ganhos de $150,25 \times 10^6 \text{ m}^3$. Esses elevados ganhos podem estar relacionados com as entradas laterais que ocorrem no trecho de rio monitorado. Pequenas perdas ocorrem em pequenos eventos que entram no trecho estudado, mas não conseguem atingir a seção de saída. Sete dos eventos selecionados para análise tiveram em média 33% de redução nas vazões de pico. Esse valor se assemelha com o encontrado por Costa (2012) que obteve uma média de 37% para 40 eventos analisados. No entanto, um coeficiente de variação maior que 100% encontrado nesse estudo impossibilita usar a média como uma medida representativa dos dados extremamente variáveis apresentadas na Tabela 8.

Tabela 8 – Análise de dados de vazão dos eventos selecionados na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

| Evento | Data I – Inicial F – Final (dd/mm/aaaa) | Vazão de Pico (Entrada) (m^3/s) | Vazão de Pico (Saída) (m^3/s) | Volume de Entrada 10^6 m^3 | Volume de Saída 10^6 m^3 | Saída – Entrada 10^6 m^3 | Taxa de variação volumétrica (%) |
|--------|--|--|--|--|--|--|---|
| 01 | I – 26/03/2013 F – 16/04/2013 | 7,14 | 3,74 | 5,39 | 1,64 | -3,76 | -69,62 |
| 02 | I – 17/04/2013 F – 08/05/2013 | 13,65 | 5,04 | 9,98 | 1,12 | -8,86 | -88,79 |
| 03 | I – 09/02/2013 F – 16/03/2013 | 3,35 | 0,00 | 6,14 | 0,00 | -6,14 | -100,00 |
| 04 | I – 02/06/2012 F – 25/06/2012 | 0,66 | 0,23 | 0,73 | 0,08 | -0,65 | -88,71 |
| 05 | I – 12/02/2012 F – 01/06/2012 | 333,92 | 331,56 | 172,01 | 213,84 | 41,83 | 24,32 |
| 06 | I – 18/10/2011 F – 30/11/2011 | 18,52 | 24,20 | 16,61 | 10,43 | -6,18 | -37,20 |
| 07 | I – 09/01/2011 F – 01/08/2011 | 791,50 | 719,96 | 797,58 | 906,00 | 108,42 | 13,59 |
| 08 | I – 22/03/2010 F – 13/05/2010 | 171,04 | 149,00 | 114,36 | 111,63 | -2,73 | -2,39 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

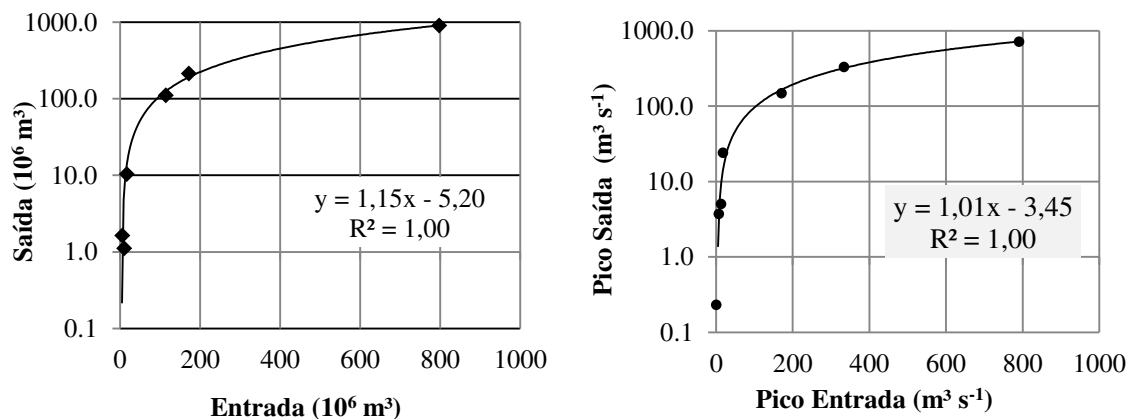
As relações entre entradas e saídas volumétricas e picos de vazão de entrada e de saída apresentadas na Figura 31 mostram uma relação linear entre as duas seções.

De acordo com a Tabela 8, as ondas de cheia que alcançam a saída do trecho no canal de 60 km perdem em média 65% do volume. No rio Creel Cooper, Austrália, com 420 km de comprimento perde-se cerca de 75 a 80% em média (KNIGHTON; NANSON, 1994) e no rio Kuiseb, Deserto da Namíbia, perde-se 60% em um canal de 150 km de comprimento. O semiárido brasileiro apresenta perdas maiores por unidade de comprimento.

Costa (2012) também observou um comportamento padrão para as trocas hídricas entre rio-aquífero, com predominância de perdas no início e de ganhos no final

das estações úmidas. Esse padrão não foi observado nos eventos estudados por esse estudo. Isso pode reforçar a hipótese da influência das características das contribuições dos anos hidrológicos anteriores no período avaliado.

Figura 31 – Relação entre dados de entrada e saída da subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu.



Fonte: Elaborado pelo autor.

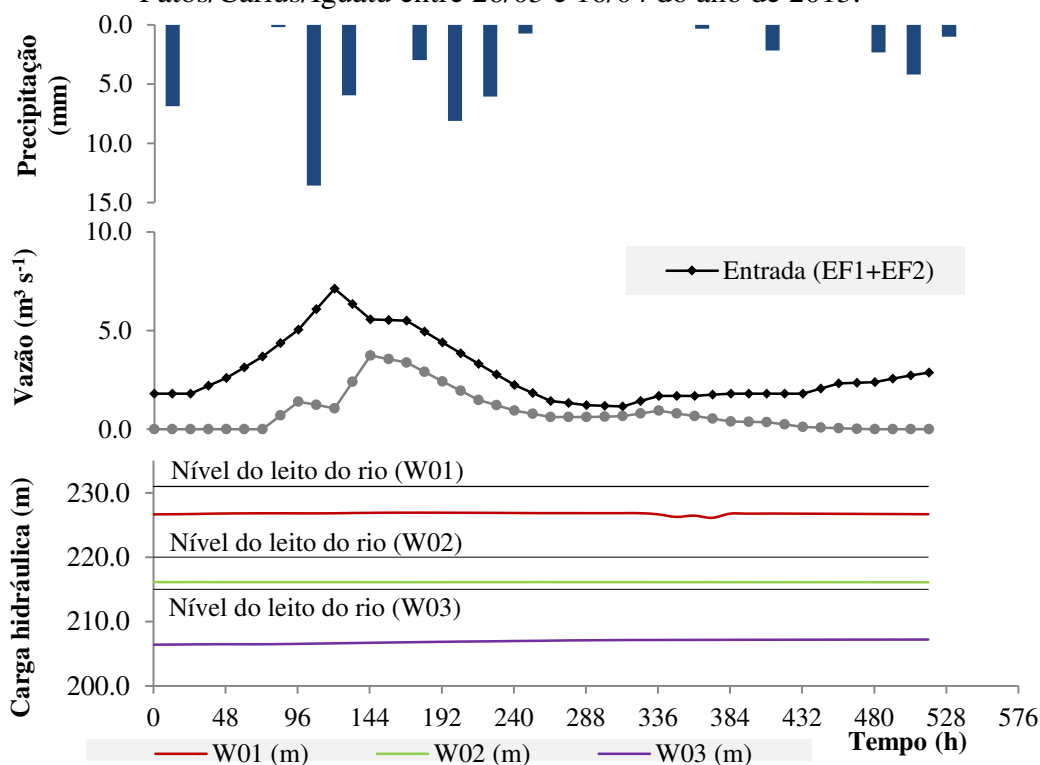
Costa (2012) verificou a existência de eventos produzidos pela liberação de água de reservatórios superficiais a montante da SBHPCI durante a estação seca. Segundo este autor os eventos produzidos pelo homem não atingiram a estação a jusante e ocorreram principalmente durante a estação seca. No período analisado neste estudo não foi observado nenhum evento produzido artificialmente. Todos os eventos analisados são oriundos de precipitações naturais ocorridas durante os períodos chuvosos. No entanto, um evento de 120 mm aproximadamente ocorreu no período seco (outubro/2011) gerando escoamento mínimo nas duas seções e ocorrendo perdas volumétricas consideráveis entre as seções de entrada e saída. Essa verificação corrobora com a análise realizada por Costa (2012) para eventos no período seco. A razão de valores relativamente altos de perda é a rápida elevação dos níveis do rio sem elevação correspondente dos níveis freáticos (ARAÚJO; RIBEIRO, 1996).

Costa (2012) analisou o balanço hídrico de 40 eventos monitorados na BHPCI entre 2001 e 2010. O ano mais seco foi 2001, quando não houve fluxo registrado por EF3, e o ano mais úmido foi 2004, quando EF3 e EF2 não funcionaram devido a fluxos muito elevados. No período em estudo, o ano mais seco foi 2013 com precipitação e vazão mínimas, e o ano mais úmido foi 2011, considerado por este estudo como um único evento entre janeiro e julho, com fluxo perene e vários picos de cheia (Figura 30).

Costa (2012) observou que quanto maior o fluxo de entrada no rio, maiores são as perdas em trânsito no canal, sublinhando a importância das grandes inundações nas perdas em trânsito no canal. Este resultado também é reportado por Knighton e Nanson (1994), Lange et al. (1998) e Lange (2005). Essa tendência foi observada somente nos eventos 01, 02, 03 e 04 analisados neste estudo. Porém, os outros eventos são atípicos ou definidos de forma diferente. Os eventos 05 e 07 englobam praticamente todo um ano hidrológico, 2012 e 2011, respectivamente. O evento 06 ocorre entre os meses de outubro e novembro, portanto fora do período característico de precipitações.

Os eventos selecionados, apresentados na Tabela 8, foram analisados com mais detalhes separadamente. A Figura 32 apresenta os dados do Evento 01, ocorrido entre 26/03 e 16/04 do ano de 2013.

Figura 32 – Dados hidrológicos do Evento 01 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 26/03 e 16/04 do ano de 2013.

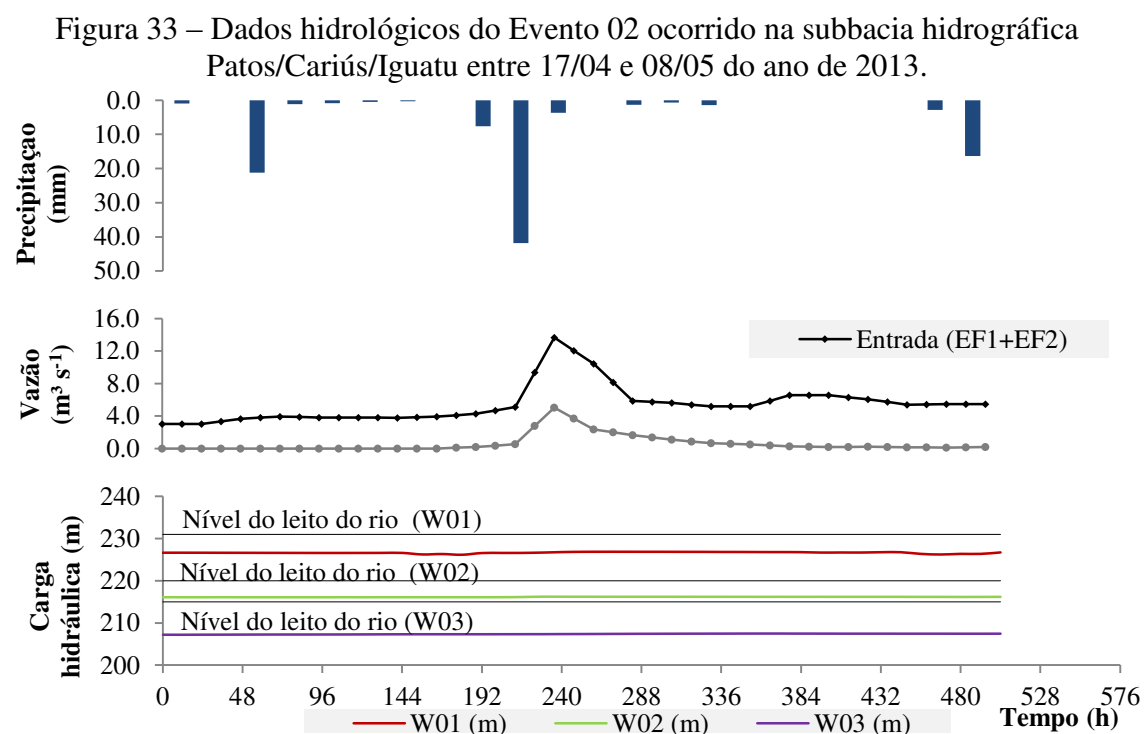


Fonte: Elaborado pelo autor.

No Evento 01, apresentado na Figura 32, observa-se que durante os 22 dias de duração do evento precipitaram cerca de 50,00 mm. Já nos 11 dias anteriores precipitaram cerca de 75,00 mm. No entanto, essas precipitações ocorrem de maneira espaçada no tempo e no espaço, verificando-se o fato principalmente na área próxima a entrada da subbacia, ou seja, próximo as estações fluviométricas EF1 e EF2. Durante o

evento, por exemplo, temos precipitações máximas de aproximadamente 15,00 mm. Dessa forma, o reflexo da onda de cheia sobre o nível freático do aquífero é mínimo. Houve uma variação média de 0,50 m nas cargas hidráulicas do aquífero com variações máximas de cerca de 0,80 nos poços W02 e W04. A elevada taxa de variação volumétrica apresentada neste evento pode ser explicada pela ocorrência da precipitação principalmente na zona de entrada da SBHPCI.

No Evento 02 apresentado na Figura 33 observa-se que durante os 22 dias de duração do evento precipitaram cerca de 100,8 mm. Já nos 11 dias anteriores precipitou apenas 9,00 mm. No entanto, as precipitações desse evento possuem características diferentes quando comparadas ao Evento 01, com precipitações máximas de aproximadamente 40,00 mm e ocorrência uniforme em toda a subbacia. Ainda assim, o reflexo da onda de cheia sobre o nível freático do aquífero é mínimo. Ocorreu variação média da carga do aquífero de 0,37 m com máximas de 0,71 no poço W02, caracterizada por reduções no nível freático (Figura 33).

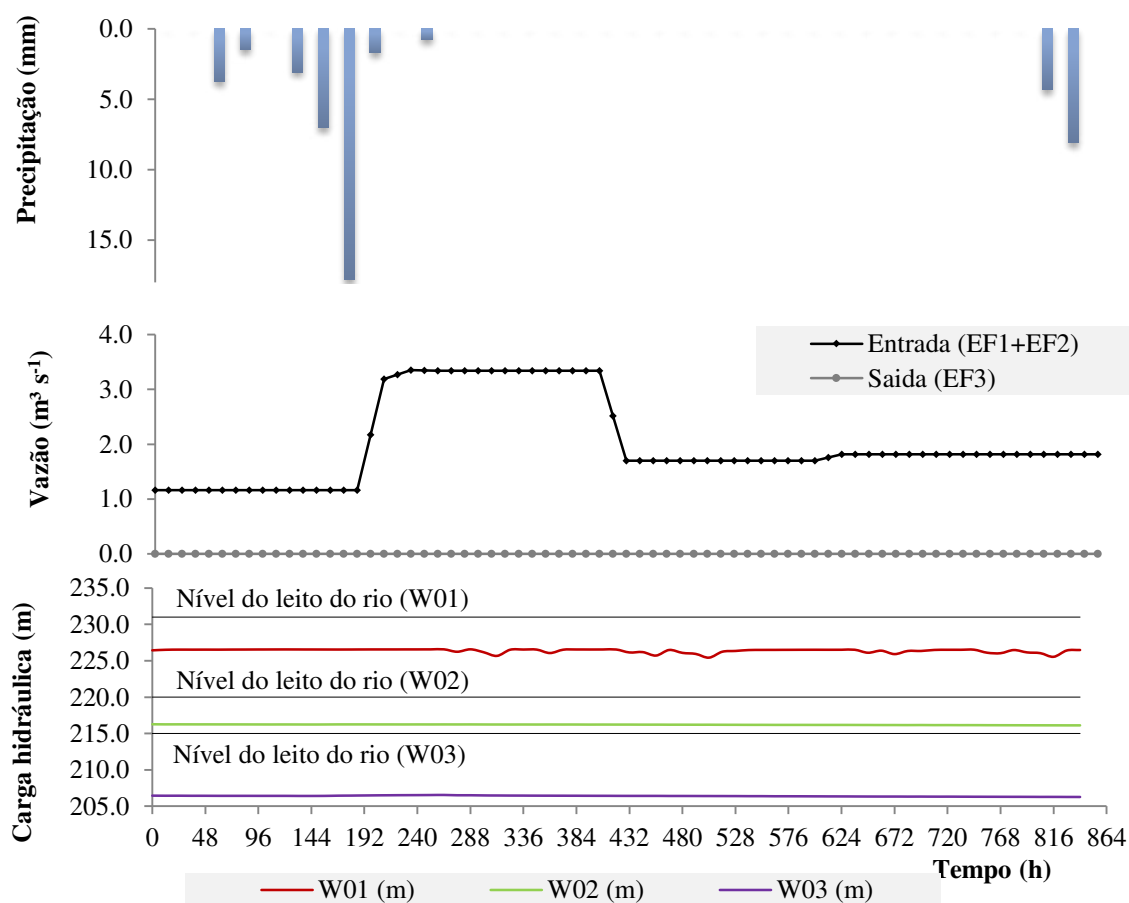


Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 03, apresentado na Figura 34, observa-se que durante os 36 dias de duração do evento precipitaram cerca de 50,00 mm, sendo 95% da chuva ocorrida na região próxima as estações fluviométricas de entrada da SBHPCI. Nos 15 dias anteriores não ocorreram precipitações. Dessa forma, a onda de cheia observada na seção de entrada do trecho do rio não refletiu na seção de saída como também não

alterou o nível freático do aquífero, sendo infiltrada para a zona não saturada em 100%. Em todos os poços houve redução na carga hidráulica considerando todo o período, com média de 0,53 m e desvio padrão de 0,44 m. No entanto, oscilações observadas na Figura 34 mostram possíveis bombeamentos ocorridos na área, com a recuperação do aquífero em seguida.

Figura 34 – Dados hidrológicos do Evento 03 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 09/02 e 16/03 do ano de 2013.

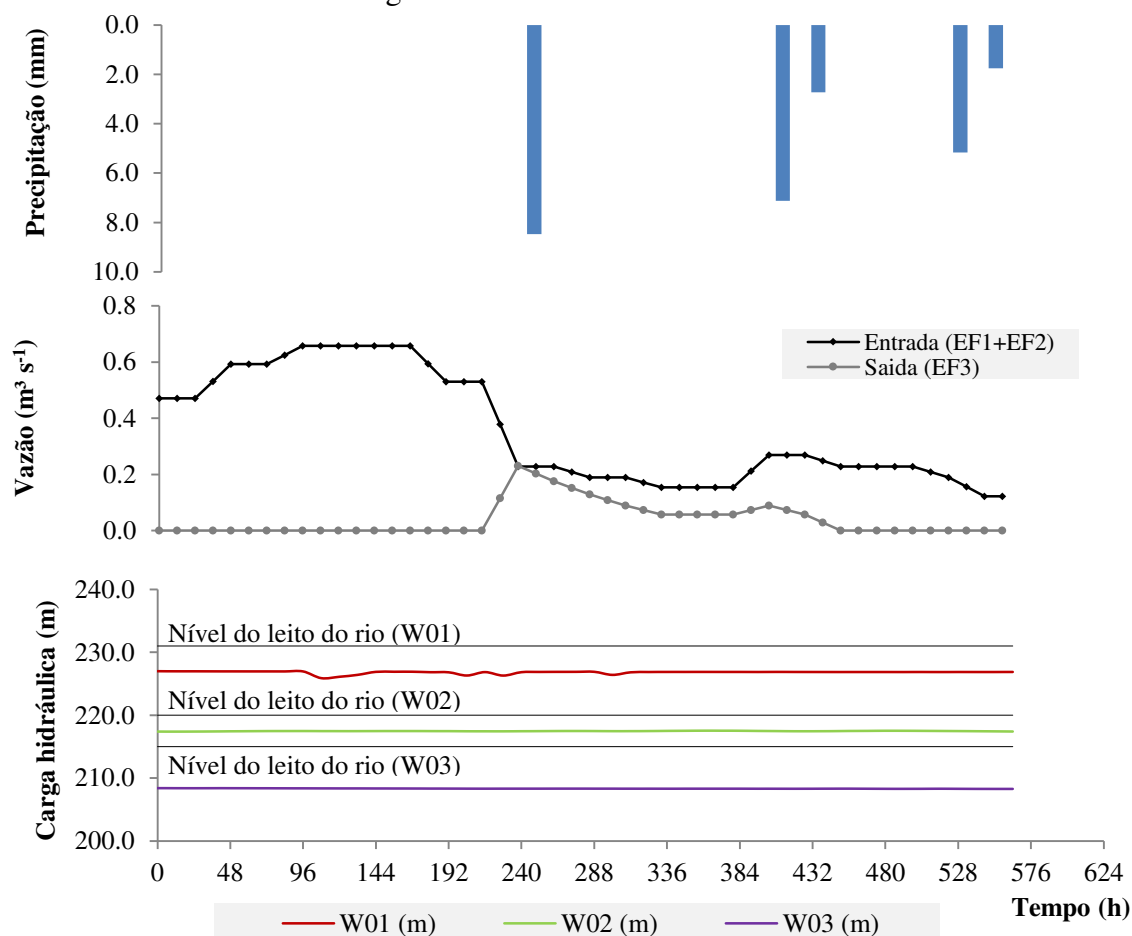


Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 04, apresentado na Figura 35, observa-se que durante os 23 dias de duração do evento precipitaram cerca de 25,00 mm. Desses, 8,48 mm precipitaram uniformemente na SBHPCI no dia 12/06 quando foi gerado o pico de cheia na EF3. Nos 15 dias anteriores ocorreram precipitações inferiores a 20,00 mm. Dessa forma, a pequena onda de cheia observada na seção de entrada do trecho do rio com pico máximo de $0,66 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ foi reduzido aproximadamente a terça parte na seção de saída, que obteve pico máximo de $0,23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. No que diz respeito ao fluxo subterrâneo, o poço W02 sofreu uma variação de aproximadamente 1,00 m, recuperando seu nível

anterior em horas, caracterizando provavelmente um bombeamento ocorrido na região ou no próprio poço. O restante dos poços sofreu variação média de 0,14 m com desvio padrão de 0,01 m, mostrando a estabilidade da carga hidráulica durante o evento. Portanto, para esse evento, as perdas no fluxo superficial não caracterizam ganhos no fluxo subterrâneo.

Figura 35 – Dados hidrológicos do Evento 04 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 02/06 e 25/06 do ano de 2012.



Fonte: Elaborado pelo autor.

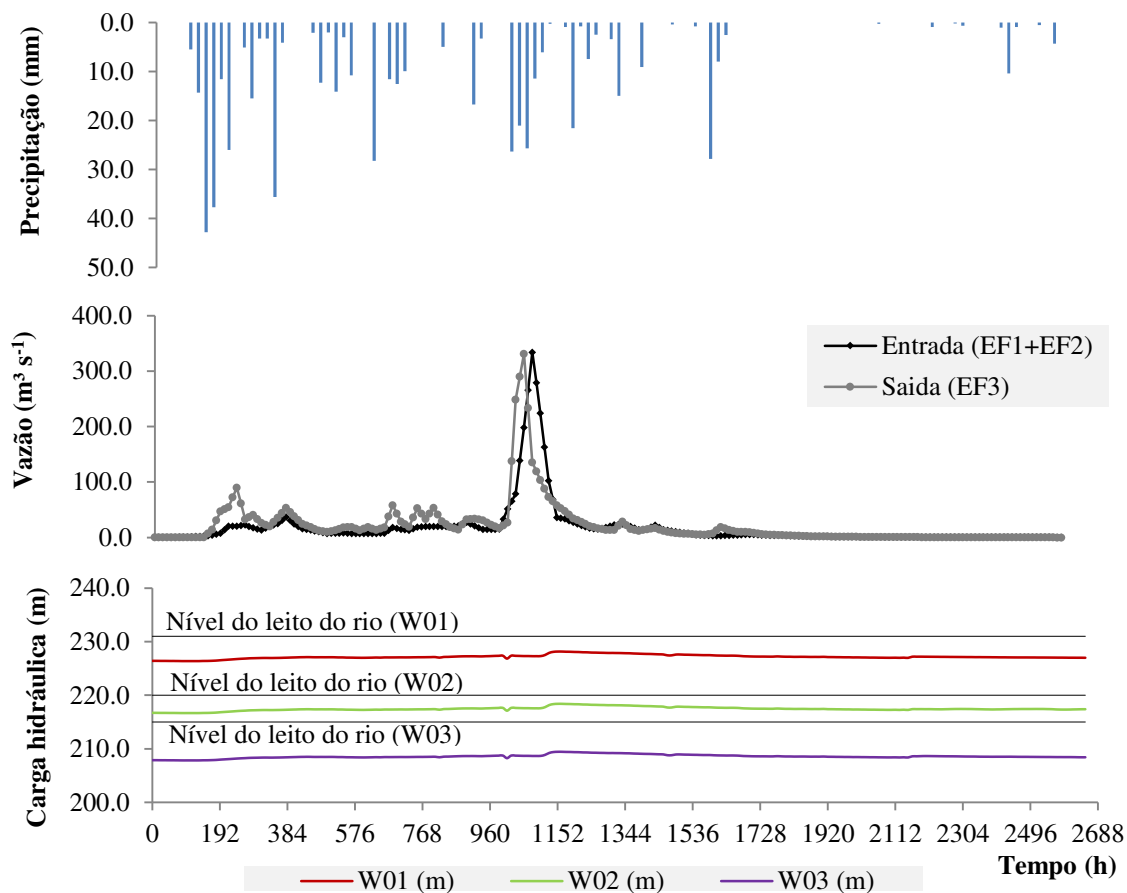
Durante o Evento 05, apresentado na Figura 36, observa-se que durante os 111 dias de duração do evento precipitaram cerca de 550,00 mm. As maiores precipitações ocorreram no início do evento, nos 16 primeiros dias, que equivalem a 384 horas, precipitaram cerca de 200,00 mm com predominância das precipitações no município de Iguatu, área próxima a EF3 (zona mais a jusante da SBHPCI). Essa característica das precipitações justificam os maiores picos de cheia na EF3. Dado esse fato, os ganhos de vazão são proporcionados principalmente pelas contribuições laterais na área de ocorrência predominante das chuvas.

Apesar das maiores precipitações terem ocorrido nesse período do evento, a onda de cheia observada nas seções de entrada e saída do trecho monitorado não produziu os maiores picos do evento. Esse comportamento da onda de cheia no início do evento está atrelado as maiores perdas superficiais que ocorrem nesse período, que concordam com o início do período chuvoso do referido ano. Assim, os eventos chuvosos iniciais do evento servem para umedecer os solos do leito do rio, elevando seu índice de saturação e posteriormente contribuindo para a recarga aquífera. Durante esse período ocorre a elevação das cargas hidráulicas dos poços, com média de 0,64 m e desvio padrão de 0,05 m. Esses dados mostram um comportamento uniforme na elevação do lençol freático comprovando a recarga do aquífero durante o período inicial do Evento 05 (Figura 36).

Na segunda parte do Evento 05, entre as horas 384 e 960, equivalente a 24 dias do mês de março/2012, as precipitações são menores e mais espaçadas. Além disso, as maiores precipitações ocorrem predominantemente na região do munumípio de Iguatu. Isso justifica as elevações do hidrograma de saída (Figura 36) nesse período, comprovando a forte influência das contribuições laterais na vazão do rio. Há possibilidade da ocorrência da drenagem do aquífero é reduzida porque as cargas hidráulicas continuam a se elevar. Nesse período, tem-se uma elevação média de 0,30 m, com desvio padrão de 0,02. Esses dados mostram uma continuidade na elevação do nível freático do aquífero durante o evento, reduzindo as possibilidades de drenagem aquífera.

Na terceira parte do Evento 05, onde ocorrem os picos de onda de cheia, são precipitados aproximadamente 200,00 mm uniformemente em toda a SBHPCI. Porém, essas chuvas são pequenas, com máximas em torno de 27,00 mm. Contudo, nos dias em que as vazões de entrada e saída atingem seus picos máximos ($330,00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), precipitaram 80,00 mm em quatro dias. A uniformidade espacial e temporal dessas precipitações são essenciais, mas não são as únicas responsáveis pelos elevados níveis de vazão no trecho do rio. As condições de umidade antecedente, o nível freático próximo a superfície nos poços W01 e W02 e o fluxo superficial pré-evento colaboram fortemente para a ocorrência dos altos índices de vazão, mesmo com baixos volumes precipitados. Quando se verifica um distanciamento dos eventos de precipitação, a resposta na vazão escoada é reduzida. Durante a onda de cheia de pico máximo, as trocas hídricas entre os meios superficial e subterrâneo são mínimas, caracterizando um ambiente conectado e saturado.

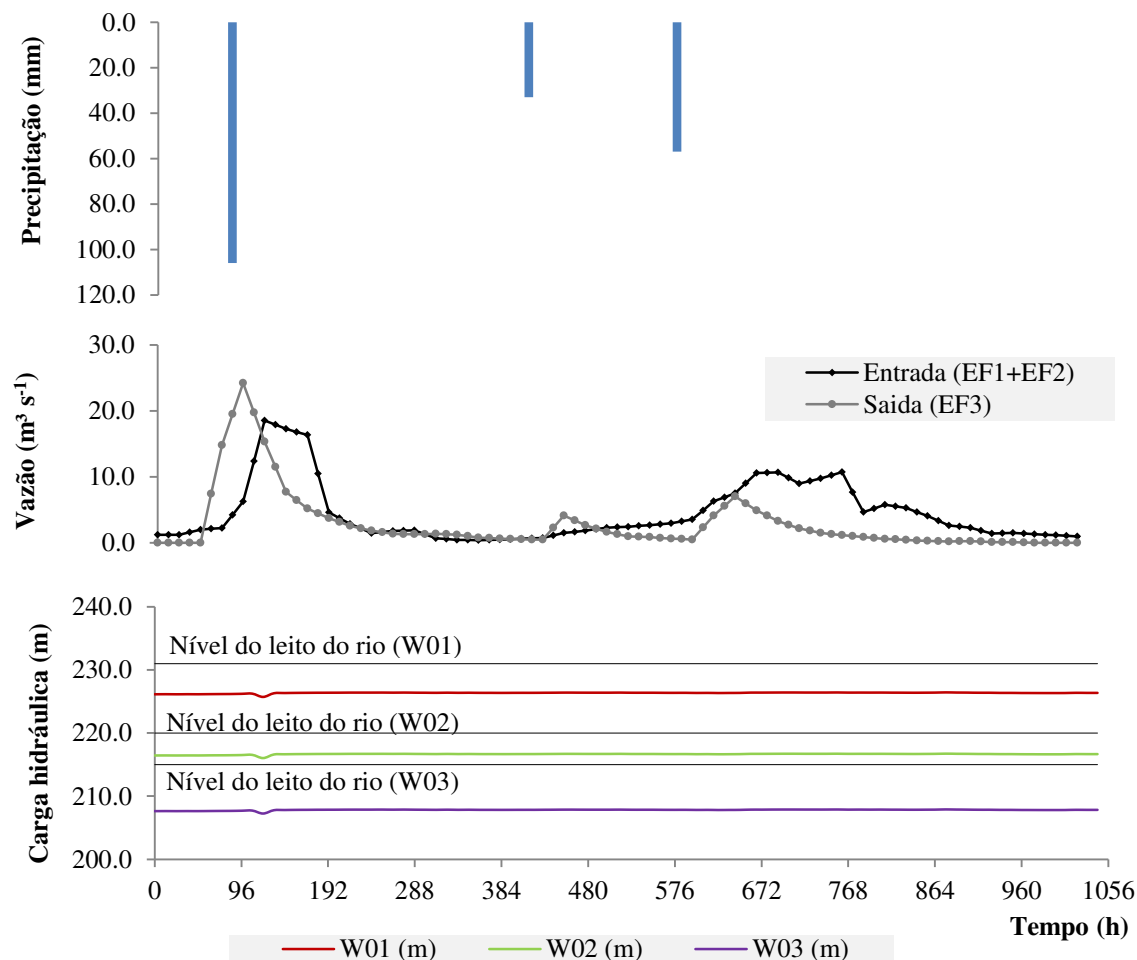
Figura 36 – Dados hidrológicos do Evento 05 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 12/02 e 01/06 do ano de 2012.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 06, apresentado na Figura 37, observa-se uma grande precipitação ocorrendo no início do evento de maneira uniforme em toda a SBHPCI, com média de 106,00 mm. Essa grande precipitação foi responsável pelo pico de vazão desse evento, caracterizado por vazões mais elevadas na seção de saída do trecho monitorado, devido às contribuições laterais geradas no interior da subbacia, já que às cargas hidráulicas do aquífero não sofreram modificações no período. Outro fator relevante da primeira precipitação desse evento, o pico de descarga da seção de entrada ocorre depois da seção de saída. Isso pode ocorrer por conta da precipitação ter se iniciado em um trecho a jusante da seção de entrada. As outras duas precipitações do Evento 06 são bem inferiores a primeira e ocorridas somente próximo as estações fluviométricas de montante (EF1 e EF2). Essa característica de ocorrência justifica a maior elevação no hidrograma de entrada, ocasionando perdas em trânsito no decorrer do trecho estudado.

Figura 37 – Dados hidrológicos do Evento 06 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 18/10 e 30/11 do ano de 2011.



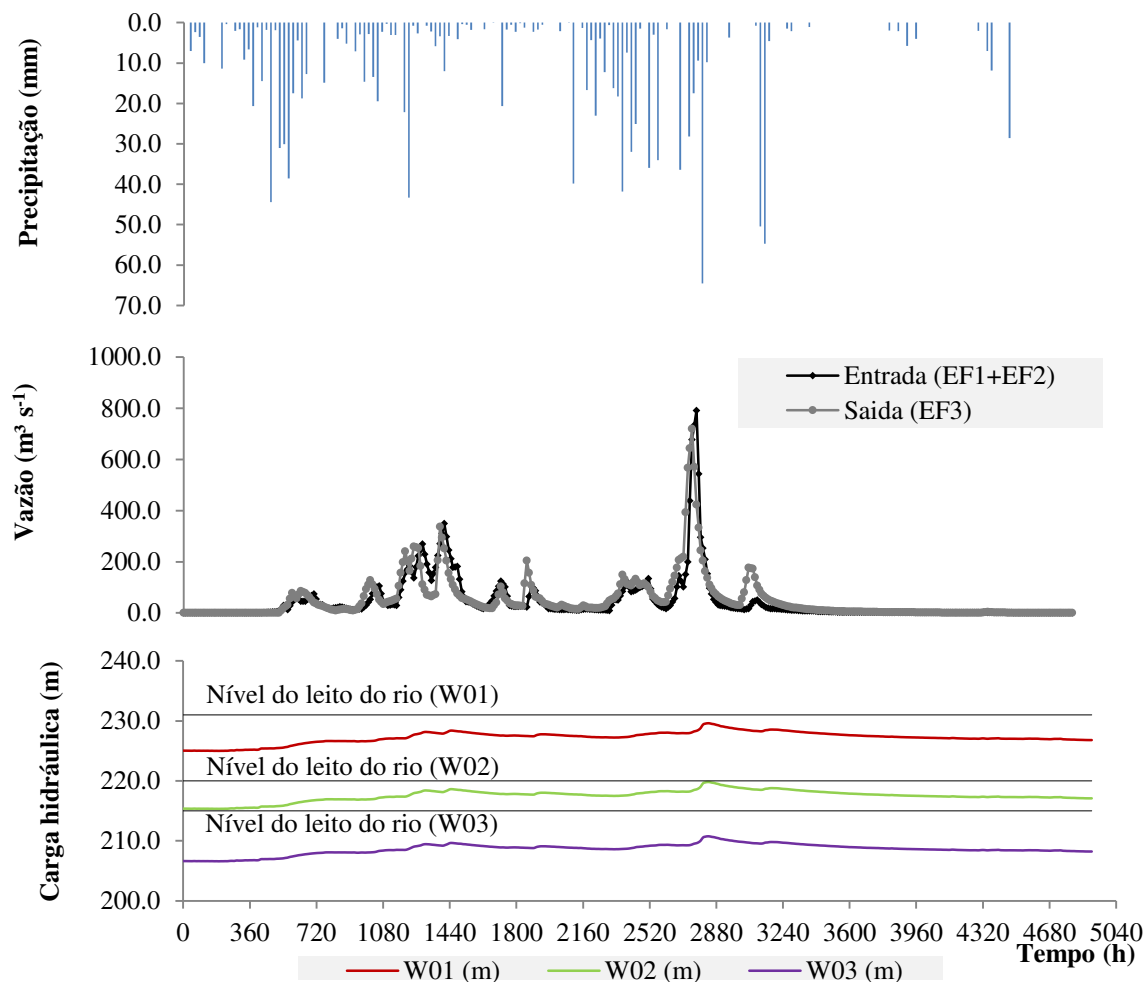
Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 07, apresentado na Figura 38, observa-se o período monitorado de maior precipitação, com total de aproximadamente 1.200,00 mm. Esse evento ocorreu em um período de 204 dias, correspondendo a quase totalidade do período chuvoso da não de 2011. O mesmo foi responsável pelo pico máximo de cheia (791,50 m³/s), caracterizado por vazões mais elevadas na seção de entrada do trecho monitorado, possivelmente devido às condições pluviométricas locais.

Considerando a primeira parte do evento, do início até a hora 1920 que corresponde aos primeiros 80 dias do evento, precipitou aproximadamente 500,0 mm. As maiores precipitações médias desse período são caracterizadas por uniformidade espacial e temporal. Essas precipitações recorrentes provocaram uma elevação do nível freático, de aproximadamente 2,0 m em média e desvio padrão de 0,13 m, no sistema aquífero analisado. A elevação do nível freático corrobora com as reduções mais suaves

das vazões após os picos apresentados, principalmente na seção de saída (EF3). A ausência de perdas em trânsito pode ser justificada pelos ganhos por contribuição lateral ocorridos na SBHPCI por conta das precipitações uniformes.

Figura 38 – Dados hidrológicos do Evento 07 ocorrido na subbacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu entre 09/01 e 01/08 do ano de 2011.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na segunda parte do evento, as precipitações também são caracterizadas por uniformidade espacial e temporal. Nesse período ocorrem os picos de precipitação. O primeiro, com cerca de 65,0 mm, provoca picos de cheia de aproximadamente $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Esse pico ocorre por conta da saturação do solo durante o período anterior e das cargas hidráulicas elevadas do aquífero que resultam na redução considerável das perdas em trânsito. Na parte final do evento, as precipitações subsequentes já não provocam os mesmos efeitos em superfície e em subsuperfície por conta do espaçamento que há entre as precipitações.

O Evento 8 revelou problemas referentes aos dados de carga hidráulica do aquífero. Portanto, esse evento não vai ser discutido e tampouco será considerado na simulação da interação rio-aquífero.

5.2.2 Microbacia Hidrográfica do São José – MHSJ

Os dados de precipitação (EP1-EP3), vazão (EF1 – EF2) e nível freático (W1 – W3) coletados entre os anos de 2012 e 2014 possibilitaram a análise da dinâmica da interação rio-aquífero na MHSJ. Na Figura 39, observa-se que as precipitações estão concentradas em um determinado período do ano (janeiro a junho), com chuvas de pré-estação ocorrendo entre novembro e dezembro, como característico do clima local Tropical Quente Semiárido Brando.

As respostas de vazão e nível freático à precipitação durante os períodos úmidos são perceptíveis principalmente ao analisar os dados do ano de 2014, período em que o nível freático foi monitorado em menor escala de tempo. Neste ano, quando precipitou cerca de 930,00 mm (valores acima da média (800 mm)), as vazões máximas foram de aproximadamente $5,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ na EF1 e a elevação média do nível freático foi de 0,92 m com desvio padrão de 0,14 m. Esses valores comprovam a ocorrência da conexão hidráulica rio-aquífero existente na MHSJ, devido à elevação do nível freático durante as precipitações.

As precipitações do ano de 2014 foram caracterizadas por volumes acima da média (aproximadamente 900 mm) bem distribuídas no tempo. Essa distribuição colaborou com a elevação dos níveis freáticos, devido a manutenção da umidade no solo e a predominância de perdas hídricas do rio para a zona não saturada. Essa dinâmica reflete elevações no nível freático, com fluxo ocorrendo da zona não saturada para a zona saturada. O baixo desvio padrão das variações do nível freático mostram que as elevações foram relativamente constantes em toda a área monitorada. Assim, a interação entre rio e aquífero é nítida na MHSJ, com o rio transmitindo água ao aquífero no início e no meio do período úmido. No fim desse período ocorre uma inversão e a transmissão ocorrendo do aquífero para o rio, processo conhecido como drenagem aquífera. Nesse período, o nível freático rebaixa à medida em que ocorre um distanciamento do período úmido.

Em 2013, o volume precipitado durante o ano foi maior em aproximadamente 500 mm, quando comparado a 2014. No entanto, a distribuição

temporal das precipitações em 2013 é mais espaçada, elevando o tempo entre eventos. Essa distribuição temporal contribuiu para reduzir os picos de cheia, quando comparado aos dados de vazão do ano de 2014. Em 2013, os picos não chegaram a $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com exceção do maior evento monitorado durante o período, onde ocorreram picos de aproximadamente $13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Esse pico ocorre devido a um curto espaço de tempo (entre março e abril de 2013) onde as precipitações se tornam menos espaçadas e os volumes precipitados foram consideráveis. Além disso, esse evento pode ser reflexo das condições hidrológicas impressas pelo volume precipitado anteriormente. Os elevados volumes escoados e principalmente a recarga obtida pelos aquíferos em 2013 também podem influenciar as diferenças entre os picos de cheia de 2013 e 2014. Ou seja, a interação rio-aquífero do período anterior pode ser determinante na dinâmica hidrológica posterior.

O período chuvoso de 2012 se caracteriza por precipitações abaixo da média anual, aproximadamente 670 mm, mas bem distribuídas no espaço de tempo do período úmido. No entanto, as vazões foram muito baixas, embora tenha ocorrido um evento com cerca de 120 mm precipitados. O elevado volume precipitado e as precipitações ocorridas nos dias anteriores permitiram que esse evento gerasse picos de vazão com cerca de $7,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Apesar das oscilações nos dados de nível freático, o mesmo não sofreu elevação, pelo contrário, sofreu redução durante o período úmido e continua sofrendo à medida que se afasta desse período.

Problemas no monitoramento das variáveis hidrológicas impediram a realização de análises a respeito de eventos ocorridos durante as estações secas principalmente do ano de 2013. Ao observar os dados de vazão da Figura 39 percebeu-se que houveram perdas entre a seção de entrada e a de saída do trecho analisado, principalmente nos picos de cheia. No entanto, essas trocas hídricas serão melhor avaliadas ao analisar os eventos de forma independente.

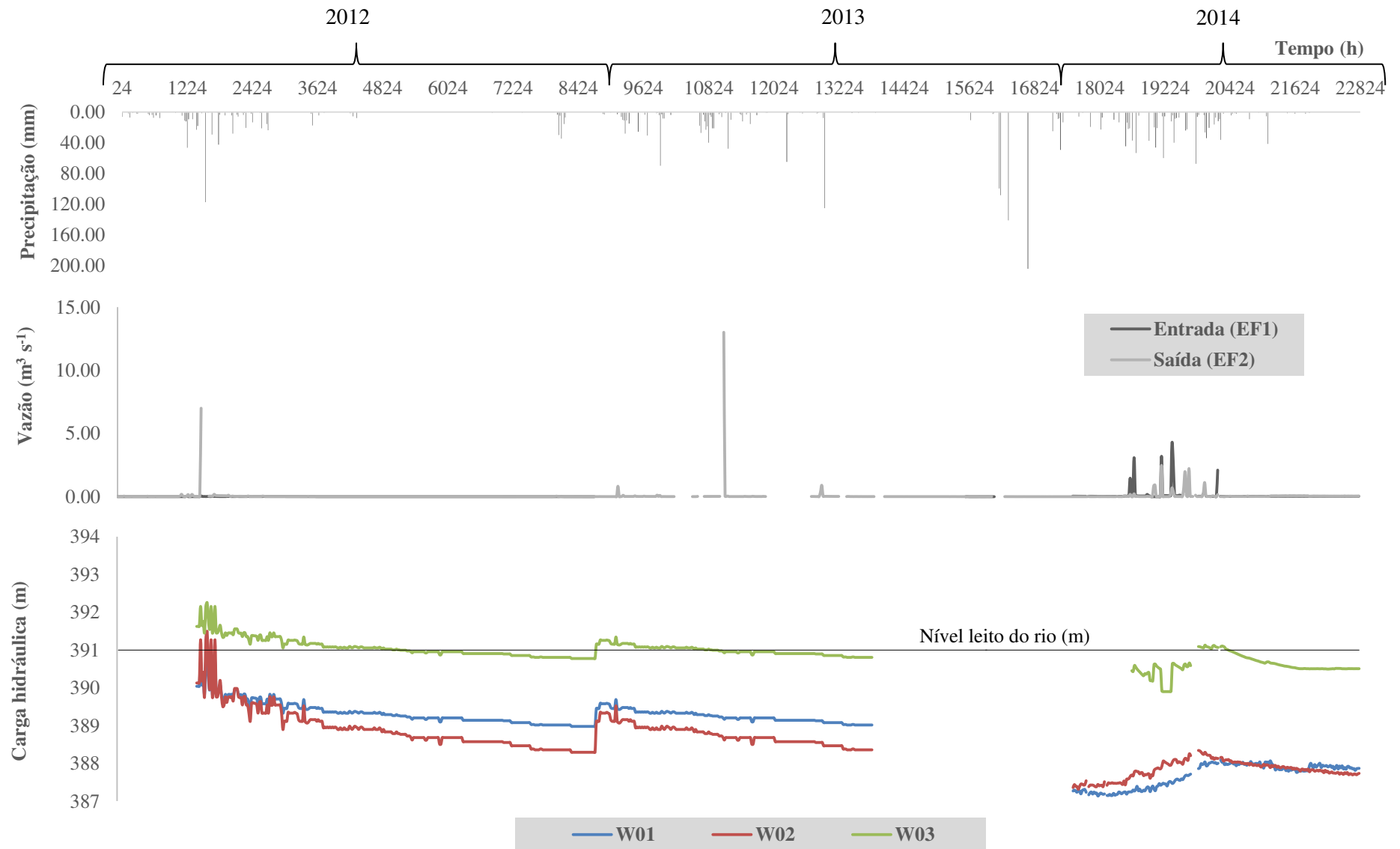


Figura 39 – Dados hidrológicos da microbacia hidrográfica do São José entre os anos de 2012 e 2014.

Dez eventos em diferentes condições de cheia (curta e longa duração; com e sem reflexo a jusante) foram selecionados do banco de dados analisado (Figura 39). Definiu-se o término de um evento de *runoff* quando um outro inicia no fim de sua curva de recessão ou quando a vazão cessa. Os dados de vazão de pico, volumes escoados a montante e a jusante e a taxa de variação volumétrica destes eventos estão dispostos na Tabela 9.

Os espaços sem dados existentes no banco de dados apresentado na Figura 39 foram gerados por problemas no monitoramento devido a quebra nos equipamentos. O monitoramento de nível freático do aquífero feito manualmente entre 2012 e 2013 são passíveis de erros, principalmente por ter sido feito por pessoas não preparadas para tal (moradores da região).

O isolamento do leito do rio, definido por Lange (2005), que é capaz de permitir a transmissão do fluxo no rio em pequenas cheias, foi observado na MHSJ. No entanto, essa transmissão é possível devido as condições de conexão entre rio e aquífero ocorrida durante a estação úmida, devido a ocorrência de precipitações e elevação do nível freático do aquífero.

A interação rio-aquífero estudada está sujeita ao clima regional que é caracterizado por uma distribuição irregular espacial e temporal de chuva com duas distintas estações. Períodos de seca, quando a precipitação anual é menor do que os níveis médios por mais de cinco anos consecutivos, resultam no decréscimo da recarga do sistema aquífero (MENDONÇA, 2005).

As recargas sempre ocorrem durante períodos de precipitação abundante. Porém, a alta variabilidade de precipitação anual na região causa uma alta variabilidade na recarga dos aquíferos. Conseqüentemente, o nível freático exibe grandes flutuações anuais. Então, o entendimento detalhado do funcionamento dos aquíferos e o comportamento dos poços em situações extremas de seca são necessários para evitar danos ao meio ambiente ou até mesmo o fechamento de poços devido a interferência causada por excesso de bombeamento (MENDONÇA, 2005).

De acordo com a Tabela 9, os eventos 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07 e 09 indicaram perdas em trânsito. A média de perdas nos oito eventos é de 46.126,35 m³, com desvio padrão de 32.426,03 m³ e coeficiente de variação de 70%. Esses parâmetros descritivos mostram a elevada variabilidade dos valores obtidos para perdas em trânsito, que pode ser justificada pelo número de variáveis a ser considerado na análise dessas perdas. Por exemplo, o evento 03 indicou perdas totais de aproximadamente 100%, ou seja, esse evento praticamente não

apresentou vazões à jusante. Isso pode ser explicado pelo nível freático baixo, pois há ocorrência de precipitação antecedente e conseqüentemente elevada umidade do solo.

Os eventos 08 e 10 apresentaram taxas de variação volumétrica positiva, indicando uma possível contribuição da área de drenagem direta entre as seções e/ou ganhos oriundos de águas subterrâneas (quando o aquífero passa a contribuir para o rio). A média de ganhos nesses dois eventos é de 16.516,60 m³, com desvio padrão de 11.166,64 m³ e coeficiente de variação de 68% possuindo a mesma tendência das perdas em trânsito: elevada variabilidade entre os eventos. Porém, a média de perdas no rio é mais elevada do que a média de ganhos. Dos eventos selecionados, oito deles somam um total de perdas de 369.010,77 m³ e dois somam um total de ganhos de 33.033,21 m³. No entanto, ganhos oriundos da drenagem aquífera ocorrem durante todo o ano mantendo o rio perene no trecho estudado.

Tabela 9 – Análise de dados de vazão dos eventos selecionados na microbacia hidrográfica do São José

| Evento | Data (dd/mm/aaaa) | Vazão de Pico (Entrada) (m ³ /s) | Vazão de Pico (Saída) (m ³ /s) | Volume de Entrada (m ³) | Volume de Saída (m ³) | S – E (m ³) | Taxa de variação volumétrica (%) |
|--------|----------------------|---|---|---|---|----------------------------|---|
| 01 | 14/02/2014 | 1,83 | 1,03 | 34.751,61 | 11.850,48 | -22.901,13 | -65,90 |
| 02 | 17/02/2014 | 1,86 | 1,34 | 21.747,39 | 7.832,10 | -13.915,29 | -63,99 |
| 03 | 17/02//2014 | 1,27 | 0,02 | 52.746,23 | 966,35 | -51.779,88 | -98,17 |
| 04 | 04/03/2014 | 2,11 | 1,37 | 118.414,22 | 39.758,62 | -78.655,60 | -66,42 |
| 05 | 05/03/2014 | 2,15 | 2,47 | 64.502,89 | 40.004,53 | -24.498,36 | -37,98 |
| 06 | 10/03/2014 | 2,20 | 1,05 | 273.324,74 | 167.726,68 | -105.598,06 | -38,63 |
| 07 | 18/03/2014 | 4,32 | 3,49 | 123.066,70 | 71.801,42 | -51.265,28 | -41,66 |
| 08 | 18/03/2014 | 0,72 | 1,33 | 18.184,70 | 26.805,30 | 8.620,60 | 47,41 |
| 09 | 19/03/2014 | 1,92 | 0,98 | 48.336,18 | 27.939,02 | -20397,16 | -42,20 |
| 10 | 27/03/2014 | 1,92 | 3,47 | 53.757,75 | 78.170,36 | 24412,61 | 45,41 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

De acordo com a Tabela 9, as ondas de cheia que alcançam a saída do trecho no canal de 700 m perdem em média 56% do volume. Esses valores são próximos aos encontrados na SBHPCI que possui um trecho de 60 km. Isso mostra a importância do rio São José na recarga aquífera local. No período seco há uma drenagem do aquífero aluvial, comprovada por Fontenele (2010). Já no período úmido, ocorrem ganhos mais elevados, demonstrando a importância de dois processos: infiltração/exfiltração lateral na calha do rio e drenagem direta das encostas do trecho.

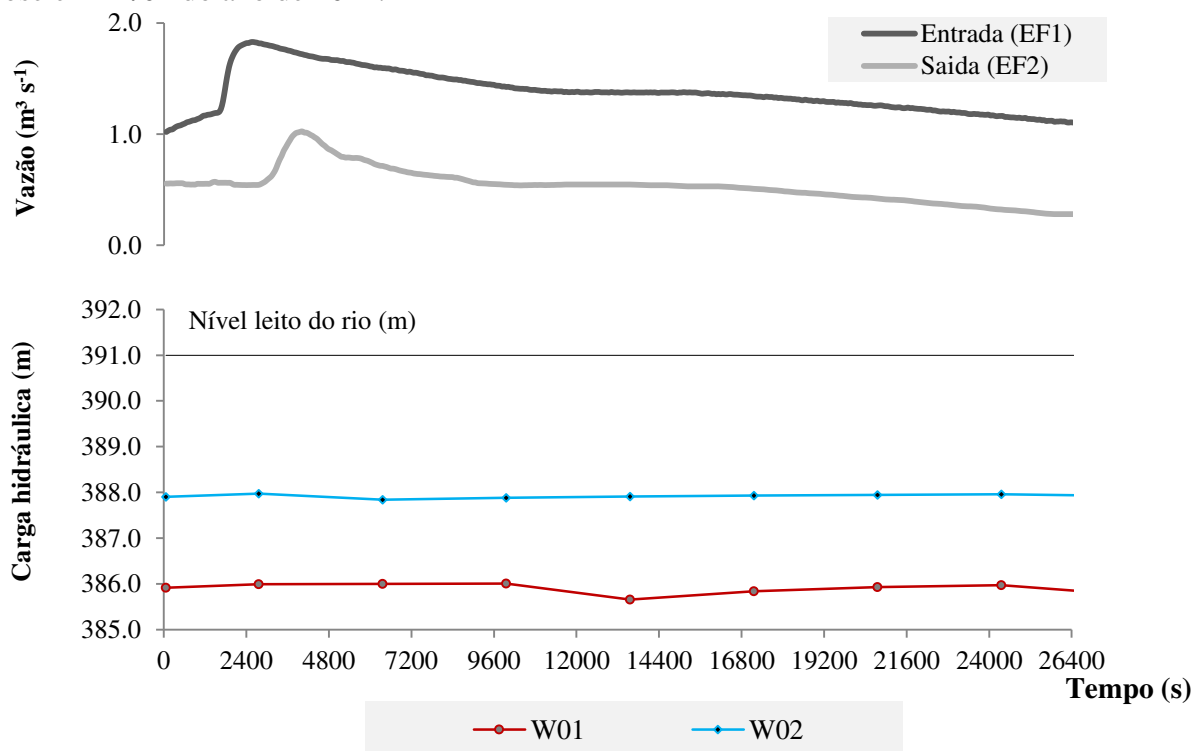
A queda gradativa da carga hidráulica durante o período seco, observado na Figura 39 (agosto a novembro), pode indicar além da ocorrência da drenagem aquífera verificada por Fontenele (2010), a exploração de águas subterrâneas. Contudo, apesar dessa

área fazer parte de uma região de conurbação entre os municípios de Crato e Juazeiro do Norte ainda é pouco desenvolvida urbanamente, sendo as culturas agrícolas, principalmente os pastos, as atividades com predominância no uso da água. No entanto, os excessos de água aplicada na agricultura, diferentemente dos excessos nos usos urbanos dos recursos hídricos, retornam diretamente ao sistema aquífero através da infiltração.

Dados de precipitação foram obtidos para análise da contribuição da área de drenagem direta entre as duas estações fluviométricas na tentativa de verificar a ocorrência dessa contribuição. Esses dados de precipitação foram analisados conjuntamente aos dados de vazão para verificação das respostas dessa variável dependente.

Os eventos selecionados, apresentados na Tabela 9, foram analisados em detalhe separadamente. A Figura 40 apresenta os dados do Evento 01, ocorrido em 14/02 do ano de 2014.

Figura 40 – Dados hidrológicos do Evento 01 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 14/02 do ano de 2014.



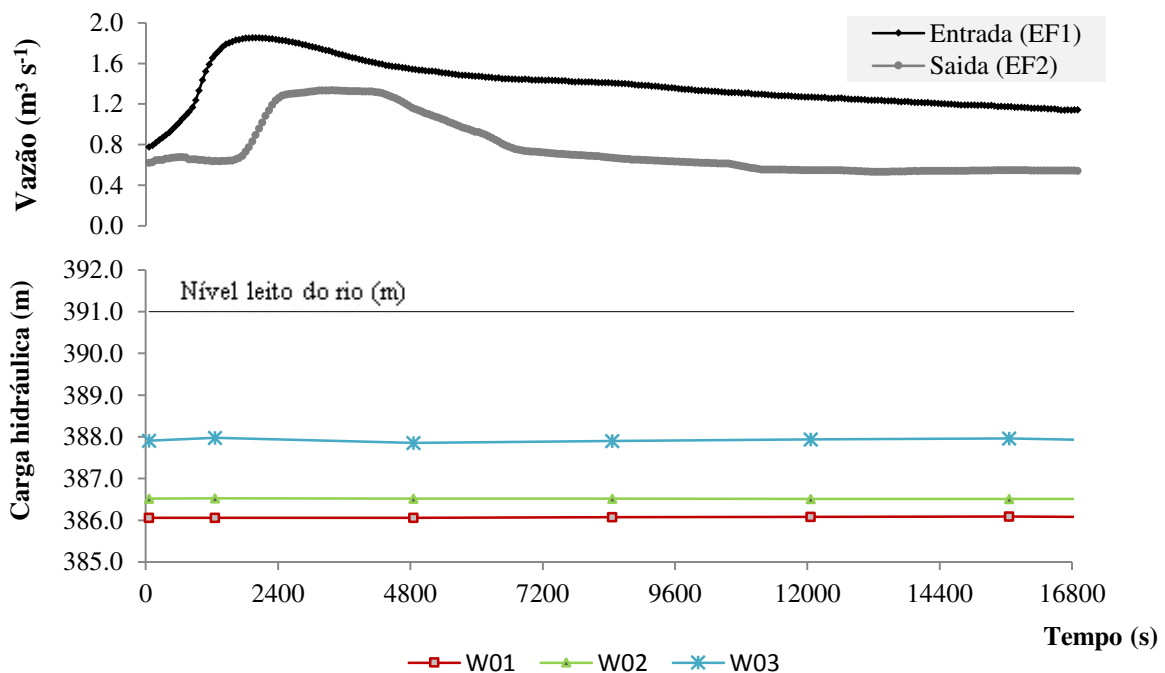
Fonte: Elaborado pelo autor.

No Evento 01, apresentado na Figura 40, precipitou em média 40,00 mm. Na estação pluviométrica EP1, localizada entre as estações fluviométricas, precipitou 52,00 mm, o maior registro de precipitação na área. Como nos 5 dias anteriores precipitaram cerca de

120,00 mm, essa precipitação antecedente refletiu na variação do nível do rio durante o evento selecionado. Porém, o reflexo sobre o nível freático do aquífero é mínimo. Houve uma variação média de 0,25 m nas cargas hidráulicas do aquífero com variações máximas de 0,35 no poço W02, mais próximo ao leito do rio. No entanto, essa variação foi no sentido de redução da carga hidráulica do aquífero, o que reforça a hipótese de que não há reflexo da onda de cheia sobre o aquífero. Além disso, a onda é mínima, com pico de 1,83 m. A taxa de variação volumétrica entre as estações fluviométricas é de -65,90%, considerada elevada, mesmo com precipitações consideráveis ocorrendo entre as estações fluviométricas. Isso pode ser explicado por o evento ocorrer no início do período chuvoso.

No Evento 02, apresentado na Figura 41, precipitou cerca de 60,00 mm, sendo que as maiores precipitações foram verificadas na zona da encosta da chapada. Porém, a precipitação ocorreu de forma uniforme em toda a microbacia variando entre 45,00 e 60,00 mm precipitados nas três estações de monitoramento. Nos 5 dias anteriores precipitaram cerca de 60,00 mm. O reflexo da onda de cheia sobre o nível freático do aquífero é mínimo. Isso deve ocorrer por conta da curta duração do evento. Ocorreu uma variação média do aquífero de 0,06 m com máximas de 0,12 no poço W01. No entanto, essa variação é caracterizada por reduções no nível freático, como observado na Figura 41.

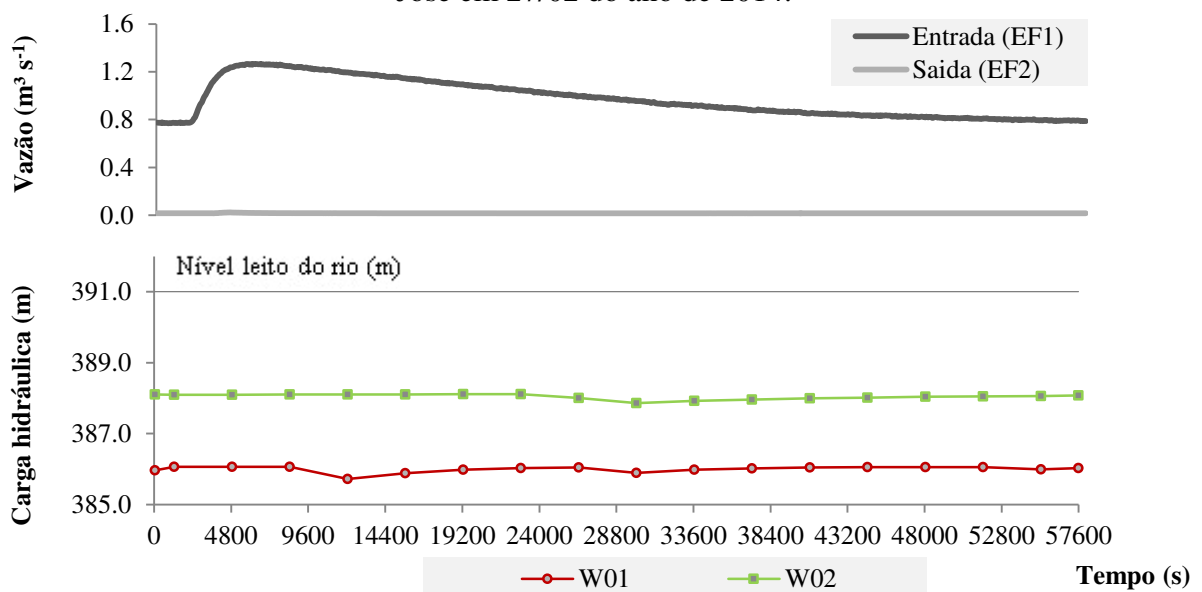
Figura 41 – Dados hidrológicos do Evento 02 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 17/02 do ano de 2014.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 03, apresentado na Figura 42, precipitou cerca de 45,00 mm, sendo que os menores níveis ocorreram na estação pluviométrica EP1, entre as estações fluviométricas de controle. Nessa estação foi registrado apenas 17,00 mm. Além disso, nos 5 dias anteriores não ocorreram precipitações. Dessa forma, a onda de cheia observada sofreu mais perdas do que os eventos anteriores, como observado na Tabela 9, não sendo observada vazão na estação fluviométrica de saída. O nível freático do aquífero variou em média 0,30 m durante o evento.

Figura 42 – Dados hidrológicos do Evento 03 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 27/02 do ano de 2014.



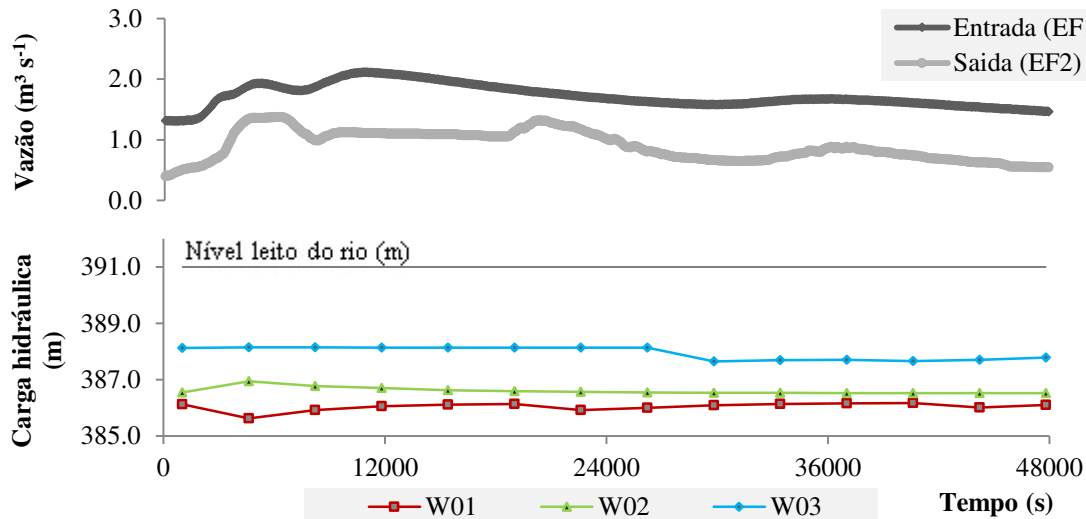
Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 04, apresentado na Figura 43, precipitou cerca de 50,00 mm uniformemente em toda a MHSJ. Nos 5 dias anteriores ocorreram precipitações superiores a 60,00 mm, incluindo as precipitações ocorrida durante o Evento 03. Dessa forma, a pequena onda de cheia observada na entrada do trecho monitorado, com pico máximo de $2,11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, foi reduzido aproximadamente à metade na seção de saída, que obteve pico máximo de $1,37 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Apesar da sensível redução, ela é menor do que a redução ocorrida no Evento 03 por conta principalmente da precipitação ocorrida na área entre as estações fluviométricas, minimizando as perdas em trânsito.

No que diz respeito ao fluxo subterrâneo, ocorreram variações distintas na carga hidráulica dos diferentes poços, caracterizando provavelmente bombeamentos ocorridos na

região ou nos próprios poços. Portanto, para esse evento, as perdas no fluxo superficial não caracterizam ganhos no fluxo subterrâneo.

Figura 43 – Dados hidrológicos do Evento 04 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 04/03 do ano de 2014.

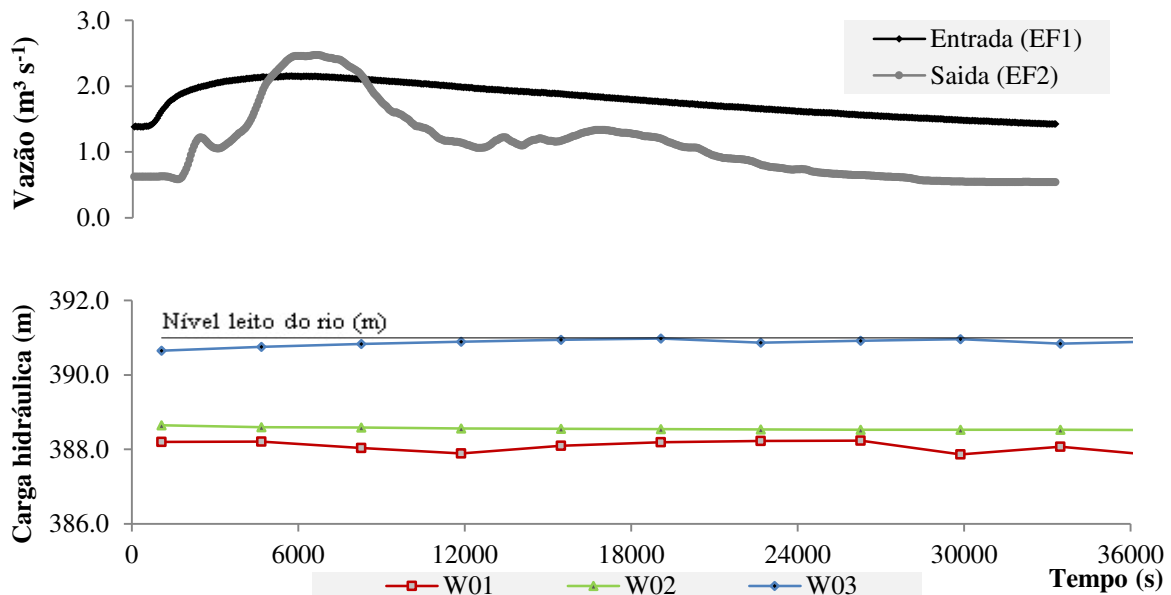


Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante o Evento 05, apresentado na Figura 44, precipitou em média na microbacia cerca de 25,00 mm. Apesar da maior precipitação ocorrida durante o dia anterior (04/03), referente ao Evento 04, a onda de cheia observada no Evento 05 é um pouco superior. Esse comportamento da onda de cheia está atrelado a menores perdas, devido a saturação do solo ocorrida no dia anterior (Evento 04). Assim, os eventos iniciais de um período chuvoso servem para umedecer os solos do leito do rio, elevando seu índice de saturação e posteriormente contribuindo para a recarga aquífera. Durante esse evento ocorreu a elevação média de 0,29 m e desvio padrão de 0,14 m das cargas hidráulicas do aquífero. Esses dados mostram um comportamento não uniforme na elevação do lençol freático comprovando a recarga do aquífero no poço W01, a oscilação do poço W02 e a manutenção do nível no poço W03 (Figura 44).

Durante o Evento 06, apresentado na Figura 45, precipitou cerca de 69,00 mm. Nos 5 dias anteriores ocorreram precipitações superiores a 30,00 mm. No sexto dia antecedente ocorreu o Evento 05 e no sétimo o Evento 04. A proximidade dos eventos mostra a boa distribuição das precipitações durante o ano de 2014 na MHSJ, favorecendo a manutenção da umidade do solo, reduzindo as perdas por infiltração e favorecendo a geração de ondas de cheia mesmo durante pequenos eventos de chuva. Além da uniformidade da precipitação no tempo, para o Evento 06 a uniformidade também é espacial.

Figura 44 – Dados hidrológicos do Evento 05 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 05/03 do ano de 2014.

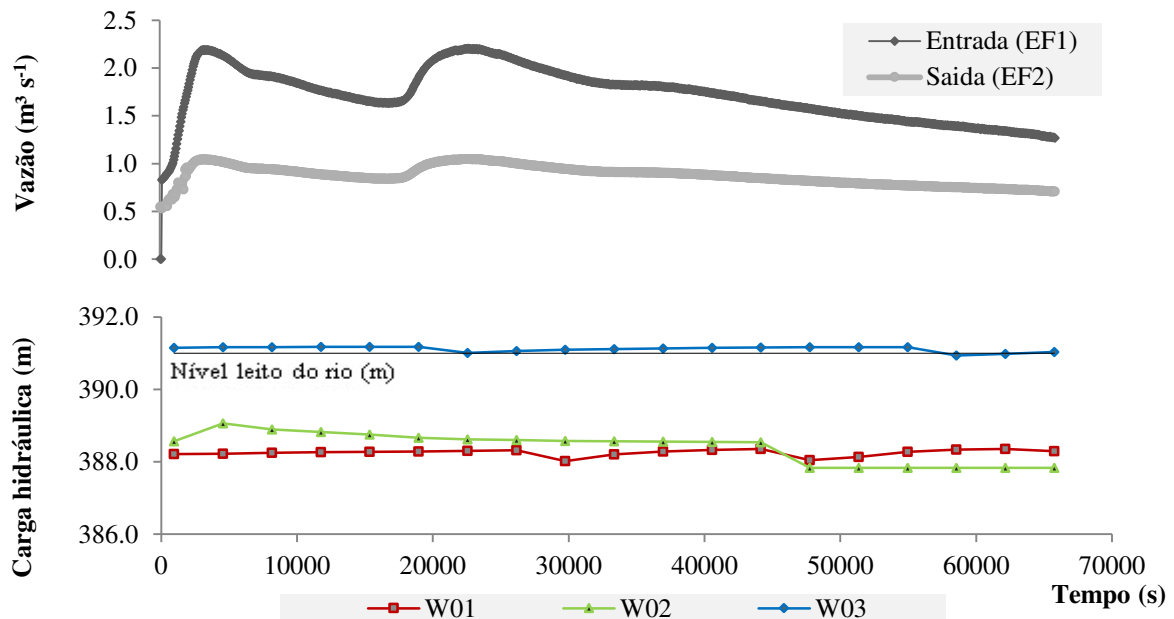


Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante esse evento ocorreu a elevação média de 0,60 m e desvio padrão de 0,54 m das cargas hidráulicas do aquífero. Esses dados mostram um comportamento não uniforme na variação do lençol freático. O poço W03 mostra uma elevação durante o evento, indicando que esteve recebendo contribuição (recarga) durante o período e se elevando acima do leito do rio. Essa elevação indica a contribuição do fluxo subterrâneo no fluxo superficial, comprovando a interação rio-aquífero na microbacia.

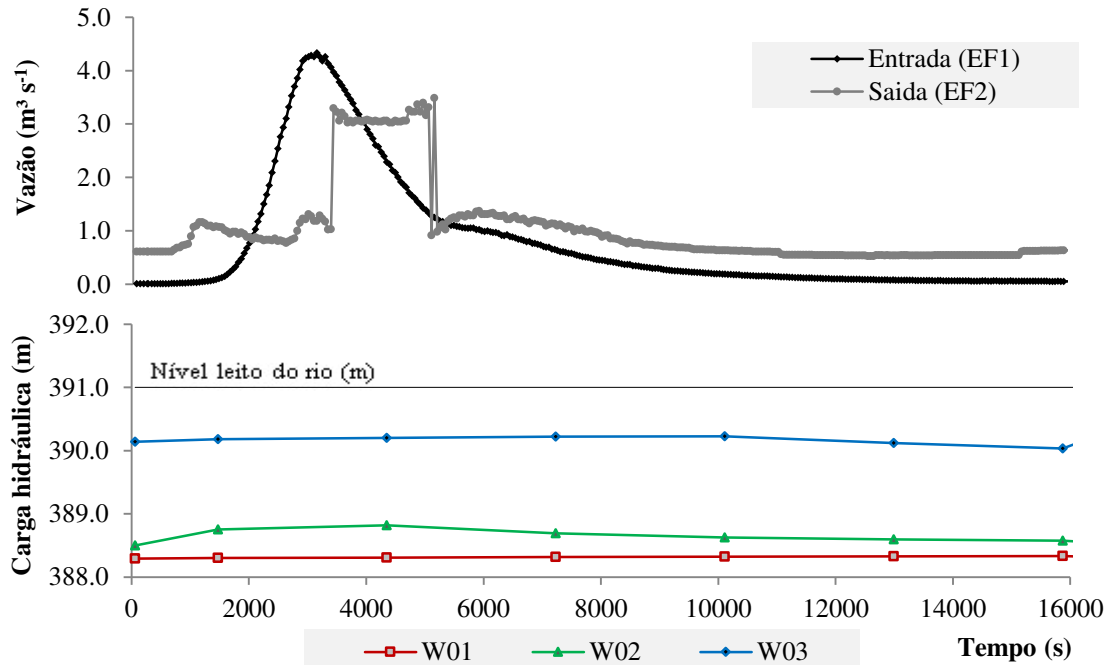
A Figura 46 apresenta os dados do Evento 07, gerado por uma precipitação de aproximadamente 35,00 mm, com maior precipitação ocorrendo na encosta da chapada. Nos oito dias anteriores ao evento, precipitou cerca de 100,00 mm. Essa precipitação antecedente corroborou para a geração da onda de cheia do evento 07, com picos em torno de 4,30 m^3/s em EF1. Observou-se perdas de volume em superfície entre as duas estações fluviométricas com taxas de 41,66%. As cargas hidráulicas dos poços durante o evento 07 mostram uma tendência ao rebaixamento do nível freático.

Figura 45 – Dados hidrológicos do Evento 06 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 10/03 do ano de 2014.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 46 – Dados hidrológicos do Evento 07 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 18/03 do ano de 2014.

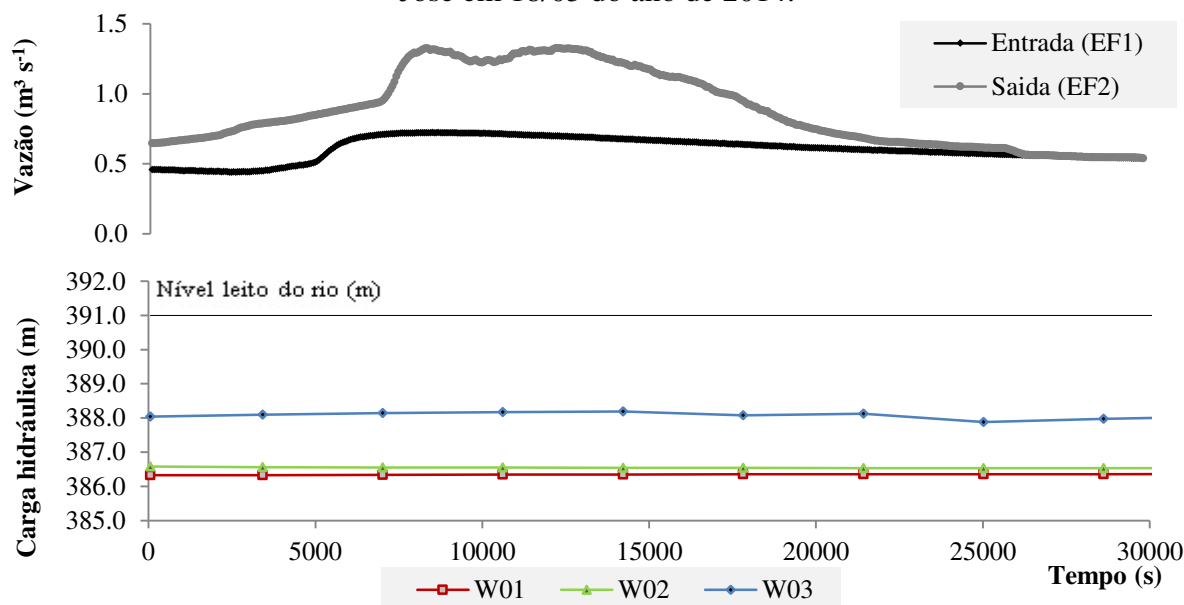


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 47 apresenta os dados do Evento 08, gerado por uma precipitação de aproximadamente 55,00 mm, ainda no dia 18/03 de 2014. Nesse evento as vazões já são bem menores do que as vazões ocorridas no Evento 07. O nível freático estável corrobora coma

hipótese de que um evento possui um espaço muito curto de tempo para apresentar respostas nas variações de nível freático.

Figura 47 – Dados hidrológicos do Evento 08 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 18/03 do ano de 2014.

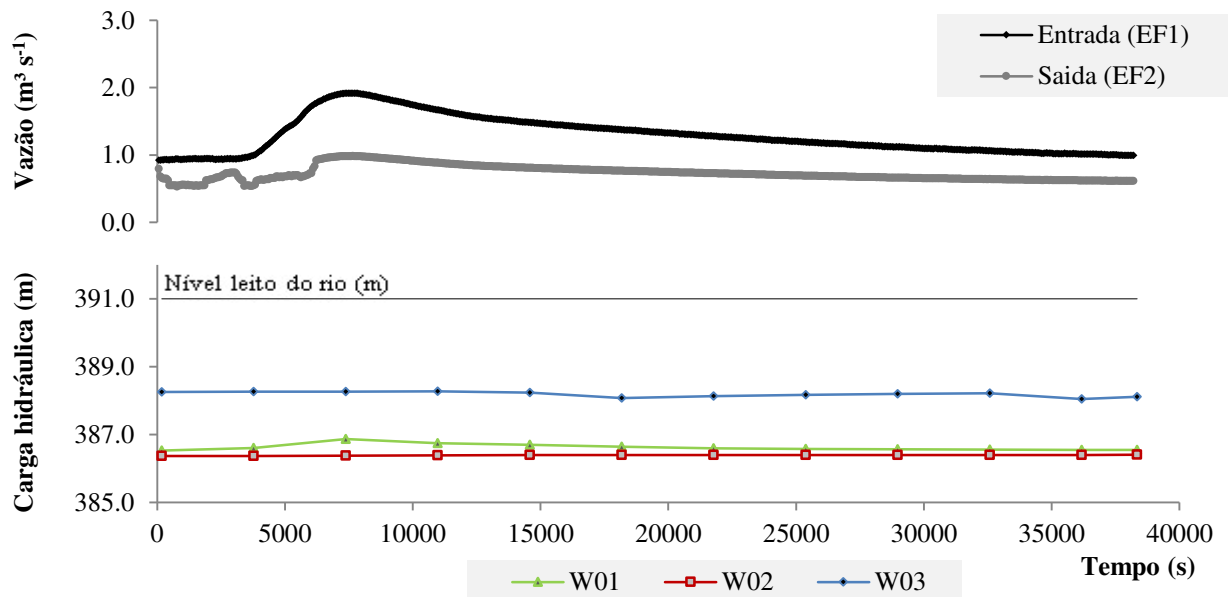


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 48 apresenta os dados do Evento 09, gerado por uma precipitação de aproximadamente 20,00 mm, no dia 19/03 de 2014. A Figura 49 apresenta os dados do Evento 10, gerado por uma precipitação de aproximadamente 45,00 mm, no dia 27/03 de 2014. Nesse evento as vazões são bem menores do que as vazões ocorridas no Evento 07. O nível freático estável continua a corroborar com a hipótese de que os eventos da MHSJ possuem um espaço muito curto de tempo para apresentar respostas nas variações de nível freático.

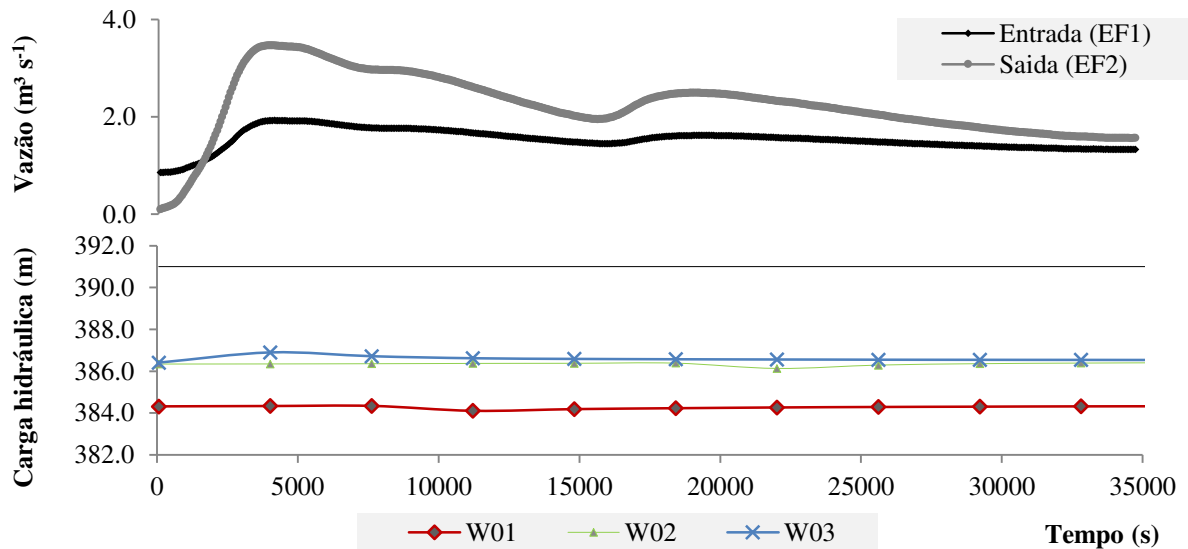
A interação rio-aquífero só foi observada em um dos eventos analisados. De acordo com os dados da Figura 39, essa interação ocorre devido a uniformidade de chuvas durante o período onde se localiza o evento 06, mais especificamente no dia 10 de março de 2014. No entanto, ainda durante esse período observa-se uma redução das cargas hidráulicas do aquífero próximo ao leito do rio. Essa redução pode estar relacionada a contribuição do rio para o aquífero no momento do evento, se tornando estável em seguida.

Figura 48 – Dados hidrológicos do Evento 09 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 19/03 do ano de 2014.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 49 – Dados hidrológicos do Evento 10 ocorrido na microbacia hidrográfica do São José em 27/03 do ano de 2014.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.3 Modelo MHIRA de interação rio-aquífero

A transmissão de água do meio superficial para o subterrâneo ocorre principalmente através de infiltração nos leitos dos rios (COSTA, 2012). No entanto, essas “perdas” podem retornar ao canal como fluxo de base, quando o nível do lençol freático fica acima do nível de água do rio (LIMA *et al.*, 2007). Esses processos são responsáveis pela dinâmica da interação entre rio e aquífero. Para simulá-los, o modelo deve possuir

componentes conceitualmente apresentados como influentes nessa dinâmica. Dessa forma, o modelo denominado MHIRA, proposto neste estudo, é estruturado sob três processos hidrológicos básicos: 1) vazão em rios naturais; 2) infiltração na zona não saturada de uma aluvião estratificada sob o canal, com profundidade de empoçamento variável (H_0) e; 3) fluxo de água subterrânea em aquíferos livres.

Esse modelo tem a necessidade de possuir estruturas flexíveis que se adaptem às necessidades de uma situação específica. De acordo com Savenije (2009), um modelo hidrológico é uma hipótese a ser testada e o mesmo deve ser completamente flexível e transparente.

5.3.1 Estrutura do modelo

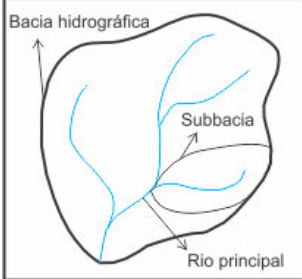
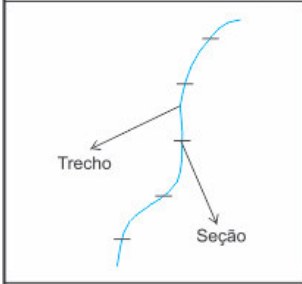
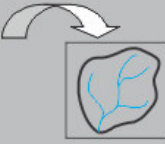
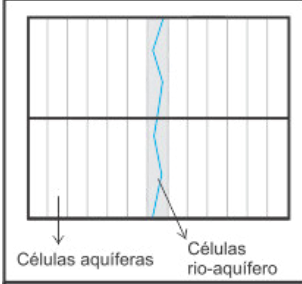
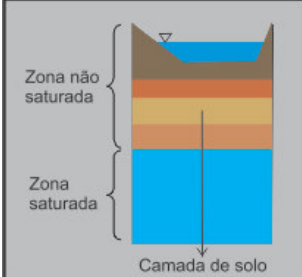
O MHIRA – Modelo Hidrológico de Interação Rio-Aquífero, desenvolvido com base no modelo *Dryrios* (COSTA; BRONSTERT; ARAÚJO, 2011), é composto por três submodelos principais que interagem entre si para simular os processos hidrológicos dominantes na dinâmica da interação rio-aquífero ao longo do trecho de rio. Estes componentes interagem espacialmente de acordo com a Figura 50 e temporalmente de acordo com o fluxograma apresentado na Figura 51. A diferença básica entre o MHIRA e o *Dryrios* é o desenvolvimento da rotina de fluxo subterrâneo com o uso da equação de fluxo subterrâneo apresentada no item 2.3.3 Fluxo subterrâneo (Equação 17).

A simulação inicia com a execução do submodelo de propagação de onda de cheia, desprezando a interação rio-aquífero, ou seja, o MHIRA prediz o escoamento superficial e o armazenamento de água no curso d'água sem considerar as trocas hídricas entre rio e aquífero. Em seguida, o modelo utiliza os valores estimados de escoamento e armazenamento para executar os outros submodelos (itens 2, 3, 4 e 5 da Figura 51), que simulam os processos de interação rio-aquífero. Posteriormente, executa-se a rotina de propagação de onda de cheia novamente, considerando o fluxo estimado na interação rio-aquífero, para prever, finalmente, o escoamento superficial e o nível freático em cada passo de tempo.

O modelo MHIRA simula a dinâmica da interação rio-aquífero em duas situações: 1) quando o fluxo superficial está hidraulicamente desconectado do fluxo subterrâneo, ou seja, a coluna rio-aquífero não está saturada. Assim, o fluxo dos submodelos 1, 2 e 3 da Figura 52 e as águas subterrâneas (submodelo 4) estão hidraulicamente desconectados, sendo as trocas hídricas dominadas pelas perdas de superfície para a zona não saturada sob o curso

d'água; 2) quando o fluxo superficial está hidráulicamente conectado com o fluxo subterrâneo, ou seja, a coluna rio-aquífero está saturada. Nesse caso, as trocas hídricas são impulsionadas pela zona saturada (submodelo 4), podendo carregar ou descarregar o fluxo no leito do canal. Nessa situação, o fluxo dos submodelos 2 e 3 da Figura 51 são desprezados.

Figura 50 – Componentes estruturais do modelo MHIRA

| | |
|---|--|
|  <p>Bacia hidrográfica</p> <p>Subbacia</p> <p>Rio principal</p> | <p>Escoamento gerado nas subbacias e distribuído no rio principal.</p> <p>Distribuição do escoamento na bacia hidrográfica</p> |
|  <p>Trecho</p> <p>Seção</p> |  <p>Escoamento em rios</p> <p>Rotina de propagação de onda de cheia</p> |
|  <p>Células aquíferas</p> <p>Células rio-aquífero</p> | <p>Discretização da zona aluvionar de cada trecho.</p> <p>Rotina de fluxo subterrâneo.</p> |
|  <p>Zona não saturada</p> <p>Zona saturada</p> <p>Camada de solo</p> | <p>Infiltração na zona não saturada sob o canal, através de aluvião estratificada</p> <p>Rotina de infiltração de fluxo não-saturado.</p> <p>Redistribuição vertical de umidade no solo.</p> |

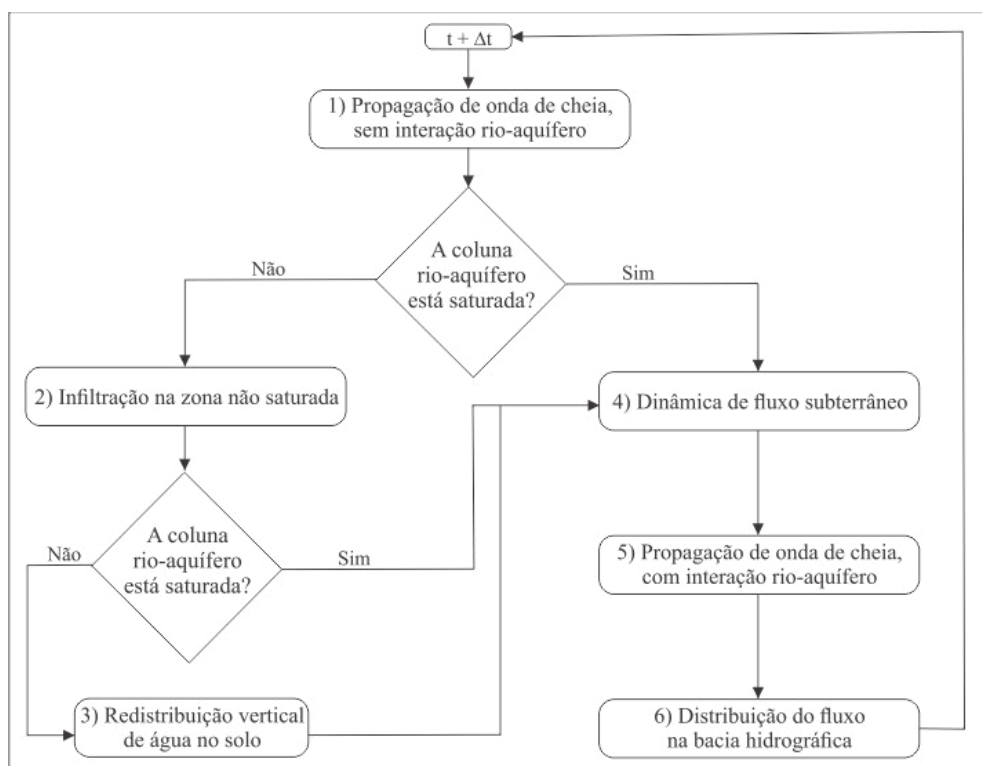
Fonte: Adaptado de Costa (2012).

Entradas e/ou saídas não simuladas foram estabelecidas como condições de contorno do modelo, tais como contribuição lateral superficial, evaporação e fluxo regional de águas subterrâneas, devendo ser fornecidas por modelos hidrológicos independentes ou medições de campo.

Os pressupostos físicos e formulações matemáticas para os submodelos que compõem o MHIRA foram definidos, conforme descrito no item 5.2.2.

Deve-se salientar que nas análises e derivações matemáticas, evaporação/evapotranspiração durante o evento foram considerados como não significativas. Tais processos deverão ser levados em conta nos próximos estudos para melhorias do MHIRA. Assim como a acoplagem desse modelo a modelos mais complexos que simulam as contribuições laterais e o efeito da mata ciliar no escoamento em rios.

Figura 51 – Fluxograma do modo de operação do MHIRA



Fonte: Adaptado de Costa (2012).

5.3.2 Entradas

Um dos objetivos da formulação do modelo MHIRA foi a necessidade de um modelo com baixa necessidade de informações de entrada (parâmetros e variáveis). Dessa forma, um número pequeno de informações é solicitado para a aplicação desse modelo.

Como dados de entrada para cada simulação são solicitados variáveis e parâmetros hidrológicos de uma estrutura representativa de um trecho de rio discretizado no tempo e no espaço. Essas informações são apresentadas em diversos arquivos de entrada do modelo.

Inicialmente é definido o número de passos de tempo que ocorrerá a simulação e qual o tamanho desse passo de tempo (dado em unidade pré-definida para o tempo na simulação). Ainda nesse arquivo define-se a quantidade de seções transversais que possui o trecho de rio modelado.

a) Variáveis

A condição inicial necessária para alimentar a rotina de propagação de onda de cheia é dada pelos valores de fluxo de descarga, carga hidráulica, área úmida e perímetro molhado em todas as seções transversais definidas no trecho de rio modelado para o tempo inicial. Como condição de contorno para a rotina de propagação de onda de cheia, tem-se os dados de fluxo de descarga, de carga hidráulica, de área úmida e de perímetro molhado na seção inicial do trecho modelado em cada passo de tempo do evento simulado, de acordo com a discretização temporal do evento simulado.

Dados de umidade das camadas de solo definidas na discretização espacial do modelo e o nível freático de água subterrânea em todas as células da malha são requeridas no passo de tempo inicial da simulação para que as rotinas de infiltração e fluxo subterrâneo possam ser inicializadas. A discretização das camadas de solo deve considerar um valor pequeno de espessura da camada devido as simplificações consideradas na rotina de infiltração da zona não saturada.

A condição de contorno da rotina de fluxo subterrâneo é dada por informações de nível freático nas fronteiras (início e fim) do trecho modelado em todos os passos de tempo da simulação, de acordo com a discretização temporal do evento simulado.

b) Parâmetros

Os parâmetros necessários para executar o modelo MHIRA são apresentados na Tabela 10. Essas informações são fornecidas após a discretização espacial da área de estudo de acordo com os componentes do modelo (Figura 52). O rio estudado é subdividido em trechos e seções transversais; a malha de células distingue-se em células de interação rio-aquífero e células de não interação rio-aquífero e as diferentes células de interação rio-aquífero possuem camadas de solo com diferentes características em cada trecho do rio.

Os coeficientes das equações de regressão gerados nas correlações entre as variáveis Q_r (fluxo superficial) x H_r (carga hidráulica), $H_r x A_r$ (área úmida) e $H_r x P_r$ (perímetro molhado) foram usados para gerar dados de H_r , A_r e P_r a partir dos valores de Q_r

gerados pela equação de propagação de onda de cheia. Esses dados permitem gerar de maneira direta e com boa precisão os dados referentes a determinada vazão Q_r que ocorre em determinado passo de tempo.

Tabela 10 – Parâmetros necessários para execução do modelo MHIRA

| Componente do modelo | Parâmetro |
|----------------------|--|
| Sistema rio | Número de trechos de rio |
| | Comprimento do canal (L) por trecho |
| | Coefficiente de sinuosidade (-) por trecho |
| | Coefficientes das equações de regressão: $Q_r \times Hr$; $Hr \times Ar$; $Hr \times Pr$ |
| Camada de solo | Número de camadas de solo (-) |
| | Condutividade hidráulica saturada ($L T^{-1}$) por camada |
| | Carga de sucção da frente de umidade (L) por camada |
| | Porosidade efetiva ($L^3 L^{-3}$) por camada |
| Malha subterrânea | Número de colunas aquíferas por trecho (-) |
| | Localização da célula rio-aquífero (-) por trecho de rio |
| | Largura da coluna aquífera (L) |
| | Condutividade hidráulica saturada ($L T^{-1}$) |
| | Condutância do leito do rio ($L^2 T^{-1}$) |
| | Porosidade efetiva (-) |

Fonte: Adaptado de Costa (2012).

Q_r – descarga ($L^3 T^{-1}$); Hr – carga hidráulica na seção transversal (L); Ar – área úmida na seção transversal (L^2); Pr – perímetro molhado na seção transversal (L).

Essas relações são geradas a partir de dados topográficos de seções transversais do rio em estudo. Ao obter esses dados, usa-se o software *WETTED*, desenvolvido pela Divisão de Recursos Hídricos do Departamento de Meio Ambiente e dos Recursos Naturais da Carolina do Norte – Estados Unidos. Este software usa os dados topográficos da seção transversal para estimar fluxo de descarga, carga hidráulica e perímetro molhado mínimos e máximos, com intervalos de 0,03 m. A partir dessas informações obtêm-se equações de regressão entre fluxo de descarga e carga hidráulica, carga hidráulica e área úmida e carga hidráulica e perímetro molhado. Essas expressões, definidas pelo MHIRA como polinomiais, serão usadas para transformar dados de fluxo de descarga obtidos nas simulações em carga hidráulica, área úmida e perímetro molhado no trecho de rio estudado. A definição das equações polinomiais ocorreu para facilitar a entrada de dados no modelo através de arquivos de texto (*.txt) e consequentemente a resolução destas através de linguagem Fortran.

5.3.3 Saídas

Como o modelo MIRAS tem como função simular a interação rio-aquífero, as respostas que esse modelo imprime são referentes as descargas superficiais, o nível freático dos aquíferos aluvionares e os volumes de transferência entre os meios superficiais e subterrâneos. Todos esses dados foram apresentados em todos os passos de tempo simulados.

5.3.4. Definição das rotinas do modelo

a) Propagação de onda de cheia

A rotina de propagação de onda de cheia foi definida a partir da equação de escoamento unidimensional de Saint-Venant, considerando os termos da equação dinâmica com grandeza desprezível e baseada principalmente na equação da conservação da massa (Equação 25). Essa simplificação é geralmente utilizada para simular propagação de onda de cheias em reservatórios e é conhecido como método de armazenamento. Este modelo foi aplicado devido a capacidade de reduzir esforços computacionais, reduzir a necessidade de informações (parâmetros e variáveis) e obter dados consistentes para vazão ‘Q’ no final do trecho de rio modelado.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + S \cdot \frac{\partial A}{\partial t} = q + I_{RA} \quad (25)$$

Em que, Q é a descarga no canal natural [$L^3 T^{-1}$], x é o comprimento da seção ao longo do eixo do canal [L]; S é coeficiente de sinuosidade do trecho do rio [-]; A é a área úmida da seção transversal [L^2]; t é o tempo [T]; q é a entrada de fluxo lateral por unidade de comprimento do canal [$L^3 T^{-1} L^{-1}$]; I_{RA} é o termo referente a interação rio-aquífero por unidade de comprimento do canal [$L^3 T^{-1} L^{-1}$] que pode estar relacionado com infiltração no leito do rio (sinal negativo) ou drenagem do aquífero (sinal positivo).

A rotina desenvolvida é similar a proposta pelos autores do modelo *Dryrios* (Costa, Bronstert e Araújo, 2011). No entanto, a rotina de propagação da onda de cheia do modelo *Dryrios* gera um esforço computacional ao calcular vazões $Q(j+1,i+1)$ para todas as áreas úmidas possíveis $A(j+1,i+1)$ em uma dada seção $i+1$. A partir desses cálculos obtém-se uma média para $Q(j+1,i+1)$ e $A(j+1,i+1)$, de acordo com as condições impostas para cada seção transversal ‘ $i+1$ ’ em cada passo de tempo ‘ $j+1$ ’.

Com o objetivo de diminuir o esforço computacional desse cálculo, obtendo dados semelhantes para vazão ‘Q’ nas diferentes seções transversais definidas, foi proposta uma nova rotina de propagação de onda de cheia. Essa rotina mescla o esquema implícito e o

explícito de diferenças finitas para a resolução da equação [1]. Assim, não necessita da realização de cálculos para obtenção de $Q(j+1,i+1)$ e $A(j+1,i+1)$.

Desenvolvendo os termos de derivadas parciais da Equação 25 através do método implícito (Equação 26) e explícito (Equação 27) de diferenças finitas, tem-se:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} \approx \theta \cdot \left(\frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{\Delta x} \right) + (1 - \theta) \cdot \left(\frac{Q_{i+1}^j - Q_i^j}{\Delta x} \right) \quad (26)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} \approx \left(\frac{A_i^{j+1} - A_i^j}{\Delta t} \right) \quad (27)$$

Em que, θ é um fator de compensação gerado pelo método numérico implícito, que varia de 0 a 1 [-]; j é o indexador de tempo [-] e i é o indexador de seção transversal (espaço) [-].

A principal diferença entre os métodos implícito [26] e explícito [27] é que na aplicação do método explícito consideram-se apenas as variações temporais 'j' e 'j+1' em uma dada seção transversal 'i'. Já para a aplicação do método implícito, valores de uma dada linha temporal 'j' e 'j+1' e espacial 'i' e 'i+1' são considerados.

Substituindo os termos [26] e [27] em [25], tem-se a equação 28.

$$\theta \cdot \left(\frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{\Delta x} \right) + (1 - \theta) \cdot \left(\frac{Q_{i+1}^j - Q_i^j}{\Delta x} \right) + S_i \cdot \left(\frac{A_i^{j+1} - A_i^j}{\Delta t} \right) = q_i^j + I_{RA_i}^j \quad (28)$$

Desenvolvendo, tem-se a equação 29:

$$\frac{\Delta t}{S_i \Delta x_i} \theta (Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}) + (A_i^{j+1}) = - \frac{\Delta t}{S_i \Delta x_i} (1 - \theta) (Q_{i+1}^j - Q_i^j) + (A_i^j) + q \frac{\Delta t}{S_i} + I_{RA} \frac{\Delta t}{S_i} \quad (29)$$

Se $\rho_i = \Delta t / S_i \Delta x_i$, tem-se [30].

$$Q_{i+1}^{j+1} = \frac{(\theta \rho_i (Q_{i+1}^{j+1}) - (A_i^{j+1}) - (1 - \theta) \rho_i (Q_{i+1}^j) + (1 - \theta) \rho_i (Q_i^j) + A_i^j + q \frac{\Delta t}{S_i} + I_{RA} \frac{\Delta t}{S_i})}{\theta \rho_i} \quad (30)$$

Enquanto na equação 30 considera-se apenas as descargas da seção 'i' e 'i+1' no tempo 'j' e área úmida no tempo 'j' na seção 'i', a rotina do modelo *Dryrios* considera as descargas e as áreas úmidas de 'i' e 'i+1' nos tempos 'j' e 'j+1'. A possibilidade de aplicar o método explícito para a resolução do termo referente a área úmida da equação [1] foi proposto para a redução do esforço computacional dessa rotina.

De acordo com Costa (2012), incertezas no hidrograma surgirão inevitavelmente, devido a dependência muito elevada da velocidade real de fluxo nas seções transversais do canal e suas rugosidades. Estes fatores podem ser altamente variáveis com o tempo, afetados

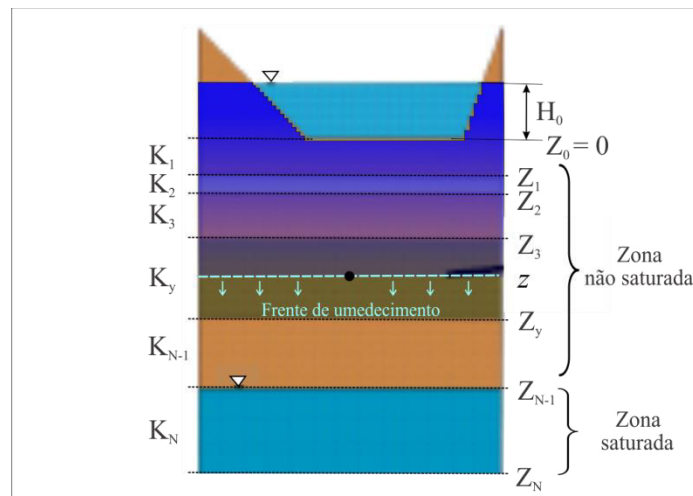
pela sazonalidade da vegetação ribeirinha ou por inundações anteriores. Dessa forma, estes são raramente disponibilizados e suas mudanças sazonais e de longo prazo entre diferentes períodos de simulação não podem ser medidas.

b) Infiltração na zona não saturada

O modelo de Green e Ampt (1911) modificado por Chu e Mariño (2005) foi gerado para simular a infiltração em perfis de solo não homogêneos. Assim, a rotina aplicada no ‘MHIRA’ tem como base as equações de Chu e Mariño (2005) e a estrutura da mesma é baseada na rotina utilizada por Costa, Bronstert e Araújo (2011) no modelo *Dryrios*. As hipóteses de condição de empoçamento variável e taxa de infiltração constante a cada passo de tempo foi definida para essa rotina.

A infiltração no perfil do solo constituído por ‘ N ’ camadas com diferentes valores de condutividade hidráulica saturada (K), porosidade (η), umidade (θ) simulada pelo modelo *MIRAS* está esquematicamente apresentada na Figura 52.

Figura 52 – Infiltração de leitos não saturados no modelo MHIRA



Fonte: Adaptado de Costa (2012).

Quando a frente de umedecimento atinge uma profundidade ‘ z ’ em uma camada ‘ y ’, a equação governante é referente a taxa de infiltração ‘ f_z ’ (Equação 31). Essa equação informa o fluxo de água no meio poroso das diferentes camadas do perfil de solo da célula de interação rio-aquífero.

$$f_z = \frac{z_n + h s_n + H_0}{\sum_{j=1}^{n-1} \left(\frac{z_j - z_{j-1}}{K_j} + \frac{z - z_{n-1}}{K_n} \right)} \quad (31)$$

Em que, z_n é a profundidade de infiltração acumulada [L], hs_n é a carga de sucção da frente de umedecimento [L], H_0 é a carga hidráulica no trecho do rio [L], z_j é a profundidade da camada j [L], K_j é a condutividade hidráulica saturada da camada j [LT^{-1}] e K_n é a condutividade hidráulica saturada da camada n [LT^{-1}].

Considerando que:

$$\frac{dF_z}{dt} = f_z \quad (32)$$

E que:

$$f_z = \theta f_n \frac{dz}{dt} \quad (33)$$

Dessa forma, o tempo de viagem de z_{n-1} para z na camada n pode ser expresso pela integral da equação 33:

$$\int_{t_{z_{n-1}}}^{t_z} dt = \int_{z_{n-1}}^z \frac{\theta f_n \left(\sum_{j=1}^{n-1} \frac{z_j - z_{j-1}}{K_j} + \frac{z - z_{n-1}}{K_n} \right)}{z_n + hs_n + H_0} dz \quad (34)$$

Desenvolvendo-se a equação 4 tem-se a equação 35.

$$t_z = t_{z_{n-1}} + \frac{\theta f_n}{K_n} (z - z_{n-1}) + \theta f_n \left[\sum_{j=1}^{n-1} z_j \left(\frac{1}{K_j} - \frac{1}{K_{j+1}} \right) - \frac{hs_n + H_0}{K_n} \right] \times \ln \left(\frac{z + hs_n + H_0}{z_{n-1} + hs_n + H_0} \right) \quad (35)$$

Com as equações de tempo de viagem [35] e taxa de infiltração [31] pode-se definir a dinâmica da água no perfil de solo da coluna de interação rio-aquífero.

c) Fluxo subterrâneo

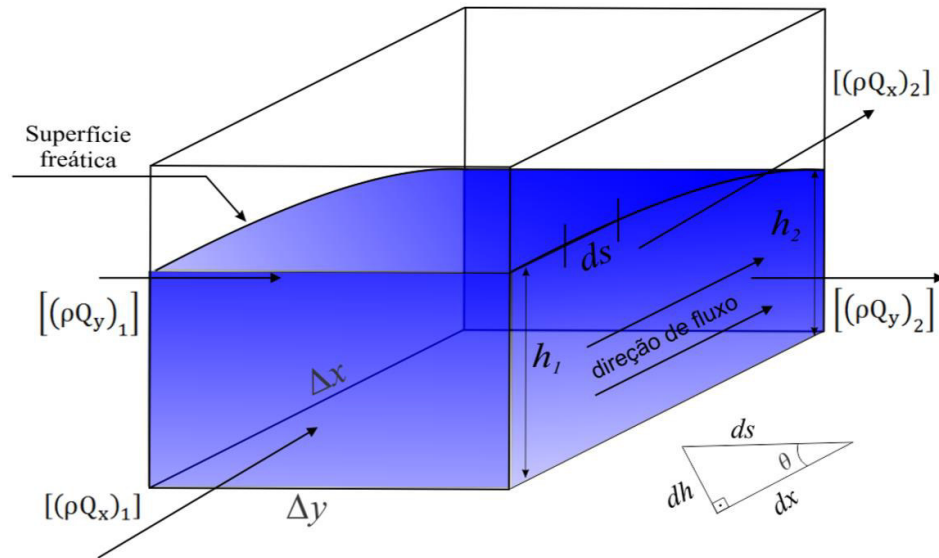
Para o cálculo do fluxo subterrâneo em aquíferos livres, admite-se que não existe uma camada limitante impermeável na face superior do volume de controle (Figura 53). Para simplificação do cálculo, assume-se a existência de uma interface de separação entre a zona saturada e a não saturada (definida pela superfície freática), desprezando-se os efeitos da capilaridade (CABRAL; DEMÉTRIO, 2000).

Ao considerar apenas a direção x, a variação de massa no volume de controle é dada por (Equação 36):

$$[(\rho Q_x)_2] - [(\rho Q_x)_1] = \frac{\partial}{\partial x} [(\rho Q_x)] \Delta x \quad [36]$$

Onde ρQ_x [$M T^{-1}$] é a vazão mássica da água na direção x, ρ [$M L^{-3}$] é a massa específica da água, Q_x [$L^3 T^{-1}$] é a vazão volumétrica na direção x e Δx é o comprimento do volume de controle na direção x [L].

Figura 53 – Volume de controle tridimensional de um aquífero livre destacado, com os fluxos de massa de água atravessando as faces.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na equação 36, a descarga volumétrica ‘ Q_x ’ é considerada como o produto entre a velocidade de Darcy q_x e a área da seção transversal ao escoamento ‘ A ’ (Equação 37). No entanto, para aquíferos livres (Figura 54), A é dado pela equação 38 (Cabral e Demétrio, 2000).

$$Q_x = q_x \times A \quad (37)$$

$$A = h \times \Delta y \quad (38)$$

Onde h é a carga hidráulica no volume de controle [L].

Assim, o balanço de massa na direção x do volume de controle de um aquífero livre será dado por (Equação 39).

$$[(\rho Q_x)_2] - [(\rho Q_x)_1] = \frac{\partial}{\partial x} [(\rho q_x h)] \Delta x \Delta y \quad (39)$$

Ao aplicar a Lei de Darcy e considerar o triângulo retângulo da Figura 53, obtém-se a equação 5.

$$q_s = -k_x \times \frac{\partial h}{\partial s} \quad (40)$$

Em que $\frac{\partial h}{\partial s} = \sin \theta$ é o gradiente hidráulico na direção da linha freática e k_x é a condutividade hidráulica saturada no eixo x .

De acordo com a suposição de Dupuit e Forcheimer, considera-se o escoamento horizontal e uniforme e o gradiente hidráulico igual a inclinação da superfície freática (Freeze e Cherry, 1979). Assumindo-se $\theta \leq 6^\circ$, tem-se (Equação 41):

$$\sin \theta \cong \text{tg } \theta = \frac{\partial h}{\partial x} \quad (41)$$

Ao considerar [6] em [5], obtém-se (Equação 42).

$$q_s = -k_x \times \frac{\partial h}{\partial x} \quad (42)$$

Ao substituir (7) em (4), obtém-se (Equação 43).

$$[(\rho Q_x)_2] - [(\rho Q_x)_1] = - \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(\rho k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] \Delta x \Delta y \quad (43)$$

Ao considerar a equação unidimensional em x e rearranjar a equação 43, obtém-se (Equação 44):

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(-k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] \rho \Delta x \Delta y = \frac{\partial M}{\partial t} \quad (44)$$

Ao rearranjar a equação 44, obtém-se a equação 45.

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(-k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] = \frac{1}{\rho \Delta x \Delta y} \frac{\partial M}{\partial t} \quad (45)$$

A água subterrânea é retirada de um aquífero livre por drenagem gravitacional através dos poros, sendo os termos referentes à expansão da água e compactação da rocha desprezíveis. Dessa forma, a taxa de variação do armazenamento pode ser convenientemente estimada determinando-se a taxa de variação do volume de água no volume de controle multiplicada pela porosidade efetiva ‘ S_y ’ (Equação 46).

$$dV_a = S_y \Delta x \Delta y dh \quad (46)$$

Em termos de massa, o termo da variação de massa no tempo da equação 45 pode ser reescrito por (47).

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \rho d \frac{dV_a}{dt} = S_y \rho \Delta x \Delta y \frac{dh}{dt} \quad (47)$$

Ao reescrever a equação 47 em termos de derivada parcial e substituir em (45), obtém-se (Equação 48):

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(-k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] = \frac{1}{\rho \Delta x \Delta y} S_y \rho \Delta x \Delta y \frac{dh}{dt} \quad (48)$$

Ao rearranjar [48] e adicionar a variável W_{i-o} , relacionada as fontes (positivo) e sumidouros (negativo) do aquífero, ao primeiro membro da equação, obtém-se a (Equação 49).

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(-k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] + W_{i-o} = S_y \frac{dh}{dt} \quad (49)$$

Em casos bidimensionais e tridimensionais, quando o meio é isotrópico, k possui o mesmo valor para todas as direções. Assim, a equação [49] foi reescrita para (Equação 50).

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(-k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \right] + \frac{W_{i-o}}{k} = \frac{S_y}{k} \frac{dh}{dt} \quad (50)$$

A aplicação das diferenças finitas à equação de fluxo subterrâneo unidimensional tem por objetivo o cálculo do valor da carga hidráulica em cada nó do domínio modelado,

traçando-se a linha freática. Em cada nó, as derivadas parciais da equação diferencial são aproximadas por expressões algébricas com referência aos nós adjacentes.

Para a aplicação do método numérico de diferenças finitas foi utilizada a equação de fluxo subterrâneo para aquífero livre isotrópico e homogêneo em sua forma unidimensional (Equação 50).

Ao aplicar a regra do produto para o primeiro membro da equação 50, obtém-se a equação 51.

$$\left[\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \right] + \frac{W_{i-o}}{k} = \frac{S_y}{k} \frac{dh}{dt} \quad (51)$$

Em diferenças finitas, as derivadas parciais de primeira ordem da variação da carga hidráulica no eixo x serão aproximadas pelo método de diferenças progressivas (Equação 52).

$$\frac{\partial h}{\partial x} \approx \frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta x} \quad (52)$$

Em que i é o indexador de célula [L].

A derivada parcial de segunda ordem da variação da carga hidráulica no eixo x será aproximada utilizando-se o método de diferença centrada, de acordo com a equação 53.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \approx \frac{h_{i+1} - 2h_i + h_{i-1}}{\Delta x^2} \quad (53)$$

Como o problema é transiente, a derivada parcial de primeira ordem da variação da carga hidráulica no tempo será aproximada pela equação 54.

$$\frac{\partial h}{\partial t} \approx \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \quad (54)$$

Para solucionar numericamente a equação 51, utilizando o método explícito das diferenças finitas, substituiu-se na mesma as equações (52), (53) e (54), obtendo-se a equação 55.

$$\left(\frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{\Delta x} \right) + \left(\frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{\Delta x} \right) + h_i^n \times \left(\frac{h_{i+1} - 2h_i + h_{i-1}}{\Delta x^2} \right) + W = \frac{S_y}{k} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \quad (55)$$

Rearranjando a equação 55, tem-se (Equação 56):

$$h_{i+1}^n \left(\frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{(\Delta x)^2} \right) - h_i^n \left(\frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{(\Delta x)^2} \right) + h_i^n \left(\frac{h_{i+1}^n - 2h_i^n + h_{i-1}^n}{\Delta x^2} \right) + W = \frac{S_y}{k} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \quad (56)$$

Desenvolvendo a equação 56, tem-se (Equação 57):

$$\left(\frac{h_{i+1}^n h_{i+1}^n - h_{i+1}^n h_i^n}{(\Delta x)^2} \right) - \left(\frac{h_i^n h_{i+1}^n - h_i^n h_i^n}{(\Delta x)^2} \right) + h_i^n \left(\frac{h_i^n h_{i+1}^n - 2h_i^n h_i^n + h_i^n h_{i-1}^n}{\Delta x^2} \right) + W = \frac{S_y}{k} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \quad (57)$$

Reorganizando a equação 57, tem-se (Equação 58):

$$\left(\frac{h_i^n h_{i+1}^n - 2h_i^n h_i^n + h_i^n h_{i-1}^n + h_{i+1}^n h_{i+1}^n - h_{i+1}^n h_i^n - h_i^n h_{i+1}^n + h_i^n h_{i+1}^n}{(\Delta x)^2} \right) + W = \frac{S_y}{k} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \quad (58)$$

Manipulando a equação 58, tem-se (Equação 59):

$$\left(\frac{h_i^n h_{i-1}^n + h_i^n h_i^n - h_i^n h_{i+1}^n + h_{i+1}^n h_{i+1}^n}{(\Delta x)^2} \right) + W = \frac{S_y}{k} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} \quad (59)$$

Isolando o termo h_i^{n+1} da equação 59, obtém-se (Equação 60):

$$h_i^{n+1} = h_i^n + \frac{k\Delta t}{S_y \Delta x} \left(\frac{h_i^n h_{i-1}^n - h_i^n h_i^n - h_i^n h_{i+1}^n + h_{i+1}^n h_{i+1}^n}{\Delta x} \right) + W \quad (60)$$

$$\text{Considerando } \rho = \frac{k\Delta t}{S_y \Delta x}$$

No método explícito, a condição para que a solução seja estável é que ‘ ρ ’ seja menor que $\frac{1}{2}$ (Remson et al., 1971). Assim, o passo de tempo a ser adotado na solução da equação [20], aplicando o método explícito, será dado por (61).

$$\Delta t \leq \frac{\text{MIN}(S_y) \cdot \text{MIN}(\Delta x)}{2 \cdot \text{MAX}(k)} \quad (61)$$

Uma análise dimensional de $\Delta t \leq \frac{S_y \Delta x}{2k}$ mostra que esse termo possui uma dimensão temporal, mostrando consistência na análise:

$$\frac{S_y \Delta x}{2k} = [L] \cdot [L^{-1}T] = [T] \quad (62)$$

A conexão entre rio e aquífero foi baseada no ‘pacote’ *River* do modelo de fluxo subterrâneo MODFLOW. Nesse pacote, a vazão através do leito do rio ‘ Q ’ é influenciada pelo fator de interação rio aquífero ‘ Ira ’, determinado pela diferença entre a carga ‘ H_{rio} ’ e a carga no aquífero ‘ h_{gw} ’. Quando a elevação da base do rio ‘ H_{base} ’ é menor que a carga no aquífero, o rio recebe água do aquífero (Equação 63) e quando a carga no aquífero é menor ou igual a elevação da base do rio, o rio perde água para o aquífero (Equação 64) (Mc Donald e Harbaugh, 1988).

$$Ira = C_{rio} \times (H_{rio} - h_{gw}) \quad (63)$$

$$Ira = C_{rio} \times (H_{rio} - H_{base}) \quad (64)$$

Onde C_{rio} é a condutância do leito do rio, dada pela equação 65.

$$C_{rio} = \frac{kLW}{M} \quad (65)$$

Onde k é a condutividade hidráulica do leito [LT⁻¹], L é o comprimento do trecho [L], W é a largura do trecho [L] e M a espessura do leito do rio [L].

5.4 Parametrização do Modelo

Para parametrizar as bacias hidrográficas estudadas, primeiramente realizou-se uma suposição do processo natural estudado para definir as principais características do comportamento do sistema natural. Esse processo é conhecido como modelo conceitual, pelo

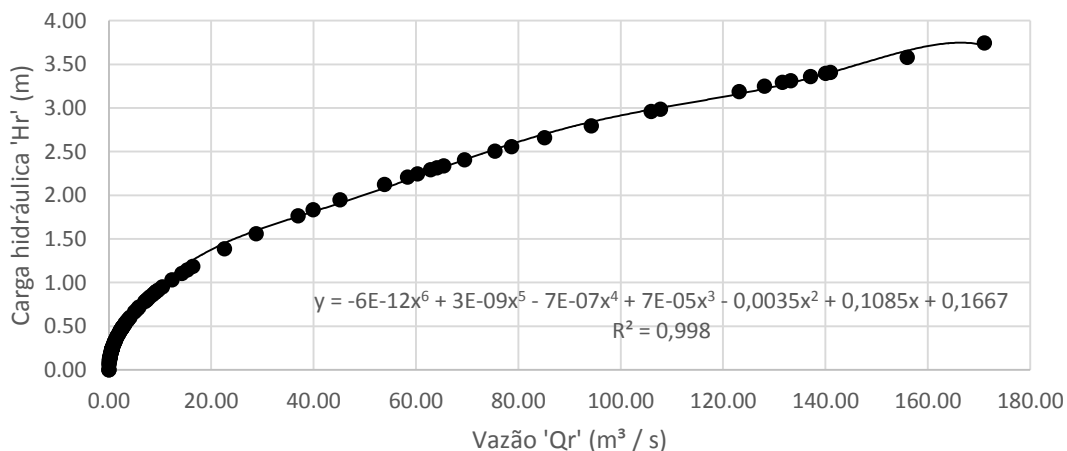
qual também se estabelece a geometria do sistema como a definição dos trechos e seções transversais, as camadas de solo, os contornos e as interconexões hidráulicas.

5.4.1 SBHPCI

O trecho modelado para a SBHPCI considerou apenas 26,5 km, correspondente ao trecho onde as águas escoadas nas estações fluviométricas EF1 e EF2 se encontram para fluir em direção a EF3. Dessa forma, a área estudada foi dividida em quatro trechos com extensão de 6,5 km (trecho 1), 7,5 km (trecho 2), 6,0 km (trecho 3) e 6,5 km (trecho 4). Estes trechos possuem coeficiente de sinuosidade com valores de 1,2; 1,1; 1,2 e 1,8, respectivamente. Cada trecho é subdividido em 7 colunas aquíferas com largura de 1.000 m. Na coluna de interação rio aquífero existem 200 camadas com espessura de 0,20 m, perfazendo 40,0 m de profundidade. O passo de tempo utilizado foi de 43200 s, seguindo os padrões da modelagem realizada com o modelo Dryrios por Costa (2012) e Landim (2014).

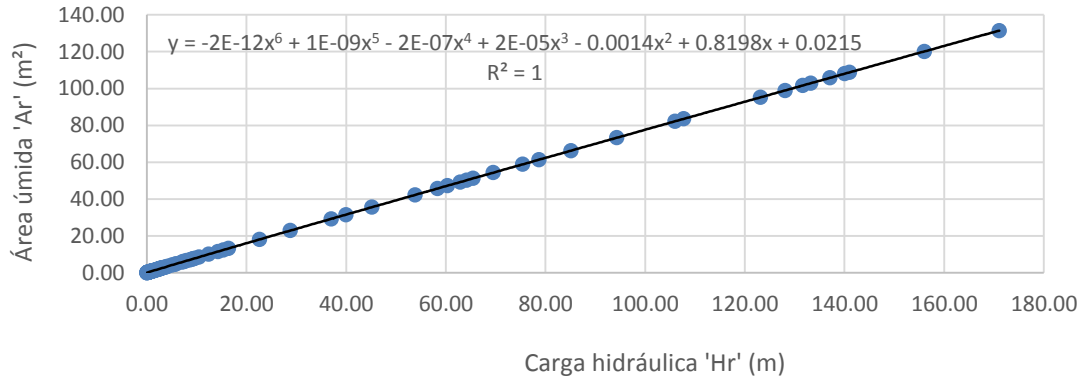
Os dados das seções transversais (Figura 17) foram utilizados para gerar informações de carga hidráulica (Hr), área úmida (Ar) e perímetro molhado (Pr) através do modelo *WETTED*, baseado em informações de descarga superficial. Foi definido o evento de maior pico de cheia para prover as informações das relações. Dessa forma, todos os valores de descarga apresentados estão dentro das faixas consideradas nas correlações usadas para definir equações polinomiais de regressão entre Qr x Hr (Figura 54), Hr x Ar (Figura 55) e Hr x Pr (Figura 56).

Figura 54 – Correlação entre descarga superficial ' Qr ' e carga hidráulica (Hr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da subbacia hidrográfica Patos/ Carius/Iguatu



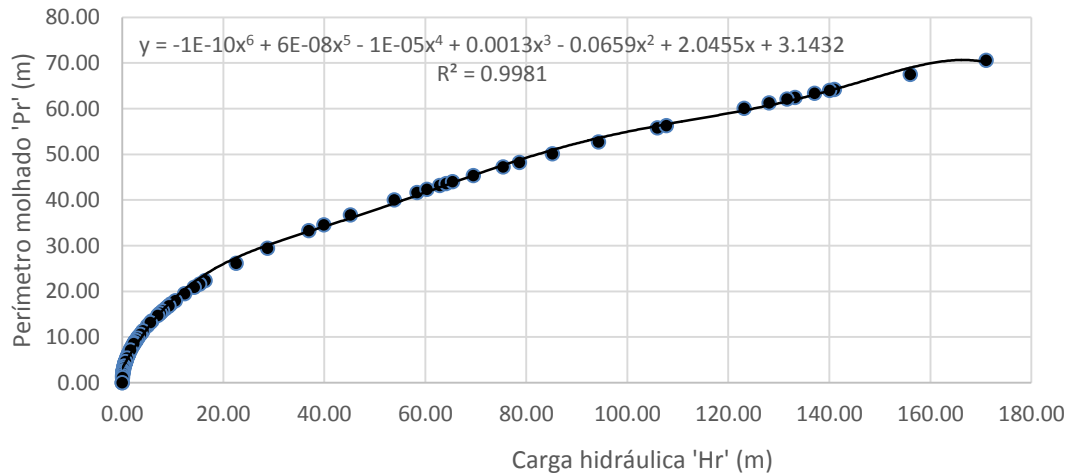
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 55 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e área úmida (Ar) para os dados da seção transversal do trecho inicial da subbacia hidrográfica Patos/ Carius/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 56 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e perímetro molhado (Pr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da subbacia hidrográfica Patos/ Carius/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na parametrização das camadas de solo das colunas de interação rio-aquífero foram utilizados os dados apresentados na Tabela 11, de acordo com a literatura disponível (RAWLS; BRAKENSIEK, 1983). Esses dados também foram utilizados nas simulações realizadas por Costa (2012) e Landim (2014).

Tabela 11 – Parâmetros das camadas de solo das colunas de interação rio-aquífero

| Trecho/ Camadas | Porosidade (-) | Umidade Inicial (-) | Condutividade hidráulica saturada (m/s) | Sucção na frente de umedecimento (m) |
|-----------------|----------------|---------------------|---|--------------------------------------|
| 1/1-20 | 0,437 | 0,091 | $6,54 \times 10^5$ | 0,050 |
| 1/21-200 | 0,475 | 0,396 | $1,67 \times 10^7$ | 0,316 |
| 2/1-80 | 0,430 | 0,339 | $3,33 \times 10^7$ | 0,239 |
| 2/81-200 | 0,475 | 0,396 | $1,67 \times 10^7$ | 0,316 |
| 3/1-65 | 0,430 | 0,339 | $3,33 \times 10^7$ | 0,239 |
| 3/66-200 | 0,475 | 0,396 | $1,67 \times 10^7$ | 0,316 |
| 4/1-50 | 0,437 | 0,091 | $6,54 \times 10^5$ | 0,050 |
| 4/51-56 | 0,430 | 0,339 | $3,33 \times 10^7$ | 0,239 |
| 4/57-200 | 0,475 | 0,396 | $1,67 \times 10^7$ | 0,316 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Na parametrização das colunas aquíferas foram utilizados os dados apresentados na Tabela 12. Os dados de condutividade hidráulica foram definidos como média dos dados deste mesmo parâmetro para as camadas de solo, os quais são oriundos da literatura disponível (RAWLS; BRAKENSIEK, 1983).

Tabela 12 – Distribuição da condutividade hidráulica saturada nas colunas aquíferas da subbacia hidrográfica Patos/ Carius/Iguatu

| Trecho | Colunas | Condutividade Hidráulica (m/s) |
|--------|---------|--------------------------------|
| 1 | 1-3 | 1,20E-05 |
| 1 | 4 | 2,28E-03 |
| 1 | 5-7 | 1,20E-05 |
| 2 | 1-3 | 1,78E-06 |
| 2 | 4 | 2,50E-07 |
| 2 | 5-7 | 1,78E-06 |
| 3 | 1-3 | 1,45E-05 |
| 3 | 4 | 2,50E-07 |
| 3 | 5-7 | 1,45E-05 |
| 4 | 1-3 | 2,28E-03 |
| 4 | 4 | 2,20E-05 |
| 4 | 5-7 | 2,28E-03 |

Fonte: Próprio autor.

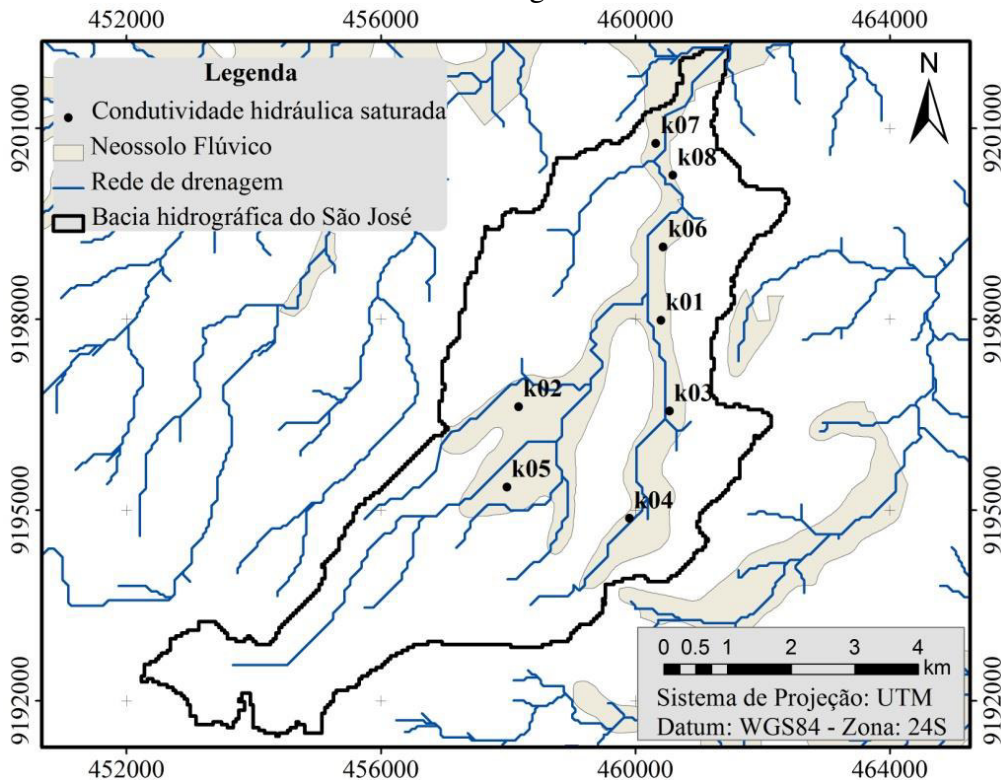
Parâmetros hidrodinâmicos como condutância do leito do rio e porosidade efetiva (parâmetro de extrema importância para o dimensionamento de reservas aquíferas, avaliação de recarga e rebaixamento de poços bombeados a partir de variações da superfície freática) e parâmetros estruturais do modelo como largura da coluna aquífera foram definidos na etapa de calibração, devido à falta de informação disponível de tais características para a SBHPCI.

5.4.2 MHSJ

A área estudada foi dividida em dois trechos de 465 m (trecho 1) e 200 m (trecho 2). Estes trechos possuem coeficiente de sinuosidade de 1,46. Cada trecho é subdividido em 7 colunas aquíferas com largura a ser calibrada durante os testes de simulação. Na coluna de interação rio aquífero existem 50 camadas com espessura de 0,20 m, perfazendo 10,0 m de profundidade. Esse valor deve ser considerado para comportar as 7 colunas aquíferas em que o sistema está dividido. Assim, as colunas aquíferas terão 114 m de largura.

As condutividades hidráulicas saturadas para as profundidades de 0 a 20 cm e de 20 a 40 cm dos Neossolos Flúvicos, característicos da zona aluvionar da MHSJ, foram obtidas através do permeâmetro de *Guelph*. Os locais de obtenção dos dados são apresentados na Figura 57.

Figura 57 - Disposição dos pontos de ensaios para obtenção de dados de condutividade hidráulica saturada por meio do permeâmetro de Guelph em Neossolos Flúvicos da microbacia hidrográfica do São José



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados de condutividade hidráulica saturada obtidos para o tipo de solo predominante na zona aluvionar da MHSJ têm média de $4,88 \text{ E-}05 \text{ m s}^{-1}$ para a profundidade de 0,20 m e $2,02 \text{ E-}05 \text{ m s}^{-1}$ para 0,40 m de profundidade e são apresentados na Tabela 13.

Tabela 13 – Condutividades hidráulicas saturadas dos Neossolos Flúvicos da microbacia hidrográfica São José, obtidas por permeâmetro de Guelph

| Trecho | ID | Coordenadas geográficas | | Condutividade hidráulica saturada (m s ⁻¹) | |
|--------|-----|-------------------------|---------------|--|------------|
| | | Latitude (m) | Longitude (m) | 0 - 20 cm | 20 - 40 cm |
| 1 | k01 | 460406 | 9197988 | 1,65 E-04 | 7,95 E-05 |
| - | k02 | 458168 | 9196630 | 1,72 E-05 | 6,60 E-06 |
| - | k03 | 460539 | 9196560 | 5,32 E-05 | 3,19 E-06 |
| - | k04 | 459910 | 9194874 | 6,54 E-05 | 3,64 E-06 |
| - | k05 | 457983 | 9195366 | 1,48 E-05 | 8,07 E-06 |
| 1 | k06 | 460441 | 9199142 | 9,22 E-06 | - |
| 2 | k07 | 460326 | 9200770 | 3,35 E-05 | - |
| 2 | k08 | 460593 | 9200268 | 3,17 E-05 | - |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Para a profundidade de 0 - 20 cm, os solos dos pontos k01 a k04 e k06 a k08 são definidos como de elevada condutividade hidráulica saturada, característica de textura arenosa. Essa classificação textural concorda com os dados granulométricos obtidos nos pontos analisados, com percentuais médios de areia grossa, areia fina, argila e silte de respectivamente 40, 27, 24 e 9%. A condutividade hidráulica saturada do solo do ponto k05 é definida como moderada à elevada, característica de textura arenosa ou areno-argilosa. Essa diferença no ponto k05 pode ser devido ao fato da localização desse ponto, entre dois cursos d'água e com altitudes mais elevadas.

Para a profundidade de 0,40 m, apenas o solo do ponto k01 é definido como de condutividade hidráulica saturada moderada a elevada e textura arenosa ou areno-argilosa. Os solos dos pontos k02, k03, k04 e k05 são considerados como de condutividade hidráulica saturada moderada e textura argilosa. Esses dados mostram que existe uma tendência de redução da condutividade hidráulica saturada com a profundidade, que interferem nos processos de infiltração e redistribuição da água no solo.

A condutividade hidráulica saturada também foi obtida para os sedimentos do leito do rio, através do método proposto por Chen (2000). Os dados foram obtidos para as profundidades de 40, 80 e 120 cm (Tabela 14).

Tabela 14 – Dados de condutividade hidráulica saturada obtidos no leito do rio da microbacia hidrográfica São José

| Trecho | ID | Coordenadas geográficas | | Condutividade hidráulica saturada ($m\ s^{-1}$) | | |
|--------|-----|-------------------------|---------------|---|-----------|----------|
| | | Latitude (m) | Longitude (m) | 0,40 m | 0,80 m | 1,20 m |
| 1 | k06 | 460441 | 9199142 | 7,62 E-06 | 1,51 E-05 | 3,78E-06 |
| 2 | k07 | 460326 | 9200770 | 2,80 E-06 | 1,07 E-04 | - |
| 2 | k08 | 460593 | 9200268 | 2,16 E-06 | - | - |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados obtidos no leito do rio pelo método proposto por Chen (2000), que permite que os testes sejam feitos com maior profundidade, se observa que de 0,40 para 0,80 m a tendência é um aumento da condutividade nessa profundidade. A porosidade obtida para os solos aluvionares da MHSJ é apresentada na Tabela 15.

Tabela 15 – Dados de porosidade da zona aluvionar da microbacia hidrográfica São José

| Trecho | Local da amostragem | Macroporosidade (%) | Microporosidade (%) | Porosidade total |
|--------|---------------------|---------------------|---------------------|------------------|
| 1 | k06 | 36,05 | 7,69 | 43,74 |
| 2 | k07 | 21,78 | 16,58 | 38,37 |
| 2 | k08 | 38,92 | 3,03 | 41,95 |

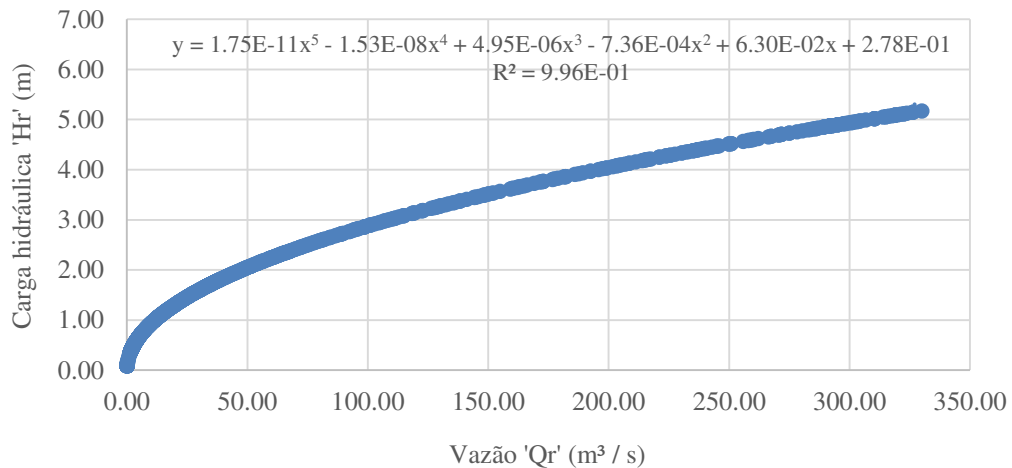
Fonte: Próprio autor.

A porosidade obtida para os pontos k06, k07 e k08 (Figura 58) são referentes a superfície do solo às margens do leito do riacho São José. Esses pontos são classificados texturalmente como arenosos. Fato que ratifica a maior proporção de macroporos na porosidade total desses pontos. No estudo do armazenamento e movimentação da água e do ar no solo, a distribuição dos poros tem muita importância. A microporosidade é a principal responsável pela retenção de água, enquanto que a macroporosidade deixa a água gravitacional escorrer com certa rapidez. Solos com textura grosseira tem maior proporção de macroporos, sendo bem drenados e arejados. Solos com textura fina têm drenagem e aeração inferior aos arenosos, porém, a porosidade total é maior; no estado de saturação, contém mais água que os de textura grosseira.

Os dados das seções transversais (Figura 9) foram utilizados para gerar informações de carga hidráulica (Hr), área úmida (Ar) e perímetro molhado (Pr) através do modelo *WETTED*, baseado em informações de descarga superficial. Foi definido o evento de

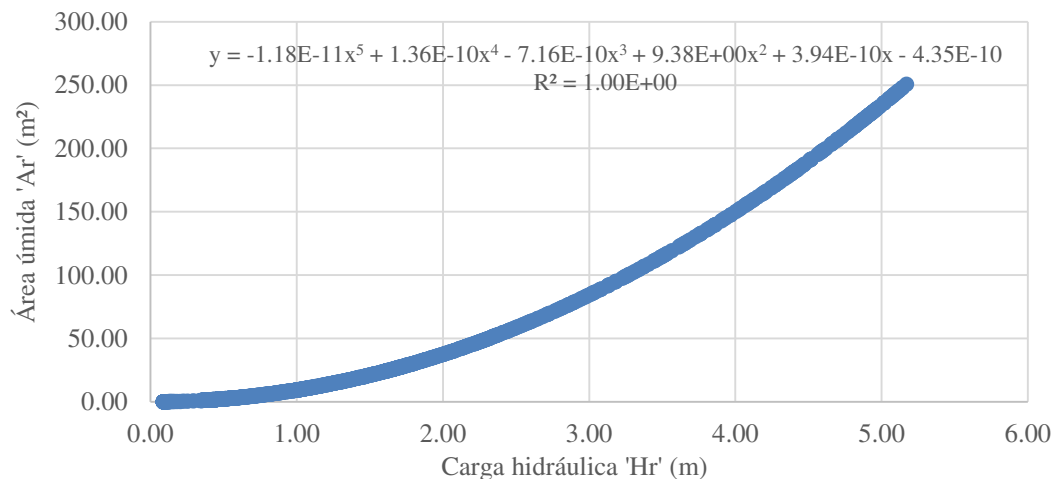
maior pico de cheia para prover as informações das relações. Dessa forma, todos os valores de descarga apresentados estão dentro das faixas consideradas nas correlações usadas para definir equações polinomiais de regressão entre $Q_r \times H_r$ (Figura 58), $H_r \times A_r$ (Figura 59) e $H_r \times P_r$ (Figura 60).

Figura 58 – Correlação entre descarga superficial 'Qr' e carga hidráulica (Hr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da microbacia hidrográfica São José



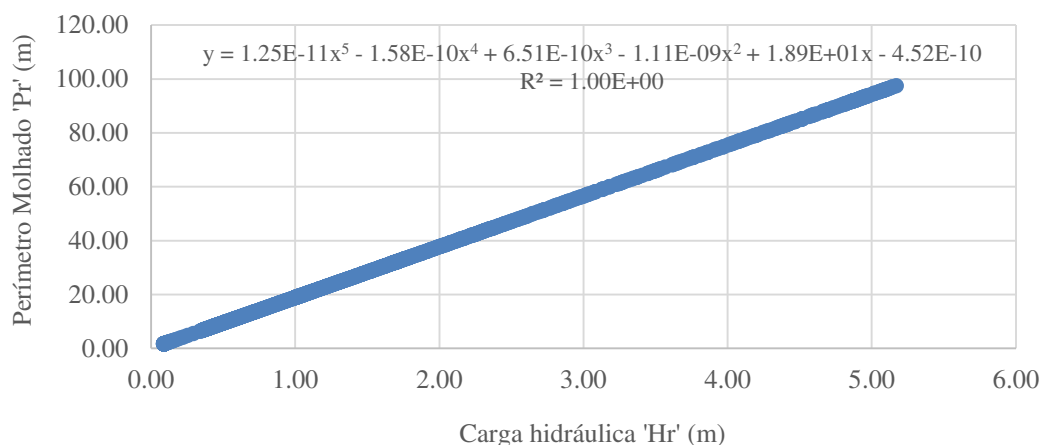
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 59 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e área úmida (Ar) para os dados da seção transversal do trecho inicial da microbacia hidrográfica São José



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 60 – Correlação entre carga hidráulica (Hr) e perímetro molhado (Pr) para os dados da seção transversal do trecho inicial da microbacia hidrográfica São José



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na parametrização das camadas de solo das colunas de interação rio-aquífero foram utilizados os dados apresentados na Tabela 16, de acordo com Rawls e Brakensiek, (1983) e dados coletados em campo durante o desenvolvimento desta pesquisa.

Tabela 16 – Parâmetros das camadas de solo das colunas de interação rio-aquífero

| Trecho / Camadas | Porosidade (-) | Umidade Inicial (-) | Condutividade hidráulica saturada (m/s) | Sucção na frente de umedecimento (m) |
|------------------|----------------|---------------------|---|--------------------------------------|
| 1/1-2 | 0,437 | 0,091 | 1,65 E-04 | 0,050 |
| 1/2-3 | 0,437 | 0,091 | 7,95 E-05 | 0,050 |
| 1/3-4 | 0,437 | 0,091 | 1,51 E-05 | 0,050 |
| 1/4-50 | 0,475 | 0,396 | 3,78E-06 | 0,316 |
| 2/1-2 | 0,400 | 0,339 | 3,35 E-05 | 0,239 |
| 2/2-4 | 0,400 | 0,339 | 2,50 E-06 | 0,239 |
| 2/4-50 | 0,400 | 0,396 | 1,07 E-04 | 0,316 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Na parametrização das colunas aquíferas foram utilizados os dados de condutividade hidráulica definidos pelo estudo de Fontenele et al. (2013). A condutividade hidráulica saturada média para a região é de 5,00 E-05 m/s.

Parâmetros hidrodinâmicos como condutância do leito do rio e porosidade efetiva foram definidos na etapa de calibração. Apesar de haver algumas informações sobre estes parâmetros na região devido a outras modelagens de fluxo subterrâneo realizadas, os mesmos serão calibrados para servir de comparativo com outros estudos.

As variáveis necessárias à simulação serão apresentadas na etapa de simulação, onde serão definidos os eventos simulados.

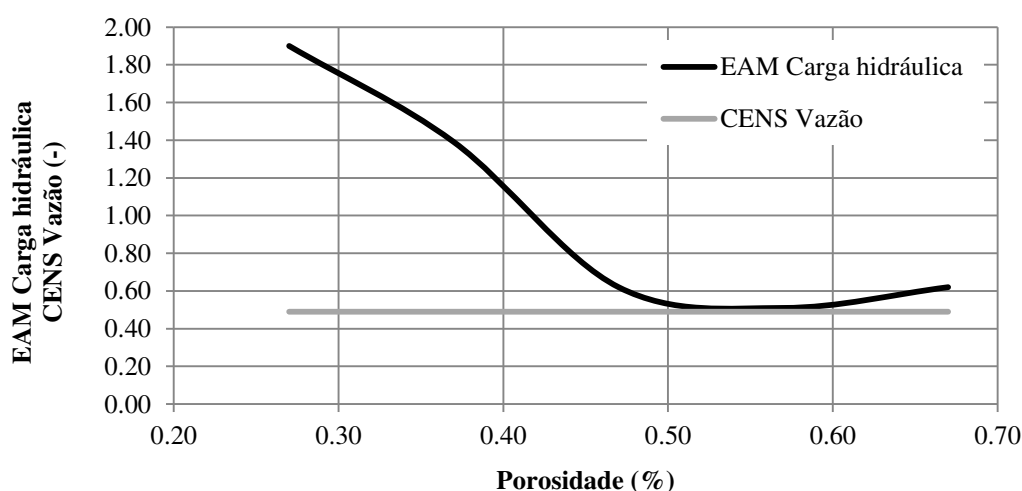
5.5 Análise de sensibilidade do Modelo

A análise de sensibilidade do MHIRA foi realizada com o intuito de identificar os parâmetros mais sensíveis do modelo, ou seja, os que devem receber maior atenção na sua definição pois eles modificam com maior intensidade os resultados gerados pelo modelo.

Essa análise foi iniciada com o parâmetro coeficiente de sinuosidade, relacionado a rotina de propagação da onda de cheia. Como esse parâmetro varia no espaço, para cada trecho do rio modelado, optou-se por variações percentuais dos valores desse parâmetro na escala de 25% a 150%. Os resultados apresentados para essas variações mostram que tanto os dados simulados de vazão como os de carga hidráulica do aquífero não sofreram modificações consideráveis, mantendo respectivamente o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (COENS) e o erro médio absoluto constantes para os dados analisados. Portanto, o coeficiente de sinuosidade é um parâmetro pouco sensível do modelo MHIRA.

Em seguida foram analisados os parâmetros relacionados a rotina de infiltração vertical na zona não saturada. Os parâmetros analisados foram porosidade (Figura 61), condutividade hidráulica saturada (Figura 62) e carga de sucção da frente de umedecimento (Figura 63).

Figura 61 – Análise de sensibilidade do parâmetro porosidade do solo no modelo MHIRA

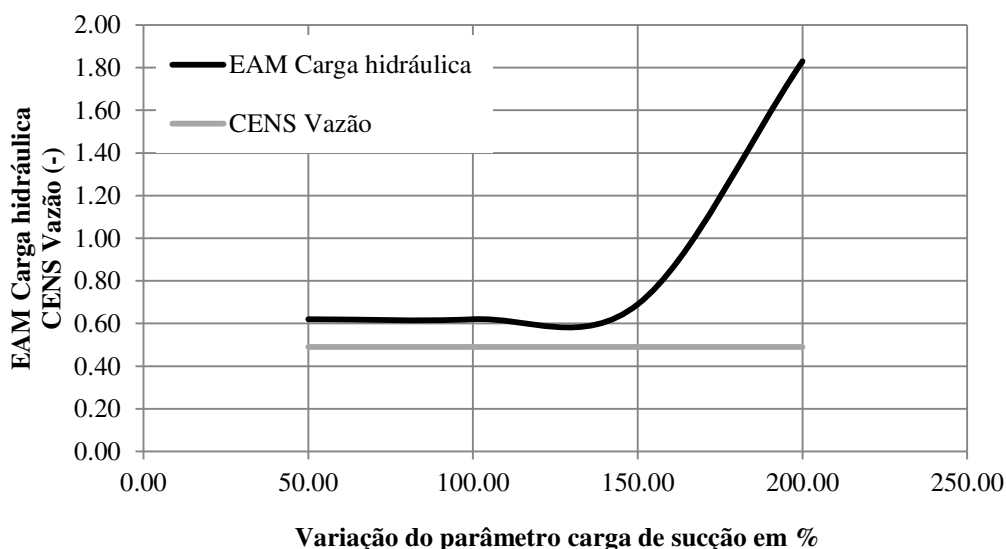


Fonte: Elaborado pelo autor.

EAM – Erro Absoluto Médio; CENS – Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe.

A porosidade do solo recebeu variações dentro de uma faixa de possibilidades que esse parâmetro pode assumir (0,27 a 0,67). Como pode-se observar na Figura 61, não ocorreu variação no coeficiente de avaliação dos dados de vazão, indicando que não há influência da porosidade no escoamento, apesar de que as interações rio aquífero dependem desse fator. No entanto, observa-se variações significativas nas respostas da carga hidráulica aquífera, principalmente quando a porosidade é definida entre 0,27 e 0,50, valores mais aplicáveis a mesma. Isso mostra o reflexo da infiltração vertical sob o leito do rio sobre as cargas hidráulicas aquíferas. Portanto, dados relacionados a porosidade devem ser investigados de forma mais profunda para análise de fluxo subterrâneo da área modelada. No caso de calibração do modelo, deve-se considerar variações da porosidade do solo para melhores ajustes das cargas hidráulicas medidas e simuladas.

Figura 62 – Análise de sensibilidade do parâmetro carga de sucção da frente de umedecimento no modelo MHIRA



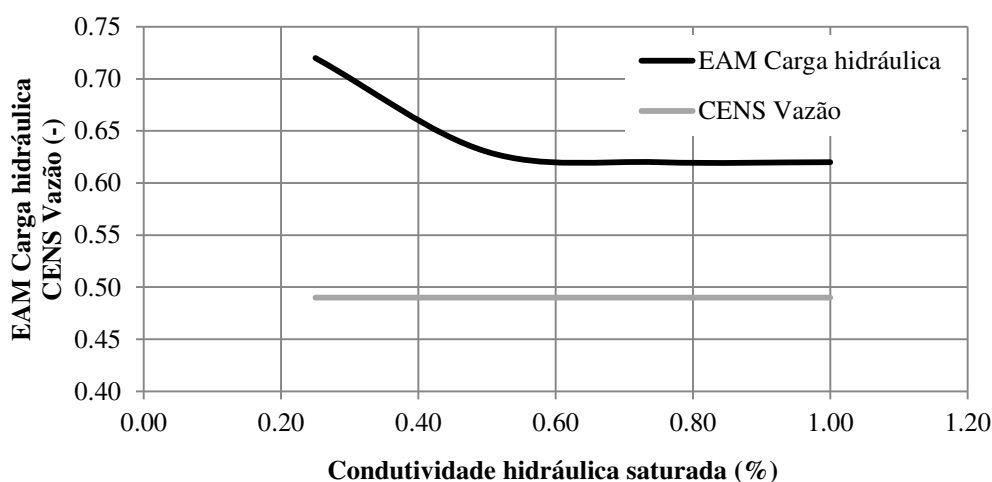
Fonte: Elaborado pelo autor.

EAM – Erro Absoluto Médio; CENS – Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe.

A carga de sucção da frente de umedecimento recebeu variações percentuais extremas de 50% a 200% dos valores definidos pela bibliografia como ideais para as características de solo da SBHPCI (ver Tabela 11). Como pode-se observar na Figura 62, não ocorreu variação no coeficiente de avaliação dos dados de vazão, indicando que não há influência da carga de sucção da frente de umedecimento no escoamento, apesar de que as interações rio aquífero dependem desse fator. No entanto, observa-se variações significativas nas respostas da carga hidráulica aquífera, principalmente quando a carga de sucção é

definida para valores maiores que 100%, fazendo elevar os volumes infiltrados de água no sistema. Isso mostra que há relação entre a infiltração vertical sob o leito do rio e o fluxo subterrâneo. Portanto, variações desse parâmetro servem para análise do fluxo subterrâneo na área modelada. No caso de calibração do modelo, deve-se considerar variações da carga de sucção da frente de umedecimento para melhores ajustes das cargas hidráulicas medidas e simuladas.

Figura 63 – Análise de sensibilidade do parâmetro condutividade hidráulica saturada no modelo MHIRA



Fonte: Elaborado pelo autor.

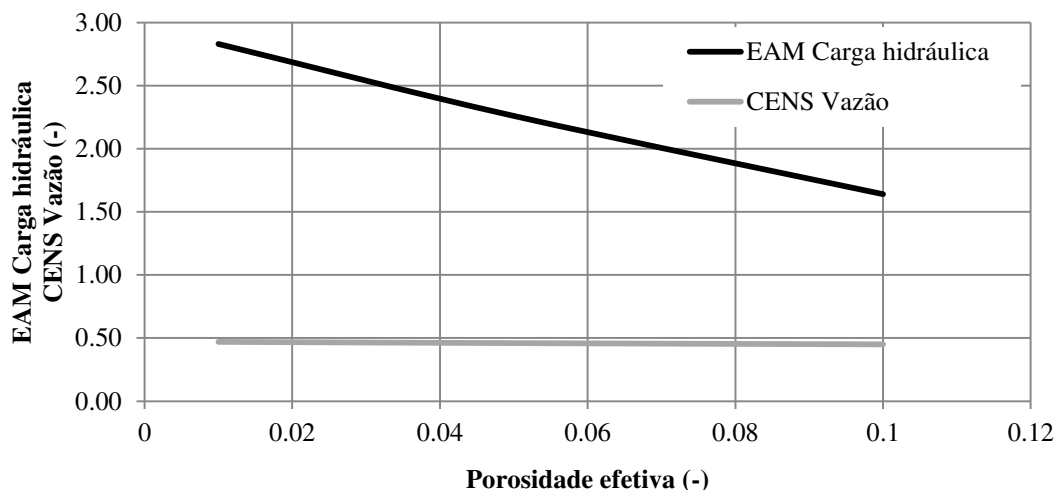
EAM – Erro Absoluto Médio; CENS – Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe.

A condutividade hidráulica saturada, parâmetro utilizado nas rotinas de infiltração da zona não saturada e fluxo subterrâneo, recebeu variações percentuais extremas de 25% a 200% dos valores definidos pela bibliografia como ideais para as características de solo da SBHPCI (ver Tabelas 11 e 12). Essas variações percentuais foram usadas devido a gama de valores distintos de condutividade hidráulica saturada usados para caracterizar a área de estudo. Como pode-se observar na Figura 63, não ocorreu variação no coeficiente de avaliação dos dados de vazão, indicando que não há influência da condutividade hidráulica saturada no escoamento, apesar de que as interações rio aquífero dependem fortemente desse fator. Além disso, observa-se variações pouco significativas nas respostas da carga hidráulica aquífera, principalmente quando atinge valores maiores que 60%, fazendo elevar os volumes infiltrados de água principalmente na coluna de interação rio aquífero. Variações acima de 100% não apresentaram respostas devido a oscilações do método numérico aplicado no modelo para resolução da rotina de fluxo subterrâneo. Isso mostra que variações desse

parâmetro devem ser desprezadas em uma possível calibração do modelo para melhores ajustes das cargas hidráulicas medidas e simuladas.

Por fim, foram analisados os parâmetros relacionados somente a rotina de fluxo subterrâneo: porosidade efetiva (Figura 64) e condutância do leito do rio (Figura 65).

Figura 64 – Análise de sensibilidade do parâmetro porosidade efetiva no modelo MHIRA

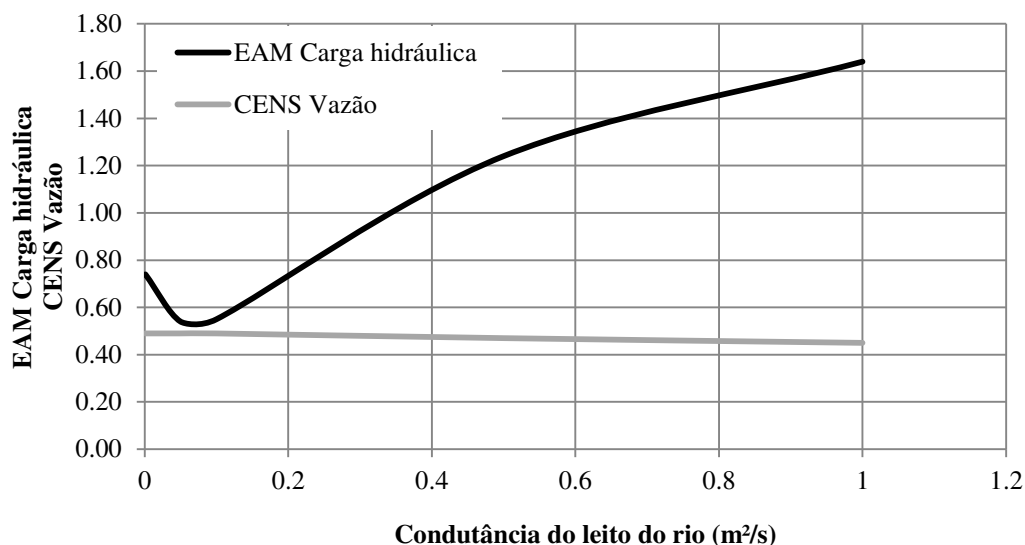


Fonte: Elaborado pelo autor.

EAM – Erro Absoluto Médio; CENS – Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe.

A porosidade efetiva, aplicada na rotina de fluxo subterrâneo, é um parâmetro difícil de ser obtido. Por conta da falta de informações a respeito do parâmetro, o mesmo foi definido por um valor único em todas as colunas aquíferas da área de estudo. Nessa análise esse parâmetro recebeu valores na faixa entre 0,01 a 0,1. Esses valores foram definidos de acordo com dados conhecidos para a MHSJ vistos em Fontenele (2010). Como pode-se observar na Figura 64, as variações de porosidade efetiva indicam variações mínimas no coeficiente de avaliação dos dados de vazão, indicando que há influência da porosidade efetiva no escoamento. Além disso, observa-se variações lineares e significativas nas respostas da carga hidráulica aquífera, fazendo elevar as cargas hidráulicas aquíferas a medida em que se reduz os valores de porosidade efetiva. Isso mostra que variações desse parâmetro devem ser consideradas na calibração do modelo para melhores ajustes das cargas hidráulicas medidas e simuladas.

Figura 65 – Análise de sensibilidade do parâmetro condutância do leito do rio no modelo MHIRA



Fonte: Elaborado pelo autor.

EAM – Erro Absoluto Médio; CENS – Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe.

A condutância do leito do rio é outro parâmetro difícil de ser obtido. Por conta disso, há falta de informações a respeito do mesmo. Os valores aplicados foram testados, uma faixa foi selecionada para representar a sensibilidade do modelo e um único valor foi definido para todas as colunas aquíferas da área de estudo. Na análise, esse parâmetro recebeu valores na faixa entre 0,001 a 1. Esses valores foram definidos de acordo com os melhores resultados obtidos para o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe na análise da vazão e para o erro médio absoluto na análise das cargas hidráulicas do aquífero. Como pode-se observar na Figura 66, as variações de condutância do leito do rio apresentam as maiores variações, quando comparadas aos outros parâmetros, no coeficiente de avaliação dos dados de vazão (CENS), indicando que há influência desse parâmetro no escoamento. Além disso, observa-se variações significativas nas respostas da carga hidráulica aquífera, fazendo elevar as cargas hidráulicas aquíferas a medida em que se eleva os valores de condutância. Isso mostra que existe um ponto ótimo de condutância onde tenho um CENS razoável para a vazão e um erro mínimo para as cargas hidráulicas do aquífero. Diante disso, a condutância do leito do rio se torna o parâmetro de maior sensibilidade do modelo e essencial na calibração do modelo para a obtenção de melhores ajustes das vazões e cargas hidráulicas medidas e simuladas.

A análise de sensibilidade não foi realizada para a MHSJ devido a problemas nas simulações realizadas com o MHIRA para essa microbacia.

5.6 Calibração do Modelo

A calibração de parâmetros representativos é sempre necessário mesmo em modelos de base física. Pois, tais parâmetros só terão incertezas mínimas quando a estrutura do modelo apropriado tiver sido escolhida (SAVENIJE, 2009).

5.6.1 SBHPCI

De acordo com a análise de sensibilidade realizada para a SBHPCI, verificou-se que os parâmetros mais sensíveis do modelo dizem respeito a rotina de fluxo subterrâneo: condutância do leito do rio e porosidade efetiva. Parâmetros da rotina de propagação de onda de cheia e da rotina de infiltração tiveram baixa sensibilidade quando comparados aos supra citados. Porém, os parâmetros porosidade do solo e carga de sucção na frente de umedecimento possuem significância para a melhoria dos resultados. Análises de sensibilidade realizadas para as simulações com o modelo Dryrios para a SBHPCI por Landim (2014) apresentaram a condutividade hidráulica saturada como parâmetro mais sensível do modelo Dryrios. Contudo, os parâmetros da rotina de propagação de onda de cheia apresentaram baixa sensibilidade.

Para este estudo, procurou-se calibrar apenas os parâmetros definidos acima, relacionados ao fluxo subterrâneo. Para isso, utilizou-se o Evento 05, ocorrido na SBHPCI (Figura 36), que possui 222 passos de tempo e pico de cheia de $333,92 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Diversos testes foram realizados com variações dos parâmetros representados na Tabela 17. No entanto, foram apresentados na mesma apenas os testes de melhores resultados que tendenciam os valores dos parâmetros aos melhores coeficientes de Nash-Sutcliffe para descarga e erros absolutos médios para cargas hidráulicas do aquífero.

As Figuras 66, 67 e 68 apresentam respectivamente o hidrograma do evento e as cargas hidráulicas aquíferas na coluna de interação rio-aquífero do trecho 2 (W02) e trecho 3 (W03), considerando uma condutância do leito do rio de $0,01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, largura da coluna aquífera de 1.000 m e porosidade efetiva de 10%. Nessas figuras também são apresentados os valores medidos em campo para efeito de comparação visual da dinâmica dos processos simulados.

Tabela 17 – Parâmetros considerados e dados obtidos na calibração do modelo para a subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu

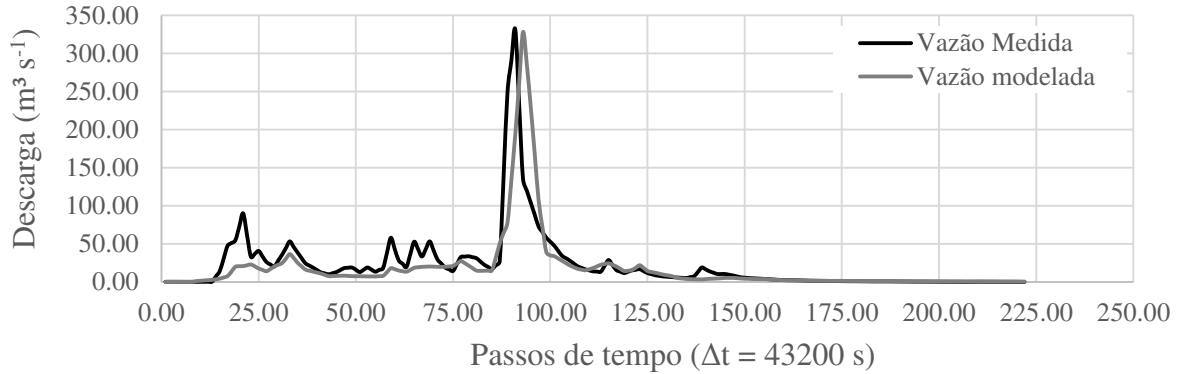
| Condutância do leito do rio (m ² s ⁻¹) | Porosidade efetiva (-) | Coefficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe para descargas | Erro absoluto médio para cargas hidráulicas |
|---|------------------------|---|---|
| 1,000 | 0,10 | 0,45 | 1,64 |
| 1,000 | 0,05 | 0,46 | 2,26 |
| 1,000 | 0,01 | 0,47 | 2,83 |
| 0,500 | 0,10 | 0,47 | 1,24 |
| 0,500 | 0,05 | 0,47 | 1,63 |
| 0,500 | 0,01 | 0,48 | 2,46 |
| 0,100 | 0,10 | 0,49 | 0,55 |
| 0,100 | 0,05 | 0,49 | 0,62 |
| 0,100 | 0,01 | 0,49 | 1,55 |
| 0,050 | 0,10 | 0,49 | 0,54 |
| 0,010 | 0,10 | 0,49 | 0,53 |
| 0,005 | 0,10 | 0,49 | 0,62 |
| 0,010 | 0,05 | 0,49 | 0,71 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A adição de condições iniciais e de contorno ao sistema modelado são necessárias para caracterizar especificamente a situação modelada. O fluxo subterrâneo oriundo de sistema locais ou regionais foi considerado como condição de contorno na rotina de fluxo subterrâneo a ser implementada. Para o evento 05 foram consideradas como condições de contorno para a rotina de fluxo subterrâneo, a carga hidráulica média do poço monitorado no trecho 04 como carga constante no limite a jusante do rio estudado (carga constante = 32,85 m). No limite a montante, foi usada a média das cargas hidráulicas dos poços W02 e W03 como carga constante (carga constante = 38,04 m).

Os resultados das simulações para calibração do modelo mostram que o mesmo contém problemas no que tange o tempo de pico das descargas superficiais, havendo uma defasagem entre o pico modelado e o medido. A ocorrência desse problema pode estar relacionada a simplificação dada a equação da propagação da onda de cheia, onde desprezou-se o termo cinemático da equação de Saint-Venant. Assim, a equação usada só leva em conta a conservação de massa, o que pode gerar problemas na dinâmica temporal da simulação. Apesar disso, o coeficiente de eficiência obtido para os dados de descarga medidos e simulados para o evento simulado foi de 0,49. Um coeficiente relativamente alto para um modelo em desenvolvimento.

Figura 66 – Hidrograma medido e simulado com MHIRA para o Evento 05 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu

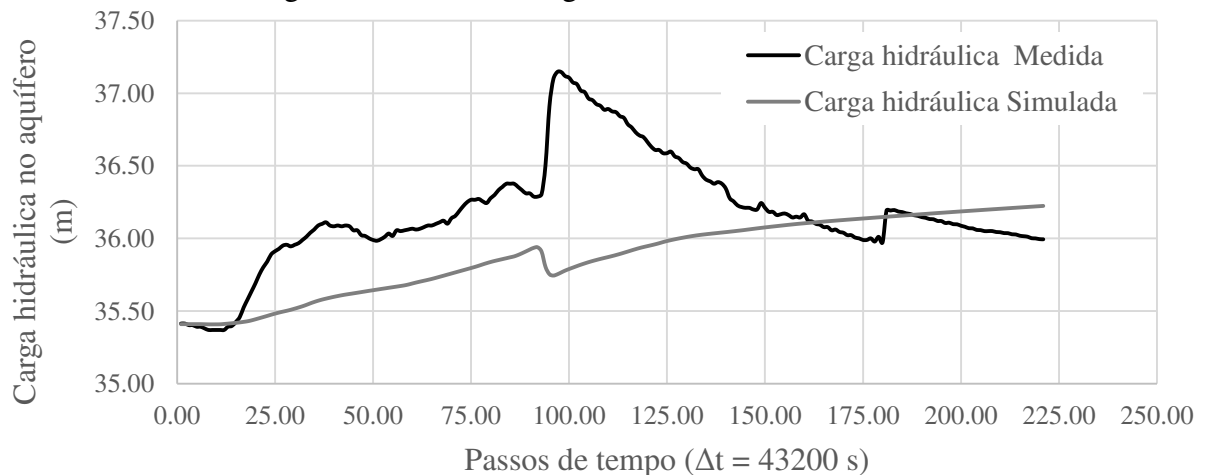


Fonte: Elaborado pelo autor.

As cargas hidráulicas do aquífero simuladas pelo MHIRA geraram erros absolutos médios de 0,53. Percebe-se que as variações verificadas nos dados medidos não são representadas pelas cargas hidráulicas simuladas. Além disso, as tendências de queda apresentadas no fim do evento, após o pico de vazão, não foram observadas nos dados obtidos pela simulação. Outra possibilidade de justificativa da não representação correta da dinâmica de fluxo subterrâneo pelo modelo MHIRA pode estar na falta de uma rotina que represente o processo de infiltração lateral.

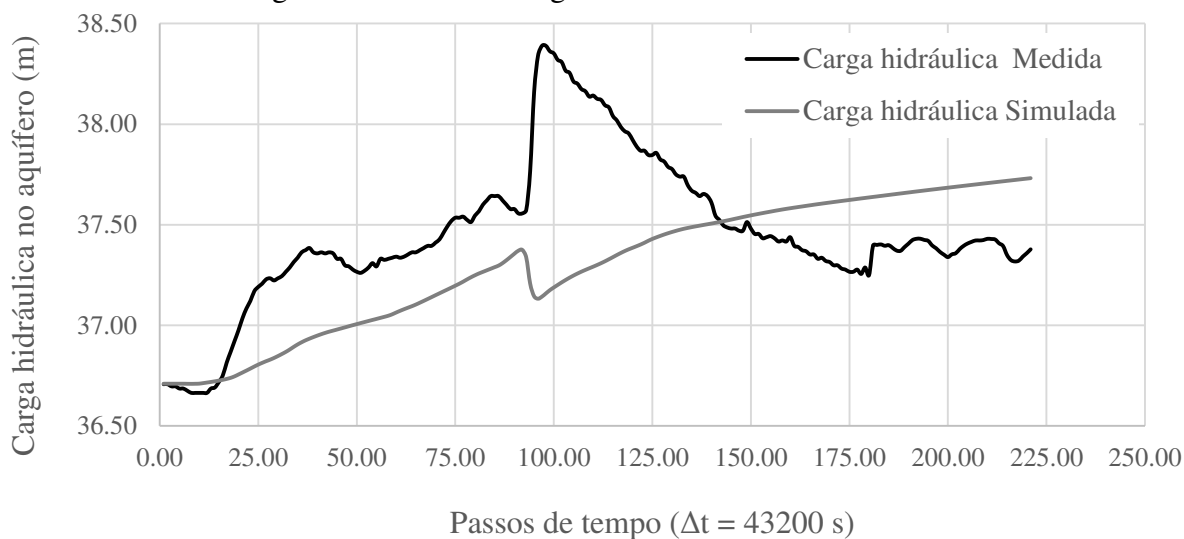
Uma maior discretização de subsuperfície da área de estudo pode gerar melhores resultados para a modelagem. No entanto, para isso precisa-se da obtenção de dados paramétricos consistentes como condutância do leito do rio, porosidade efetiva e condutividade hidráulica saturada.

Figura 67 – Cargas hidráulicas medidas (W02) e simuladas com MHIRA para o evento 05 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 68 – Cargas hidráulicas medidas (W03) e simuladas com MHIRA para o evento 05 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.6.2 MHSJ

Oscilações numéricas nos dados simulados impediram a calibração dos parâmetros para a MHSJ. Testes realizados com variações do passo de tempo, parâmetro que pode gerar este tipo de problema, foram realizados, contudo o problema de oscilação numérica não foi sanado.

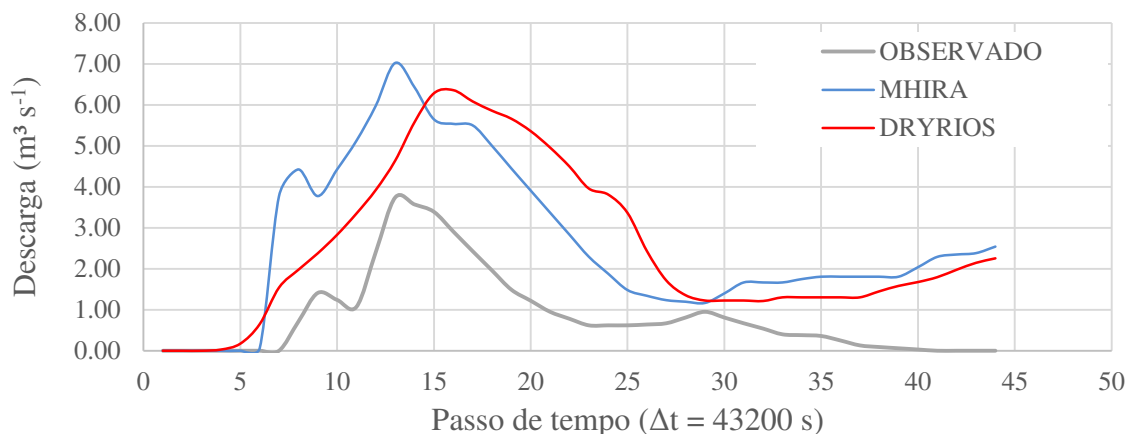
5.7. Simulações

Nas simulações, os dados das seções fluviométricas a montante foram utilizados como condição de contorno da rotina de propagação de onda de cheia. Já os dados da seção a jusante foram usados para comparativos com os valores de descarga gerados pela modelagem.

O modelo MHIRA foi construído com base no modelo *Dryrios* com o intuito de melhorar a performance computacional e produzir resultados mais consistentes. Para verificar isso, os resultados dos modelos foram comparados.

A Figura 69 apresenta os dados de descarga na seção de saída do Evento 01 e a Figura 70 apresenta os dados de descarga na seção de saída do Evento 02, os dados de saída dos modelos MHIRA e *Dryrios*.

Figura 69 – Hidrograma medido e simulado com MHIRA e Dryrios para o Evento 01 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu



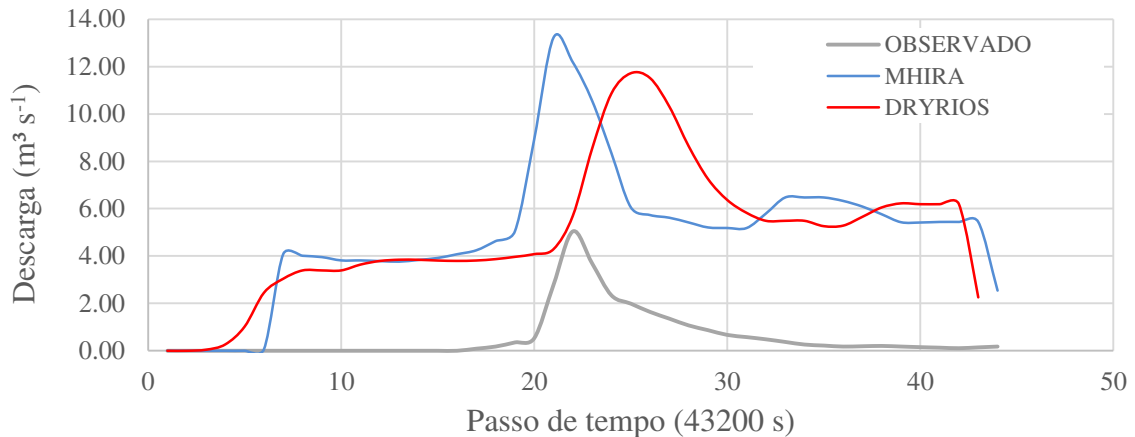
Fonte: Elaborado pelo autor.

Para o evento 01 da SBHPCI observou-se que o modelo Dryrios gerou um melhor resultado, apesar de que o pico de vazão do MHIRA coincidir com o pico de vazão observado. Ainda assim, os coeficientes de eficiência de Nash-Sutcliffe calculados para os dois modelos foram elevados (MHIRA = -3,43; Dryrios = -3,33). O valor elevado do coeficiente de eficiência pode ser explicado pela ocorrência da precipitação principalmente na zona de entrada da SBHPCI, caracterizando um hidrograma elevado de entrada. Essa característica mostra que ocorrem perdas no rio estudado que não estão sendo computadas pelo modelo. Além disso, a onda de cheia simulada é muito dependente da onda de cheia de entrada, pois os valores de entradas laterais no trecho não estão sendo considerados. Elevado também foi o erro absoluto médio das cargas hidráulicas aquíferas de 6,62 m. Essa modelagem gerou indícios de que os modelos utilizados não representam bem eventos de curto espaço de tempo e/ou eventos de pequena magnitude.

Para o evento 02 da SBHPCI (Figura 71), observou-se que o modelo MHIRA gera melhores resultados, possui o pico de vazão coincidir com o pico de vazão observado. Ainda assim, o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe calculados para os dois modelos foram extremamente elevados (MHIRA = -16,73; Dryrios = -20,47). Como no evento 02 a precipitação ocorre uniformemente em toda a bacia, pode-se concluir que perdas não estão sendo computadas pelos modelos, apesar de que o modelo *Dryrios* considera perdas laterais.

Essas perdas superficiais não se refletem no sistema aquífero de acordo com os dados observados (Figura 33). Costa (2012) afirma que essas perdas podem ser oriundas de bombeamento das águas do rio para irrigação de culturas agrícolas. Esse tipo de retirada não é considerada por nenhum dos modelos utilizados.

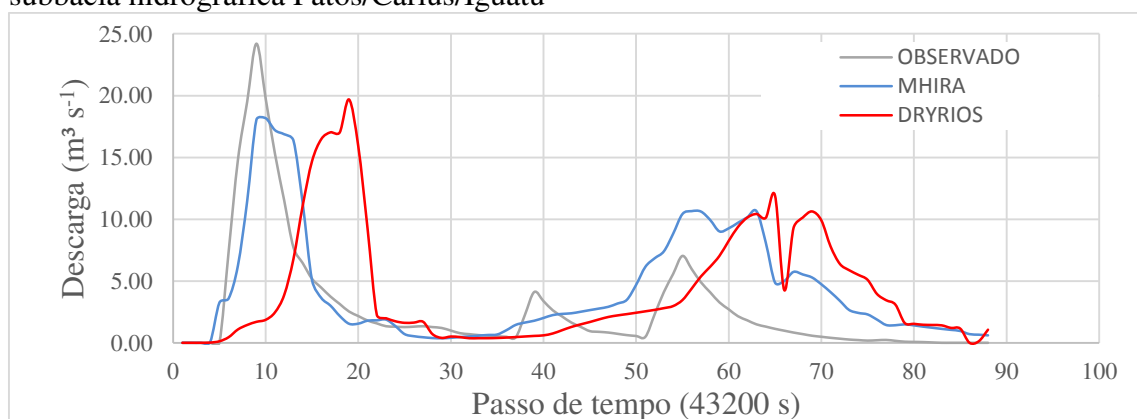
Figura 70 – Hidrograma medido e simulado com MHIRA e Dryrios para o Evento 02 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para o evento 06 da SBHPCI (Figura 71), observou-se que o modelo MHIRA gera resultados bem melhores para descarga superficial, com picos de vazão coincidentes com o observados. No caso do modelo *Dryrios*, o mesmo possui uma defasagem nos picos de vazão, quando comparados aos observados. Essa defasagem faz com que o MHIRA apresente coeficiente de eficiência mais elevado (CENS=0,40) que o Dryrios (CENS=-1,15). Apesar de um bom coeficiente de eficiência, as cargas hidráulicas aquíferas simuladas pelo MHIRA geram um erro médio absoluto médio de 5,6 m.

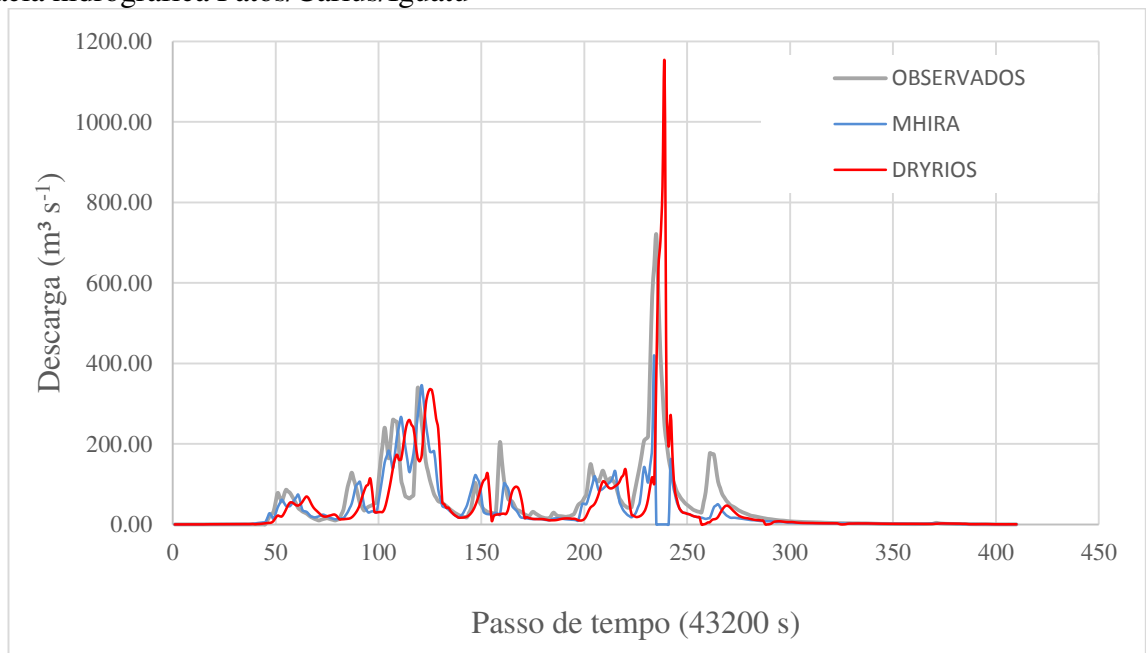
Figura 71 – Hidrograma medido e simulado com MHIRA e Dryrios para o Evento 06 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu



Para o evento 07 da SBHPCI (Figura 72), observou-se que o modelo MHIRA gera resultados melhores para descarga superficial, com picos de vazão coincidentes com o observados. No caso do modelo *Dryrios*, o mesmo possui uma defasagem nos picos de vazão, quando comparados aos observados. Essa defasagem faz com que o MHIRA apresente

coeficiente de eficiência mais elevado (CENS=0,35) que o Dryrios (CENS=-0,01). Apesar de um bom coeficiente de eficiência, as cargas hidráulicas aquíferas simuladas pelo MHIRA geram um erro médio absoluto médio de 3,6 m.

Figura 72 – Hidrograma medido e simulado com MHIRA e Dryrios para o Evento 07 da subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu



De acordo com os eventos simulados, observou-se que para um evento de pequena magnitude e curta duração a taxa de variação do coeficiente de eficiência é de 0,80% para o MHIRA e de 84% para o Dryrios. Para eventos de grande magnitude e média e longa duração a taxa de variação se reduz para 14% para o MHIRA e se eleva para 100% para o Dryrios. Isso mostra que o MHIRA tende a responder melhor a eventos de grande magnitude e média e longa duração. No entanto, para pequenas magnitudes e curtas durações, as respostas não são as esperadas para ambos os modelos, visto que para o modelo representar bem o evento simulado, o coeficiente de eficiência deve estar entre 0,00 e 1,00.

6 CONCLUSÃO

A caracterização, quantificação e análise dos processos hidrológicos relacionados à interação rio-aquífero em duas bacias hidrográficas no semiárido cearense, a partir de dez eventos em cada bacia hidrográfica estudada. As formas variáveis destes eventos foram suficientes para avaliar a aplicação do Modelo Hidrológico de Interação Rio-Aquífero – MHIRA.

Os dados utilizados na parametrização do modelo nas duas bacias hidrográficas envolvem referências bibliográficas, levantamentos de campo e ensaios laboratoriais. A maioria dos parâmetros gerados para a subbacia hidrográfica Patos/Carius/Iguatu foi oriundo da bibliografia, devido a maior escala desta bacia. Para a microbacia hidrográfica do São José, gerou-se um conjunto de dados através de levantamentos de campo e ensaios laboratoriais. Isso ocorre devido a menor escala dessa bacia, que permitiu a coleta de informações em campo.

As equações definidas para compor o MHIRA foram selecionadas com base nas aplicações de sucesso para áreas com características semiáridas, procedência com base em critérios físicos e baixa necessidade de informações. Mesmo tentando construir um modelo que necessite de poucas informações para simular a dinâmica da água, existem parâmetros essenciais que devem constar em uma modelagem simplificada. Portanto, para utilizar modelagem matemática como ferramenta de gestão, é imprescindível que os ambientes simulados sejam caracterizados com os parâmetros hidrodinâmicos fundamentais.

Alguns cuidados devem ser tomados na parametrização do modelo, tal como a definição do tamanho dos trechos a ser modelado, para obtenção de um intervalo de tempo compatível com os intervalos de monitoramento das variáveis hidrológicas. Esse procedimento está vinculado ao critério de estabilidade numérica do modelo. Esse problema pode ser o responsável pela não simulação dos eventos da microbacia localizada na bacia sedimentar do Araripe.

O modelo MHIRA foi construído para que as relações entre as equações utilizadas sejam alimentadas por dados produzidos pelo próprio modelo. No entanto, o modelo precisa de ajustes para definir melhor a dinâmica da interação rio-aquífero. Um número maior de simulações nas duas bacias hidrográficas, com os eventos disponíveis poderia indicar melhor onde devem ser feitos os ajustes. Dessa forma, precisa-se entender as falhas para formular uma alternativa e, possivelmente, melhorar o modelo. Pois, o uso dessa ferramenta é a melhor opção para a resolução de problemas e tomada de decisão.

Dentre os parâmetros analisados nesse estudo, verificou-se uma maior sensibilidade para os parâmetros condutância do leito do rio e porosidade efetiva, todos relacionados diretamente à rotina de fluxo subterrâneo. Os parâmetros citados são difíceis de constar em bancos de informações disponíveis para regiões semiáridas brasileiras. Portanto, os mesmos foram calibrados. Na calibração, o parâmetro condutância do leito do rio para a subbacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu definido como $0,01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e a porosidade efetiva definida como 0,10 geraram os melhores resultados do Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (0,49). Dessa forma, esses valores citados foram utilizados em todo o processo de simulação.

O modelo *MHIRA* apresentou boas respostas para as simulações de eventos de grande magnitude e longa duração, conseguindo resultados melhores do que os gerados pelo modelo *Dryrios* principalmente devido a coincidência dos picos de descarga.

Os processos preponderantes na simulação da interação rio-aquífero nas bacias semiáridas avaliadas são propagação de onda de cheia e a dinâmica do fluxo subterrâneo, no entanto eles devem vir acompanhados de processos “secundários” como infiltração e esta não somente vertical como lateral. Assim, propõe-se a inserção de uma rotina de infiltração lateral no modelo *MIRAS*, para que ele possa melhorar seu desempenho nas modelagens da interação rio-aquífero em bacias semiáridas.

A possibilidade de aplicação do modelo *MIRAS* em diferentes meios litológicos e escalas espaciais distintas de regiões semiáridas não fora possível devido a impossibilidade de simular o modelo para a *MHSJ*.

As instituições de ensino, o poder público e a sociedade devem desenvolver esforços para desenvolver e/ou ampliar rapidamente uma rede de monitoramento a fim de garantir cada vez mais resultados mais fiéis e melhores informações para a gestão dos recursos hídricos no semiárido.

REFERÊNCIAS

- ABDULRAZZAK, M. J.; MOREL-SEYTOUX, H. (1983). Recharge from an ephemeral stream following wetting front arrival to water table, **Water Resour. Res.**, 19 (1), 194–200, 1983.
- ANDRADE, Eunice Maia. A irrigação e suas implicações sobre o capital natural em regiões áridas e semiáridas: uma revisão. **Revista Ceres**, v. 56, p. 390-398, 2009.
- ANDRÉASSIAN, Vazken et al. (2010). The court of miracles of hydrology: can failure stories contribute to hydrological science?, **Hydrol. Sci. J.**, 55, 849–856, 2010.
- ARAÚJO, José Carlos de; GÜNTNER, Andreas; BRONSTERT, Axel. Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, Wallingford, v. 51, n.1, p. 157-170, 2006.
- ARAÚJO, J. C.; RIBEIRO, A. L.. Avaliação de perda d'água em rios do semiárido. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 3, 1996, Salvador. **Anais ...** . Salvador: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1996. v. 1.
- Brandão, V dos S.; Cecílio, R. A.; Pruski, F. F.; da Silva, D. D. (2006). **Infiltração da água no solo**. 3ª. Ed. Atual. e Ampl. Viçosa: Editora UFV. Universidade Federal de Viçosa. 120 p.
- Beven, K. J. 1984. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. **Hydrol. Sci. J.** 29, 425–434.
- Beven, K. J. (2007). Towards integrated environmental models of everywhere: uncertainty, data and modelling as a learning process, **Hydrological Earth System Science**, 11, 460–467, 2007, <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/460/2007>.
- Blasch, K., Ferre, T.P.A., Hoffmann, J., Pool, D., Bailey, M., Cordova, J., 2004. Processes controlling recharge beneath ephemeral streams in southern Arizona. In: Hogan, J.F., Phillips, F.M., Scanlon, B.R. (Eds.), **Groundwater Recharge in a Desert Environment**. The Southwestern United States, AGU, Washington, DC, pp. 69–76.
- Bouwer, H.; Maddock, T. III. (1997) Making sense of the interaction between groundwater and streamflow: lessons for watermasters and adjudicators. **Rivers** 6(1):19–31
- BRASIL. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. (1998). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará**. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 1998.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. Ministério de Minas e Energia. **Projeto Avaliação Hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe**. Recife: DNPM, 1996. 101 p. (Programa Nacional de Estudos dos Distritos Mineiros). Disponível em: <<http://www.dnpm.gov.br/dstpe/Trabalhos/trabalhos/Araripe.pdf>>. Acesso em: 12 dez. 2013.

BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. . **Cidades@**. 2010. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/uf.php?lang=&coduf=23&search=ceara>>. Acesso em: 12 dez. 2013.

BRASIL. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – SUDENE. Ministério da Integração Nacional. **Levantamento exploratório: reconhecimento de solos do Estado do Ceará**. Recife: SUDENE, 1973. 830 p. (Pedologia, 16). Boletim Técnico, 28.

BRODIE, R.; SUNDARAM, B.; TOTTENHAM, R.; HOSTETLER, S.; RANSLEY, T. (2007). **An overview of tools for assessing groundwater-surface water connectivity**. Bureau of Rural Sciences, Canberra, Australia, 133 pp.

BRONSTERT, Axel. (1999). Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. **Hydrological Processes**, 13 (1), 21-48.

Bruce, R.R., Whisler, F.D., 1973. Infiltration of water into layered field soils. In: Hadas, A., Swartzendruber, D., Rijtema, P.E., Fuchs, M., Yaron, B. (Eds.), **Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems**. Springer, Berlin, pp. 77–89.

Brunner, P.; Simmons, C. T.; Cook, P. G.; Therrien, R. (2010). Modeling surface water-groundwater interaction with MODFLOW: some considerations, **Ground Water**, 48, 174–180, doi: 10.1111/j.1745- 6584.2009.00644.x, 2010.

Brunke M, Gonser T, Grieder E (1998) Influence of surface and subsurface flow on distributions of particulate organic matter and inorganic fine particles in perialpine stream sediments. In: **Proc Headwater '98 Conf. Hydrology**, Water Resources and Ecology in Headwaters, Meran/Merano, Italy, April, IAHS Publ 248, IAHS Press, Wallingford, pp 371–378

Bull, L. J.; Kirkby, M. J. Dryland river characteristics and concepts, in: **Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels**, edited by: Bull, L. J. and Kirkby, M. J., John Wiley&Sons, Chichester, England, 2002

BUYTAERT, Wouter; BEVEN, Keith (2011). Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands, **Hydrol. Process.**, 25, 1784–1799, doi: 10.1002/hyp.7936, 2011.

BYBORDI, M. (1973). Infiltration of water into nonuniform soils. In: Hadas, A., Swartzendruber, D. Rijtema, P.E., Fuchs, M., Yaron, B. (Eds.), **Physical aspects of soil water and salts in Ecosystems**. Springer. Berlin, p. 91-95.

Cabral, J; Demetrio, J. G. A (2000). Aplicação de modelos em hidrogeologia. In: Feitosa, F. A. C.; Manoel Filho, J. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 2a Edição. Recife: CPRM, 2000. Cap. 15 p 369 – 391.

CARNEIRO, F. B.: Situação de tiradas para o sistema de abastecimento de água da cidade de Iguatu - Ceará, Fundação Nacional de Saúde, Fortaleza, Ceará, Brasil, 1993.

CEARÁ. Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos - COGERH. Secretaria dos Recursos Hídricos - SRH. **Modelagem Matemática Hidrogeológica do Aquífero Médio e do**

Aquífero Mauriti da Região do Cariri, no Estado do Ceará: Relatório Final. Fortaleza, 2010. 191 p. Disponível em: <[http://portal.cogerh.com.br/eixos-de-atuacao/estudos-e-projetos/aguas-subterraneas/projetos/Relatorio Final-Modelagem Hidrogeologica-Cariri-CE.pdf](http://portal.cogerh.com.br/eixos-de-atuacao/estudos-e-projetos/aguas-subterraneas/projetos/Relatorio%20Final-Modelagem%20Hidrogeologica-Cariri-CE.pdf)>. Acesso em: 10 dez. 2013.

_____. **Implantação do sistema de monitoramento/gestão de uma área piloto do aquífero Missão Velha na bacia sedimentar do Cariri, no Estado do Ceará: Síntese do Estudo - Plano de monitoramento/ Gestão do aquífero Missão Velha.** Fortaleza, 2005. 68 P. 9 V. Cd-Rom. vol. 2, 145 p.

CEARÁ. Secretária dos Recursos Hídricos - SRH. Governo do Estado do Ceará. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: Diagnóstico.** Fortaleza, 1992.

_____. **Anuário do monitoramento quantitativo dos principais açudes do Estado do Ceará.** Fortaleza: Srh, 2007. 122 p.

CEARÁ. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos – Mesorregião do Sul Cearense.** Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Fortaleza, 2012. 280p.

CEARÁ. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME. Secretaria da Ciência e Tecnologia e Educação Superior. **Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará: Parte II - Mesorregião do Sul Cearense.** Fortaleza: FUNCEME, 2006. 132 p. 4 mapas escala 1:250.000.

CHEN, Xunhong. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. **Environmental Geology**, v. 12, n. 39, p.1317-1324, nov. 2000.

_____. Streambed hydraulic conductivity for rivers in South-Central Nebraska. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 40, p. 561-573. jun. 2004.

Childs, E.C., Bybordi, M. (1969). The vertical movement of water in stratified porous material. 1. Infiltration. **Water Resour. Res.** 5 (2), 446–459.

Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W. (1988). **Applied Hydrology**, McGraw-Hill, Singapore, 1988.

Chu, S.T. (1978). Infiltration during an unsteady rain. **Water Resour. Res.** 14 (3), 461–466.

Chu, X., Mariño, M. A. (2005). Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall, **J. Hydrol.**, 313, 195–207.

CLARK, Martyn P. et al. (2011). Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 2: process based evaluation of model hypotheses, **Hydrol. Process.**, 25, 523–543, doi: 10.1002/hyp.7902, 2011.

COSTA, A. C., BRONSTERT, A. e ARAÚJO, J. C. de (2011). A channel transmission losses model for different dryland rivers, **Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.**, 8, 8903–8962, doi:10.5194/hessd-8-8903-2011.

COSTA, Alexandre Cunha. Analyzing and Modelling of Flow Transmission Processes in River-Systems with a Focus on Semi-Arid Conditions. 2012. 108 f. **Tese** (Doutorado) - Curso de Matemática e Ciências Naturais, Departamento de Hidrologia e Climatologia, Universidade de Potsdam, Potsdam, Alemanha, 2012.

COSTA, Kassius Vinissius de Moraes. Parâmetros hidrossedimentológicos da bacia hidrográfica do São José, no Cariri cearense. 2013. 104 f. **Dissertação** (Mestrado) - Curso de Engenharia Agrícola, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza, 2013.

Crerar, S., Fry, R.G., Slater, G., 1988. An unexpected factor affecting recharge from ephemeral river flows in SWA/Namibia, in: Simmers, I. (Ed.), **Estimation of Natural Groundwater Recharge**. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp. 11–28.

DAGÈS, C.; VOLTZ, J. G.; LACAS, O.; HUTTEL, O.; NEGRO, S.; LOUCHART, X.. (2008). An experimental study of water table recharge by seepage losses from a ditch with intermittent flow, **Hydrol. Process.**, 22, 3555– 3563, doi: 10.1002/hyp.6958, 2008.

DAHAN, O.; SHANI, Y.; ENZEL, Y.; YECHIELI, Y.; YAKIREVICH, A. (2007). Direct measurements of floodwater infiltration into shallow alluvial aquifers, **J. Hydrol.**, 344, 157–170, doi: 10.1016/j.hydrol.2007.06.033, 2007.

Dunkerley, D.; Brown, K. Flow behaviour, suspended sediment transport and transmission losses in a small (sub-bank-full) flow event in an Australian desert stream, **Hydrol. Process.**, 13, 1577–1588, 1999.

Dunne T, Black R (1970) An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resour Res.** 6:478–490.

EL-HAMES, A. S.; RICHARDS, S. K. (1998). An integrated, physically based model for arid region flash flood prediction capable of simulating dynamic transmission loss, **Hydrol. Process.**, 12, 1219–1233, 1998.

Engeler, I.; Hendricks-Franssen, H. J.; Müller, R.; Stauffer, F. (2011). The importance of coupled modelling of variably saturated groundwater flow-heat transport for assessing river-aquifer interactions, **J. Hydrol.**, 397, 295–305, 2011.

FENICIA, F.; SAVENIJE, H. H. G.; MATGEN, P.; PFISTER, L. (2008a). Understanding catchment behaviour through stepwise model concept improvement, **Water Resour. Res.**, 44, W06419, doi: 10.1029/2007WR006386, 2008a.

FENICIA, F.; MCDONNELL, J. J.; SAVENIJE, H. H. G. (2008b). Learning from model improvement: On the contribution of complementary data to process understanding, **Water Resour. Res.**, 44, W01402, doi: 10.1029/2006WR005563, 2008b.

FONTENELE, Sávio de Brito et al. Relationship between hydrogeological parameters for data-scarce regions: the case of the Araripe sedimentary basin, Brazil. **Environmental Earth Sciences**, online, maio 2013. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/s12665-013-2491-z>>. Acesso em: 15 dez. 2013

FONTENELE, Sávio de Brito et al. Comparação entre os métodos de medição de vazão: traçador químico e calha Parshall. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 19, 2011, Maceió - AL. **Anais...** . Porto Alegre - RS: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2011.

FONTENELE, Sávio de Brito et al. Análise espaço-temporal da qualidade da água na parte alta da bacia do rio Salgado, Ceará. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 24, n. 3, p. 102-109, jul.-set., 2011.

FONTENELE, Sávio de Brito. Modelagem matemática da dinâmica de fluxo riacho-aquífero na microbacia hidrográfica do riacho São José, região do cariri cearense. 2010. 99p. **Dissertação** (Mestrado) – Curso de Engenharia Agrícola, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 2010.

FREEZE, R. A., CHERRY, J. A. (1979) **Groundwater**. New Jersey: Prentice Hall. 603 p.

Freeze, R.A; Witherspoon, P.A. (1967). Theoretical analysis of regional groundwater flow, II: effect of water table configuration and subsurface permeability variations. **Water Resour Res** 3(2):623–634.

FREYBERG, D. L. (1983). Modeling the effects of a time-dependent wetted perimeter on infiltration from ephemeral channels, **Water Resour. Res.**, 19, 559–566, 1983.

FREYBERG, D. L.; REEDER, J. W.; FRANZINI, J. B.; REMSON, I. (1980). Application of the Green-Ampt model to infiltration under time-dependent surface water depths, **Water Resour. Res.**, 16, 517–528, 1980.

FRISCHKORN, Horst; ARAÚJO, José Carlos de; SANTIAGO, Maria Marlúcia Freitas. Water resources of Piauí and Ceará. In: **Global change and regional impacts**. 1 ed. Berlin: Springer Verlag, 2003.p. 87-94.

Goodrich, D. C., Williams, D. G., Unkrich, C. L., Hogan, J. F., Scott, R. L., Hultine, K. R., Pool, D., Coes, A. L., and Miller, S.: Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge, Walnut Gulch, San Pedro River, in: Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States, **Water Science and Application** 9, edited by: Hogan, J. F., Phillips, F. M., and Scanlon, B. R., American Geophysical Union, Washington, 294 pp., 2004.

GREEN, W. H., AMPT, G. A. (1911). Studies on soil physics: Flow of water and air through soils. **Journal of Agricultural Science**, v. 4, p. 1-24, 1911.

GÜNTNER, Andreas. **Large-scale hydrological modelling in the semi-arid North-East of Brazil**. 2002. 128 f. Tese (Doutorado em Geoecologia), Faculdade de Engenharia e Matemática da Natureza, Universidade de Potsdam, Alemanha, 2002.

Hachum, A.Y., Alfaro, J.F., 1980. Rain infiltration into layered soils: prediction. **J. Irrig. Drain. Div.** 106, 311–319.

Hillel, D. (1980). **Fundamentals of soil physics**. Academic Press, San Diego, California, 413 p.

Hubbert, M.K. (1940) The theory of groundwater motion. **J Geol** 48:785–944.

HUGHES, D. A.; SAMI, K., (1992). Transmission losses to alluvium and associated moisture dynamics in a semiarid ephemeral channel system in southern Africa. **Hydrological Processes** 6 (1), 45–53.

HUGHES, D. A. (2008). Modelling semi-arid and arid hydrology and water resources: the southern Africa experience, in: **Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas**, edited by: Wheater, H., Sorooshian, S., and Sharma, K.D. Cambridge Press, New York, USA, 2008.

HVORSLEV, Mikael Juul. Time lag and soil permeability in ground-water observations. **U.S. Army Corps Of Engineers: Waterways Experiment Station bulletin**. v. 36, p. 1-50. jan. 1951.

ILLANGASEKARE, T. H.; MOREL-SEYTOUX, H. J. (1984). Design of a physically-based distributed parameter model for arid-zone surface-groundwater management, **J. Hydrol.**, 74, 213–232, 1984.

Izbicki JA, Radyk J, Michel RL. 2000. Water movement through a thick unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California, USA. **J of Hydrology** 238(3–4): 194–217.

Jury, W.A., Horton, R., 2004. **Soil Physics**, 6^a ed. Wiley, New York.

KIMURA, Gisele. Caracterização hidrogeológica do sistema Sedimentar do gráben Crato-Juazeiro, no vale do Cariri (CE). 2003. 198 f. **Dissertação** (Mestrado) – Curso de Engenharia Sanitária e Ambiental, Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Minas Gerais, 2003.

KLEMEŠ, V. (1983). Conceptualisation and scale in hydrology, **J. Hydrol.**, 65, 1–23, 1983.

Knighton, A.D.; Nanson, G.C. 1994. Flow transmission along an arid zone anastomosing river, Copper Creek, Australia. **Hydrological Processes** 8, 137–154.

Knighton, A.D., Nanson, G.C., 2001. An event-based approach to the hydrology of arid zone rivers in the channel country of Australia. **J. Hydrol.** 254, 102–123.

KONRAD, C. P. (2006). Location and timing of river-aquifer exchanges in six tributaries to the Columbia River in the Pacific Northwest of the United States, **J. Hydrol.**, 329, 444–470, 2006.

Krause, S.; Bronstert, A. (2007). The impact of groundwater-surface water interactions on the water balance of a mesoscale lowland river catchment in northeastern Germany, **Hydrol. Process.**, 21, 169–184, doi: 10.1002/hyp.6182, 2007.

LANDIM, R.B.T.V. (2014). Uso do modelo dryrios na simulação de trocas hídricas entre um trecho do rio Jaguaribe e o aquífero aluvionar na bacia hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – Ceará. 99p. **Dissertação** (Mestrado) – Curso de Engenharia Agrícola, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 2014.

LANGE, Jens. (2005). Dynamics of transmission losses in a large arid stream channel, **J. Hydrol.**, 306, 112–126, 2005.

LANGE, J.; LEIBUNDGUT, C.; GREENBAUM, N.; SCHICK, A. P. (1999). A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments, **Water Resour. Res.**, 35, 2161–2173, 1999.

Lange, J., Leibundgut, Ch., Grodek, T., Lekach, J., Schick, A.P., 1998. Using artificial tracers to study water losses of ephemeral floods in small arid streams. **IAHS Publ.** no. 247, 31–40.

LEITE, J. C. B. (1997). **Processos de salinização da água subterrânea armazenada em meio poroso e em meio fraturado no Vale do Cariri**. 92 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, 1997.

LI, H.; SIVAPALAN, M.; TIAN, F. (2010). Comparative diagnostic analysis of runoff generation processes in Oklahoma DMIP2 basins: The Blue River and Illinois River, **J. Hydrol.**, doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.08.005, in press, 2010.

LIBARDI, Paulo Leonel. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005.

LIMA, C. H. R.; FRISCHKORN, H.; BURTE, J. (2007). Assessing river-aquifer interaction from experimental data and an analytical model, **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 12, 217–230, 2007.

LITTLEWOOD, I. G.; CROKE, B. F. W.; JAKEMAN, A. J.; SIVAPALAN, M. (2003). The role of ‘top-down’ modelling for Prediction in Ungauged Basins (PUB), **Hydrol. Process.** 17, 1673–1679, doi: 10.1002/hyp.5129, 2003.

MACHADO, Carlos José Freire et al. Hydrochemical and flow modeling of aquitard percolation in the Cariri Valley-Northeast Brazil. **Aquatic Geochemistry**, 13 (2), p. 187-196. jun. 2007. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1007/s10498-007-9015-y>>. Acesso em: 12 dez. 2013.

MALVEIRA, V. T. C.; de ARAÚJO, J. C.; GUNTNER, A. (2011). Hydrological impact of a high-density reservoir network in the semiarid north-eastern Brazil, **J. Hydrol. Eng.**, doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000404, 2011.

Marofi S. 1999. *Dynamique des échanges hydrologiques entre r´eseau de foss´es et nappes superficielles dans un bassin versant m´editerran´een*. PhD thesis, ENSA de Montpellier, France, 240 pp.

McDONALD, Michael G.; HARBAUGH, Arlen W.. **A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model**: techniques of water-resources investigations. Washington: United States Government Printing Office, 1988. (Modelling Techniques (Book 6)). Chapter A1.

McINTYRE, D.S. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. **Soil Science**, v. 85, p. 185-189, 1958.

McMILLIAN, Hilary K. et al. (2011). Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 1. Diagnostic tests for model structure, **Hydrol. Process.**, 25, 511–522, doi: 10.1002/hyp.7841, 2011.

MEDEIROS, P. H. A. (2009). **Processos hidrossedimentológicos e conectividade em bacia semiárida**: modelagem distribuída e validação em diferentes escalas. 165 f. Tese (Doutorado em Engenharia Hidráulica e Ambiental) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

MENDONÇA, Luiz Alberto Ribeiro et al. Isotope measurements and ground water flow modeling using MODFLOW for understanding environmental changes caused by a well field in semiarid Brazil. **Environmental Geology**, v. 47, n.8, p. 1045-1053. mai. 2005.

MENDONÇA, Luiz Alberto Ribeiro. **Modelagem matemática, química e isotópica de uma bateria de poços na cidade de Juazeiro do Norte – Ceará**. 1996. 122 p. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 1996.

MENDONÇA, L. A. R., FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M. F., MENDES FILHO, J. (2005). Isotope measurements and ground water flow modeling using MODFLOW for understanding environmental changes caused by a well field in semiarid Brazil. **Environ. Geol.**, v. 47, n. 8, p. 1045-1053, 2005.

Miller, D.E., Gardner, W.H., 1962. Water infiltration into stratified soil. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.** 26, 115–119.

MORIN, Efrat et al. (2009). Flood routing and alluvial aquifer recharge along the ephemeral arid Kuiseb River, Namibia, **J. Hydrol.**, 368, 262–275, 2009.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V.. River flow forecasting models: model calibration and uncertainty through 39 conceptual models I: A discussion of prediction. **J Hydrol.** v. 10, n. 3, p. 282-290, abr 1970.

Neitsch, S. L.; Arnold, J. G.; Kiniry, J. R.; Williams, J. R.; King, K.W. (2002). **Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation**, Version 2000. TWRI Report TR-191, Texas Water Resources Institute, College Station, TX.

Parissopoulos, G. A.; Wheeler, H. S. (1992). Experimental and numerical infiltration studies in a wadistream bed, **Hydrolog. Sci. J.**, 37, 27–37, 1992.

PISINARAS, V., PETALAS, C., TSIHRINTZIS, V.A., ZAGANA, E. (2007). A groundwater flow model for water resources management in the Ismarida plain, North Greece. **Environmental modeling and assessment**, v. 12, p. 75-89, 2007.

PUCCI JÚNIOR, A. A.; POPE, D.A. (1995). Simulated effects of development on regional groundwater/surface water interactions in the Northern coastal plain of New Jersey. **J. of Hydrol.**, v. 167, p. 241-262, 1995.

PORTO, Rodrigo de Melo. **Hidráulica Básica**. 4. ed. São Paulo: EESC-USP, 2006. 519 p.

Ragab Ragab, John Bromley, Gerald D'orflinger and Savvas Katsikides (2010) **IHMS—Integrated Hydrological Modelling System. Part 2. Application of linked unsaturated, DiCaSM and saturated zone, MODFLOW models on Kouris and Akrotiri catchments in Cyprus**

RAWLS, Walter J.; BRAKENSIEK, Donald L.. Prediction of Soil Water Properties for Hydrologic Modeling. **Watershed Management in the Eighties**: American Society of Civil Engineers, p.293-299, 1985.

RAWLS, Walter J.; BRAKENSIEK, Donald L.. A Procedure to Predict Green Ampt Infiltration Parameters. **American Society Agricultural Engineers: Adv. Infiltration**, p.102-112, 1983.

Rebouças, A. C. Águas subterrâneas. In: REBOUÇAS, A. C; BRAGA, B; TUNDISI, J. G.(2002). **Águas doces no Brasil**: capital ecológico, uso e conservação, 2ª edição revisada e ampliada, São Paulo, 703 p. cap. 4. p. 119-151.

Rêgo, T. C. C. C. (2001). **Avaliação das perdas de água em trânsito na bacia do rio Jaguaribe, Ceará**. dissertação de Mestrado, Departamento de Eng. Hidráulica e Ambiental, UFC, Fortaleza.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e de energia em ecossistemas**. 2a. ed. Piracicaba, SP: USP/ESALQ. 1996. 505 p.

RENARD, K. G.; NICHOLS, M. H.; WOOLHISER, D. A.; OSBORN, H. B. (2008). A brief background on the U.S. Department of Agriculture Agricultural Research Service Walnut Gulch Experimental Watershed, **Water Resour. Res.**, 44, W05S02, doi:10.1029/2006WR005691, 2008.

Rushton, K. R.; Tomlinson, L. M. (1979). Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers, **J. Hydrol.**, 40, 49–65, 1979.

SABIÁ, Rodolfo José. **Estudo do padrão de emissão de poluentes para o enquadramento de rios intermitentes**. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE, 2008.

SAVENIJE, Hubert H. G. (2009). HESS Opinions “The art of hydrology”, **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 13, 157–161, 2009.

Schwartz, U. (2001). **Surface and Near-Surface Responses to Floods in a Large Channel (Nahal Zin) in the context of an alluvial aquifer in a Hyper-Arid Environment**, PhD thesis, The Hebrew University of Jerusalem.

Semmens, D. J.; Goodrich, D. C.; Unkrich, C. L.; Smith, R. E.; Woolhiser, D. A.; Miller, S. N. (2008). KINEROS2 and the AGWA modeling framework, in: **Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas**, Wheat, H., Sorooshian, S., and Sharma, K. D., Cambridge Press, New York, 2008.

SHENTSIS, I; ROSENTHAL, E. (2003). Recharge of aquifers by flood events in an arid region. **Hydrol. Process.** 17 (4), p. 695-712.

Silva, R.C.V., Mascarenhas, F.C.B., Miguez, M.G. **Hidráulica Fluvial**. Volume 1. 2ª ed., Coppe/UFRJ, 2007.

SINGH, Vijay P.. Watershed modeling. Capítulo I (págs:1-22). In: **Computer models of watershed hydrology**, V. P. Singh, ed., Water Resources Publications, Highlands Ranch, Littleton, Colorado, EUA, 1995, 1130 p.

SIVAPALAN, M.; BLÖSCHL, G.; ZHANG, L.; VERTESSY, R. (2003). Downward approach to hydrological prediction, **Hydrol. Process.**, 17, 2101–2111, doi: 10.1002/hyp.1425, 2003a.

Sjodin A, Lewis W.M., Saunders J.F.; 2001. Analysis of groundwater exchange for a large plains river in Colorado (USA). **Hydrological Processes** 15(4): 609–620.

SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C.; WOOLHISER, D. A.; UNKRICH, C. L. (1995). KINEROS - A kinematic runoff and erosion model. In: **Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Pub.**, edited by: Singh, V. J.; Highlands Ranch, Colorado, 1995.

SOPHOCLEOUS, Marios. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. **Hydrogeology Journal**. v. 10, p. 52 – 67. 2002. doi: 10.1007/s10040-001-0170-8, 2002.

Stephens D.B. (1996) **Vadose zone hydrology**. CRC Press–Lewis Publishers, Boca Raton.

STUDART, Ticiana Marinho de Carvalho. **Variações sazonais das vazões de fontes da Chapada do Araripe**. 1991. 66 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Ceará, 1996.

Tang CY, Machida I, Shindo S, Kondoh A, Sakura Y. 2001. Chemical and isotopic methods for confirming the roles of wadis in regional groundwater recharge in a regional and environment: a case study in Al Ain, UAE. **Hydrological Processes** 15(11): 2195–2202.

TÓTH, J. (1970). A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. **J Hydrol** 10:164–176.

US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center (USACE-HEC), 2001. **Hydrologic Modeling System HECHMS User's Manual**. USACE-HEC, Davis, CA.

VALENTIN, C. e BRESSON, L.M. (1992). Morphology, genesis e classification of surface crusts in loamy and sandy soils. **Geoderma**, 55 (3-4), 225-245.

WANG, S; SHAO, J; SONG, X; ZHANG, Y; HUO, Z; ZHOU, X. (2008). Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in north China plain, China. **Environ. Geology.**, v. 55, p. 1449-1462, 2008.

WERNER, Peter C.; GERSTENGARBE, Friedrich-Wilhelm. The Climate of Piauí and Ceará. In: GAISER, Thomas et al. **Global Change and Regional Impacts: water availability and**

vulnerability of ecosystems and society in the semiarid northeast of Brazil. Berlin: Springer Verlag, 2003. Cap. 5. p. 81-86.

WINTER, T.C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. **Hydrogeol J** 7:28–45

WOESSNER, W. W. (2000) Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling hydrogeologic thought. **Ground Water** 38(3): 423–429.

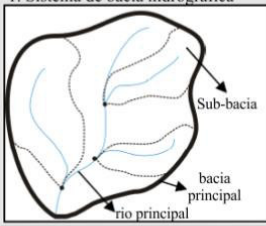
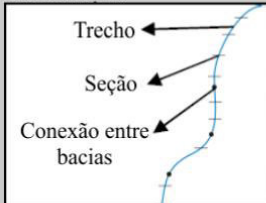
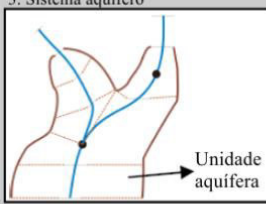
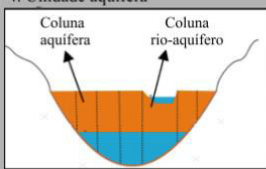
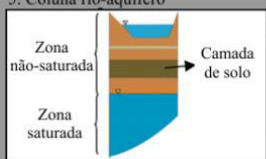
WOLSKI, P., SAVENIJE, H. H. G., MURRAY-HUDSON, M., and GUMBRICHT, T.: Modelling of the flooding in the Okavango Delta, Botswana, using a hybrid reservoir-GIS model, **Journal Hydrology**, 331, 58–72, 2006.

XIE, Z.; YUAN, X. (2010). Prediction of water table under stream-aquifer interactions over an arid region, **Hydrol. Process.**, 24, 160–169, doi: 10.1002/hyp.7434, 2010.

ANEXO A – MODELO HIDROLÓGICO DRYRIOS

O modelo *Dryrios* é composto por cinco submodelos que interagem entre si para simular os processos hidrológicos dominantes na dinâmica da água ao longo do trecho de um rio (FIGURA B1). De acordo com Costa (2012), os seguintes componentes foram conceitualmente apresentados como mais influentes sobre a interação rio-aquífero em regiões semiáridas: 1) vazão em rios naturais; 2) infiltração na zona não saturada de uma aluvião estratificada sob o canal, com profundidade de empoçamento variável (H_0); 3) redistribuição vertical da água na zona não saturada sob o curso d'água; 4) interação lateral rio-aquífero, com desenvolvimento de águas subterrâneas; 5) fluxo de água subterrânea, paralelo ao curso do rio, em aquíferos livres.

Figura B1 – Componentes estruturais do modelo *Dryrios*

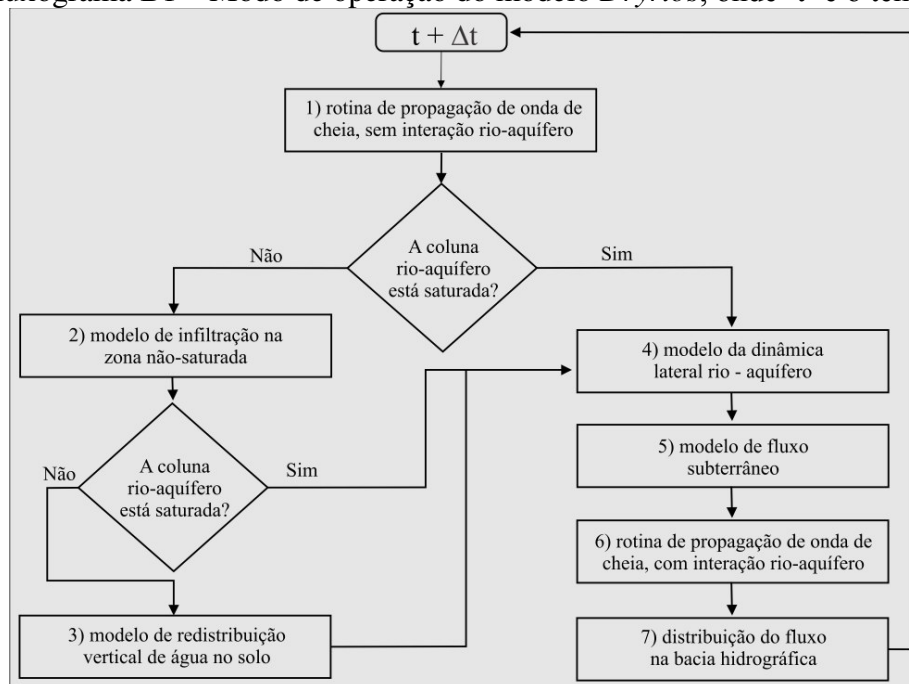
| Componentes | Processo hidrológico/ evolução espacial | Sub-modelos |
|--|--|---|
| <p>1. Sistema de bacia hidrográfica</p>  | Escoamento gerado nas sub-bacias e distribuído no rio principal. | Distribuição do escoamento na bacia hidrográfica. |
| <p>2. Sistema de rio</p>  | Escoamento em rios | Rotina de propagação de onda de cheia. |
| <p>3. Sistema aquífero</p>  | Fluxo de água subterrânea, paralelo ao curso do rio, em aquíferos livres | Modelo de fluxo subterrâneo |
| <p>4. Unidade aquífera</p>  | Interação lateral rio-aquífero, desenvolvimento de reserva de águas subterrâneas | Modelo da dinâmica lateral rio-aquífero |
| <p>5. Coluna rio-aquífero</p>  | Infiltração na zona não-saturada sob o canal, através de aluvião estratificada | Modelo de infiltração de fluxo não-saturado redistribuição vertical de umidade no solo |

Adaptado de Costa (2012).

Possíveis entradas e/ou saídas também foram estabelecidas através de condições de contorno do modelo, tais como escoamento superficial e subsuperficial em encostas, evaporação no leito do rio e transpiração de águas subterrâneas. Essas variáveis podem ser fornecidas por modelos hidrológicos (semi-) distribuídos independentes.

Os submodelos que simulam os processos governantes das trocas hídricas entre rio e aquífero são apresentados em detalhe nos itens B1.1 a B1.6. Estes componentes interagem temporalmente de acordo com o Fluxograma B1.

Fluxograma B1 – Modo de operação do modelo *Dryrios*, onde 't' é o tempo



Adaptado de Costa (2012).

A simulação inicia com a execução do submodelo de propagação de onda de cheia, desprezando a interação rio-aquífero, ou seja, o *Dryrios* prediz o escoamento superficial e o armazenamento de água no curso d'água sem considerar as trocas hídricas entre rio e aquífero. Em seguida, o modelo utiliza estes valores estimados de escoamento e armazenamento para executar os outros submodelos (itens 2, 3, 4 e 5 do Fluxograma B1), que estimam os outros fluxos de interação rio-aquífero e a umidade na base do aquífero. Posteriormente, executa-se novamente a rotina de propagação de onda de cheia, considerando o fluxo estimado da interação rio-aquífero, para prever, finalmente, o escoamento superficial e o armazenamento de água no fim do passo de tempo.

O modelo *Dryrios* simula a dinâmica da interação rio-aquífero em duas situações:

1) quando o fluxo superficial está hidraulicamente desconectado do fluxo subterrâneo, ou

seja, a coluna rio-aquífero não está saturada. Assim, o fluxo dos submodelos 1, 6 e 7 da Fluxograma B1 e as águas subterrâneas (submodelos 4 e 5) estão hidraulicamente desconectados, sendo as trocas hídricas dominadas pelas perdas na zona não saturada sob o curso d'água; 2) quando o fluxo superficial está hidraulicamente conectado com o fluxo subterrâneo, ou seja, a coluna rio-aquífero está saturada. Nesse caso, as trocas hídricas são impulsionadas pela zona saturada (submodelos 4 e 5), podendo carregar ou descarregar o leito do canal a partir do fluxo (COSTA, 2012).

Os pressupostos físicos e formulações matemáticas para os submodelos que compõem o *Dryrios* foram definidos por Costa (2012), conforme descrito a seguir:

B1 Propagação de onda de cheia

Para simular o escoamento em rios semiáridos, Costa (2012) propôs uma rotina alternativa para a propagação da onda de cheia, baseada na lei da conservação da massa [Equação B1].

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + S \times \frac{\partial A}{\partial t} = q + I_{RA} \quad [B1]$$

Onde, Q é a descarga no canal natural [$L T^{-3}$]; x é o comprimento da seção ao longo do eixo do canal [L]; S é coeficiente de sinuosidade do trecho do rio [-]; A é a área úmida da seção transversal [L^2]; t é o tempo [T]; q é a entrada de fluxo lateral por unidade de comprimento do canal [$L^3 T^{-1} L^{-1}$]; I_{RA} é o termo referente a interação rio-aquífero por unidade de comprimento do canal [$L^3 T^{-1} L^{-1}$] que pode estar relacionado com infiltração no leito do rio (sinal negativo) ou drenagem do aquífero (sinal positivo).

Desenvolvendo a equação diferencial parcial [B1] através de métodos implícitos de diferenças finitas, o termo $\frac{\partial Q}{\partial x}$ se torna na Equação B2.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} \approx \theta \cdot \left(\frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{\Delta x} \right) + (1 - \theta) \cdot \left(\frac{Q_{i+1}^j - Q_i^j}{\Delta x} \right) \quad [B2]$$

Em que, θ é um fator de compensação gerado pelo método numérico que varia de 0 a 1 [-]; j é o indexador de tempo [T] e i é o indexador de seção transversal [L].

Já o termo $\frac{\partial A}{\partial t}$, considerando $\theta = 1/2$, é aproximadamente Equação B3.

$$\frac{\partial A}{\partial t} \approx \left(\frac{A_{i+1}^{j+1} - A_{i+1}^j + A_i^{j+1} - A_i^j}{2\Delta t} \right) \quad [B3]$$

Substituindo [B2] e [B3] em [B1], tem-se a Equação B4:

$$Q_{i+1}^{j+1} = Q_i^{j+1} - \frac{(1-\theta)}{\theta}(Q_{i+1}^j - Q_i^j) + \frac{\Delta x}{\theta} \left[q + I_{RA} - \frac{S}{2\Delta t} (A_{i+1}^{j+1} - A_{i+1}^j + A_i^{j+1} - A_i^j) \right] \quad [B4]$$

A Equação B4 tem duas variáveis desconhecidas: a descarga no canal natural [Q(j+1,i+1)] e a área úmida da seção transversal [A(j+1,i+1)] no tempo futuro e na seção seguinte. Considerando que a morfologia do canal é uma resposta dos processos hidrológicos e a seção transversal do curso d'água é função dos eventos de inundação passados a montante, Costa (2012) utilizou a seguinte hipótese simplificadora para eliminar as variáveis desconhecidas: as informações sobre Q(j+1,i+1) estão "impressas" na área úmida da seção transversal A(j+1,i+1).

Conhecendo as possíveis variações da área úmida das seções transversais do trecho de rio simulado, aplica-se esses dados em A(j+1,i+1) da Equação B4, estimando os possíveis valores de Q(j+1,i+1). As médias dos pares de Q(j+1,i+1) e A(j+1,i+1) que obedecem as regras físicas apresentadas na Equação B5 serão aplicadas para cada seção em cada passo de tempo.

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_{i+1}^{j+1} \geq 0 \\ \text{se } Q_i^{j+1} < Q_{i+1}^{j+1}, \text{ então } A_i^{j+1} < A_{i+1}^{j+1} \\ \text{se } Q_i^{j+1} > Q_{i+1}^{j+1}, \text{ então } A_i^{j+1} > A_{i+1}^{j+1} \\ \text{se } Q_{i+1}^{j+1} \neq 0, \text{ então } A_{i+1}^{j+1} \neq 0 \\ \text{se } Q_{i+1}^{j+1} = 0, \text{ então } A_{i+1}^{j+1} = 0 \end{array} \right. \quad [B5]$$

A Equação B5 é vista como um filtro físico dos valores Q(j+1,i+1) e A(j+1,i+1).

Nessa rotina, a Equação B6 que representa a condição de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (HILDEBRAND, 1968) foi utilizada como condição para estabilidade numérica.

$$\Delta t_{sim} \leq \frac{\Delta x_{min}}{v_{max}} \quad [B6]$$

Em que, Δt_{sim} é o passo de tempo (T) para a simulação, v_{max} é a velocidade máxima esperada para o curso ($L T^{-1}$) e Δx_{min} é o comprimento mínimo do trecho.

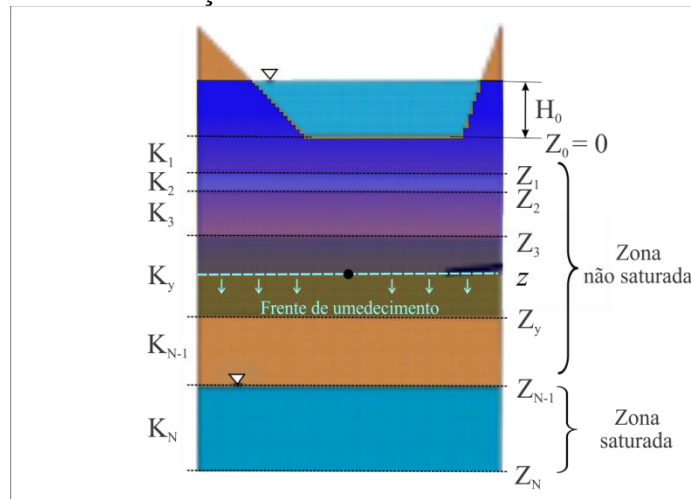
B2 Infiltração na zona não saturada

O modelo de Green e Ampt (1911) modificado por Chu e Mariño (2005) foi utilizado para simular o processo de infiltração nas camadas não saturadas. Costa (2012)

definiu esse submodelo devido suas hipóteses simplificadoras: menor quantidade de dados requeridos e agilidade no processamento de dados.

Esse submodelo do *Dryrios* é aplicado à aluvião, sob o canal fluvial, estratificada em N camadas com condutividade hidráulica K_N ($L T^{-1}$), sucção da frente de umedecimento Ψ_N (L), porosidade total η_N ($L^3 L^{-3}$), umidade θ_N ($L^3 L^{-3}$) e profundidade da frente de umedecimento Z_N (L). Quando a frente de umedecimento está em um ponto 'z' de uma camada 'y' ($Z_{y-1} < z \leq Z_y$)²⁸ (FIGURA B2), as equações governantes de fluxo vertical de água no solo são dadas por B7 e B8.

Figura B2 – Infiltração de leitos não saturados no modelo *Dryrios*



Fonte: Adaptado de Costa (2012).

A Equação B7 representa a taxa de infiltração (f_z).

$$f_z = \frac{H_0 + z + \psi_y}{\sum_{k=1}^{y-1} \frac{Z_k - Z_{k-1}}{K_k} + \frac{z - Z_{y-1}}{K_y}} \quad [B7]$$

Em que, H_0 é a carga hidráulica na superfície (L), negligenciada na formulação de Chu e Mariño (2005) devido ao foco dado em hidrologia de encostas; y é o índice da camada onde está localizado o ponto z e k é o índice das camadas localizadas acima do ponto z.

A Equação B8 apresenta a infiltração acumulada (F_z).

$$F_z = F_{z_{y-1}} + (z - Z_{y-1})(\eta_y - \theta_y) = \sum_{k=1}^{y-1} (Z_k - Z_{k-1})(\eta_k - \theta_k) + (z - Z_{y-1})(\eta_y - \theta_y) \quad [B8]$$

A taxa de infiltração (Equação B7) pode ser reescrita como a variação da infiltração acumulada (Equação B8) no tempo (Equação B9).

²⁸ Na Figura B2, Z_{y-1} é representado por Z_3 .

$$f_z = \frac{dF_z}{dt} = (\eta_y - \theta_y) \frac{dz}{dt} \quad [\text{B9}]$$

Em que, t é o tempo necessário para a frente de umedecimento chegar a localização z (T) (Figura B3).

Substituindo o termo do primeiro membro da Equação B9 por B7, tem-se a Equação B10:

$$\frac{H_0 + z + \psi_y}{\sum_{k=1}^{y-1} \frac{Z_k - Z_{k-1}}{K_k} + \frac{z - Z_{y-1}}{K_y}} = (\eta_y - \theta_y) \frac{dz}{dt} \quad [\text{B10}]$$

Considerando a carga hidráulica constante em superfície e resolvendo a equação diferencial B10, tem-se a Equação B12.

$$\int_{t_{z_{y-1}}}^{t_z} dt = \int_{z_{y-1}}^z \frac{(\eta_y - \theta_y) \left(\sum_{k=1}^{y-1} \frac{Z_k - Z_{k-1}}{K_k} + \frac{z' - Z_{y-1}}{K_y} \right)}{H_0 + z' + \psi_y} dz \quad \Leftrightarrow \quad [\text{B11}]$$

$$t_z = t_{z_{y-1}} + \frac{(\eta_y - \theta_y)(z - Z_{y-1})}{K_y} + (\eta_y - \theta_y) \left[\sum_{k=1}^{y-1} Z_k \left(\frac{1}{K_k} - \frac{1}{K_{k+1}} \right) - \frac{\psi_y + H_0}{K_y} \right] x$$

$$\ln \left(\frac{z + \psi_y + H_0}{Z_{y-1} + \psi_y + H_0} \right) \quad [\text{B12}]$$

A Equação B12 é semelhante a equação do tempo de viagem da frente de umedecimento de Chu e Mariño (2005), mas o submodelo utilizado no *Dryrios* considera a carga hidráulica na superfície H_0 . As Equações B7 e B12 estimam a infiltração efetiva e a localização z da frente de umedecimento.

Antes de aplicar o procedimento acima para o próximo passo de tempo, quando tem-se uma nova carga hidráulica na superfície, a umidade inicial do solo tem que ser atualizada de acordo com a localização z ($Z_{y-1} < z \leq Z_y$) da frente de umedecimento, aplicando-se a Equação B13.

$$\theta_y^{j+1} = \begin{cases} \eta_y, & \text{para } z \leq Z_{y-1} \\ \frac{\eta_y(z - Z_{y-1}) + \theta_y^j(Z_y - z)}{Z_y - Z_{y-1}}, & \text{para } Z_{y-1} < z \leq Z_y \\ \theta_y^j, & \text{para } z > Z_y \end{cases} \quad [\text{B13}]$$

Neste submodelo, a carga hidráulica na superfície H_0 (condição de contorno superior) é dada pela média dos valores previstos na solução do submodelo de propagação de

onda de cheia (Item B1.1). A condição de contorno inferior pode ser representada por uma camada de solo imediatamente acima do nível do lençol freático (dependente do tempo) ou por uma camada de rochas fraturadas (independente do tempo).

Uma vez que a frente de umedecimento atinge a camada mais baixa, considera-se o fluxo hidráulico rio-aquífero conectado e um armazenamento de águas subterrâneas passa a ser desenvolvido (Item B1.4). Caso contrário, a frente de umedecimento apenas flui verticalmente até a camada base (Item B1.3). Para o caso de fluxo conectado, a taxa de infiltração tende a ser constante e a tensão capilar é desprezada como em Chu e Mariño (2005). Assim, a Equação B7 pode ser reescrita como a Equação B14.

$$f_{z_N} = \frac{H_0 + Z_N}{\sum_{k=1}^N \frac{Z_k - Z_{k-1}}{K_k}} \quad [\text{B14}]$$

Em que, Z_N é a profundidade do perfil aluvionar considerado acima do nível das águas subterrâneas e f_z é a taxa de infiltração de um sistema hidráulicamente conectado.

A taxa de infiltração na transição da camada não saturada para a saturada é formulada de acordo com a Equação B15.

$$f_{\text{unsat-sat}} = \frac{t_z \cdot f_z}{\Delta t} + \underbrace{\frac{(\Delta t - t_z) \cdot f_{z_N}}{\Delta t}}_{\text{RECARGA}} \quad [\text{B15}]$$

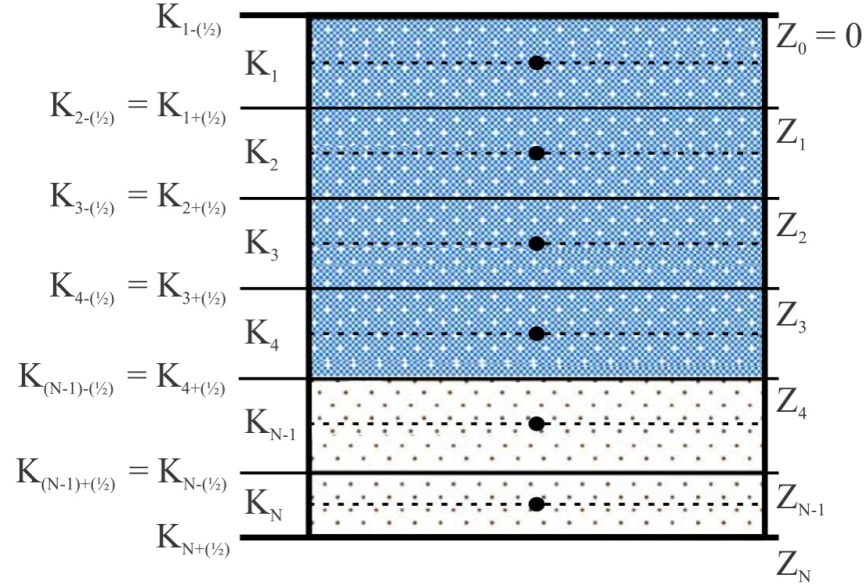
Em que, Δt é o passo de tempo. O termo da Equação B15 que representa a recarga das águas subterrâneas, quando existir, é processado antes do desenvolvimento do armazenamento de águas subterrâneas.

A1.3. Redistribuição vertical de água no solo

No *Dryrios*, o movimento de água na zona não saturada é simulado pela equação clássica de Richards (Hillel, 1980) em sua forma baseada na umidade do solo (θ), aplicável somente a meios homogêneos e requerendo curvas de carga-condutividade-umidade. Costa (2012) utilizou uma simplificação dessa equação, que permite aplicação a meios heterogêneos não saturados e com um menor número de parâmetros. Assumiu no *Dryrios* que a carga de tensão ' $\Psi(\theta)$ ' é desprezível e que a percolação de uma camada de solo (N-1) para a camada

inferior (N) ocorre, se e somente se, a umidade real do solo exceder a umidade do mesmo na capacidade de campo (θ_{fc}) (Figura A4).

Figura A4. Esquema de funcionamento do submodelo de redistribuição vertical de água no solo do *Dryrios*. Adaptado de Chu e Mariño (2005).



Assim, o movimento de água na zona não saturada é dado por [A16].

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) \frac{\partial[\psi(\theta) + z]}{\partial z} \approx \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) \quad [\text{A16}]$$

Em que, $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica não saturada, dada através da relação entre K e θ , abordada pela equação de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993) [A17].

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad [\text{A17}]$$

Em que, K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada ($L T^{-1}$), θ_r é a umidade residual ($L^3 L^{-3}$) e λ é o índice de distribuição do tamanho de poros (-).

A evaporação do solo (Eva) nas camadas superficiais e a evapotranspiração real (Eta) nas camadas em zona de raízes foram incluídas em [A16], permitindo percepções sobre a relação entre as trocas hídricas rio-aquífero, o armazenamento temporário em aluviões e a demanda hídrica ecológica. Para a resolução de [A16] com as modificações citadas, aplicou-se o método explícito de diferenças finitas, gerando-se [A18].

$$\frac{\theta_k^{j+1} - \theta_k^j}{\Delta t} = \underbrace{\frac{K_{k-(1/2)}^j - K_{k+(1/2)}^j}{\Delta z}}_{\text{PERCOLAÇÃO}} - \frac{\overbrace{Eta_k^{j+1,j} + Eva_k^{j+1,j}}^{\text{EVAPOTRANSPIRAÇÃO}}}{\Delta z} \quad [\text{A18}]$$

Em que, k e j são índices de profundidade e tempo, respectivamente.

O termo sugerido para simular a ‘PERCOLAÇÃO’ em [A17] é desenvolvido conforme [A19] e [A20].

$$K_{k+(1/2)}^j = \begin{cases} \min \left\langle \frac{\overbrace{\Delta z \cdot (\theta_k^j - \theta_{FC,k})}^{\text{CAMADA DRENANTE}}}{\Delta t}; \sqrt{K_k(\theta_k^j) \cdot K_{k+1}(\theta_{k+1}^j)} \right\rangle, & \text{for } \theta_k^j > \theta_{FC,k} \\ 0, & \text{for } \theta_k^j \leq \theta_{FC,k} \end{cases} \quad [\text{A19}]$$

$$K_{k-(1/2)}^j = K_{(k-1)+(1/2)}^j \quad [\text{A20}]$$

Um modelo hidrológico independente pode fornecer a evaporação e a evapotranspiração potencial. No *Dryrios*, assumiu-se que esses processos ocorrem, se e somente se, a umidade real do solo excede o ponto de murcha permanente θ_{pwp} e a água higroscópica θ_{ha} , respectivamente.

O cálculo é iniciado com a percolação, seguido de uma atualização na umidade do solo e logo depois o cálculo da transpiração. De acordo com o submodelo de movimento vertical de água do solo, se a camada inferior (k+1) contiver água subterrânea, a recarga ocorrerá antes do desenvolvimento do montante de água subterrânea armazenado.

A1.4. Dinâmica lateral rio-aquífero

Este submodelo considera que cada unidade aquífera é formada por M colunas, as quais são divididas entre as localizadas na camada saturada e as inseridas na zona não saturada (Figura A3). Estas colunas podem ser estratificadas como o exemplo da coluna sob o canal disposto na Figura A1.

O fluxo lateral entre colunas ocorre em meio saturado. Esse submodelo, referente a esse processo, estima o nível freático em cada coluna da unidade aquífera, comparando as cargas hidráulicas entre duas colunas vizinhas. Durante o passo de tempo, o cálculo inicia na coluna rio-aquífero seguindo para a condição de contorno lateral à direita ou à esquerda (Figura A1).

Calcula-se o equilíbrio das cargas hidráulicas de duas colunas vizinhas ‘ h_e ’ por [A21].

$$h_e(A, A+1) = \frac{Cw_A h_A + Cw_{A+1} h_{A+1}}{Cw_A + Cw_{A+1}} \quad [\text{A21}]$$

Em que, A é o índice de coluna (-), h é a carga hidráulica na coluna (L) e Cw é a largura da coluna.

Costa (2012) assume que a velocidade do fluxo de água subterrânea é da mesma ordem de grandeza da média da condutividade hidráulica saturada entre colunas vizinhas. Com isso, o tempo necessário para se alcançar o equilíbrio entre as cargas hidráulicas de duas colunas vizinhas é dado por [A22].

$$dt_e = \frac{|h_e(A, A+1) - h_{A+1}|}{\bar{K}_{A+1}} \quad [A22]$$

Em que, \bar{K}_{A+1} é a condutividade hidráulica saturada entre as colunas vizinhas ($L T^{-1}$).

Caso ‘ dt_e ’ [A22] seja igual ou menor do que o passo de tempo da simulação ‘ Δt_{sim} ’, então, o equilíbrio das cargas hidráulicas de colunas vizinhas ocorre de acordo com [A23].

$$h_{A+1}^* = h_{A+1} + \frac{\Delta t_{sim}}{dt_e} [h_e(A, A+1) - h_{A+1}] \quad [A23]$$

A1.5. Fluxo subterrâneo

Costa (2012) utiliza uma abordagem simples, baseada em balanço hídrico, para simular o fluxo de águas subterrâneas entre as unidades aquíferas [A24].

$$\frac{\partial S_{GW}}{\partial t} = \overbrace{(Q_{Up,GW} + Q_{V,Inf} + Q_{La,GW})}^{Entrada} - \underbrace{(Q_{Do,GW} + Q_S + Q_{V,DP})}_{Saída} \quad [A24]$$

Em que, S é a quantidade de água subterrânea armazenada na unidade aquífera (L^3); $Q_{Up,GW}$ ²⁹ é o fluxo proveniente das unidades aquíferas a montante ($L^3 T^{-1}$); $Q_{La,GW}$ ² é o fluxo oriundo de outras unidades aquíferas laterais ($L^3 T^{-1}$); $Q_{V,Inf}$ ³⁰ são as perdas verticais em trânsito do canal ($L^3 T^{-1}$); $Q_{Do,GW}$ é o fluxo das unidades aquíferas à jusante ($L^3 T^{-1}$); Q_S é o termo para os sumidouros (ex.: bombeamento de água subterrânea) ($L^3 T^{-1}$) e; $Q_{V,DP}$ é a percolação vertical profunda ($L^3 T^{-1}$).

O fluxo de água subterrânea à jusante da unidade aquífera é estimado por [A25].

$$Q_{Do,GW} = \frac{\overbrace{\min\left(\frac{\bar{h}_{u+1} - \bar{h}_u}{\bar{K}_u}; \Delta t_{sim}\right)}^{Fator\ tempo}}{\Delta t_{sim}} \cdot \bar{K}_u \frac{\bar{h}_{u+1} - \bar{h}_u}{dx_u/2} \cdot \bar{h}_u \cdot W_u \quad [A25]$$

²⁹ $Q_{Up,GW}$ e $Q_{La,GW}$ são conhecidos a partir de um tempo anterior.

³⁰ $Q_{V,Inf}$ é conhecida a partir da infiltração na zona não saturadas (Item A1.2) e/ou da redistribuição vertical de água no solo (Item A1.3).

Em que, u é o índice da unidade aquífera (-); \bar{h} é a carga hidráulica média na unidade aquífera (L); dx é o comprimento da unidade aquífera (L) e; \bar{K} é a condutividade hidráulica saturada média da unidade aquífera (L T⁻¹).

O fluxo de água subterrânea à jusante [A25] é compensado por um fator tempo, adotado similarmente ao fator adotado em [A23] para o equilíbrio das cargas hidráulicas em colunas vizinhas.

Para o submodelo de fluxo subterrâneo, faz-se necessário a definição das condições de contorno. O *Dryrios* assume que o sistema aquífero pode ser caracterizado por cargas constantes à montante. A condição de contorno à jusante pode ser definida como sem fluxo ($Q_{Do,GW} = 0$) ou, assume-se que o gradiente da unidade aquífera mais à jusante é igual ao da unidade vizinha à montante.

Após estimar os componentes do balanço hídrico subterrâneo, as diferenças entre o fluxo de entrada e o de saída são distribuídas para cada coluna da unidade aquífera [A26].

$$Q_{In(out),A} = \frac{\frac{\partial S_{GW}}{\partial t} C_{WA}}{W_U} \quad [A26]$$

Em que, $Q_{In(out),A}$ é a entrada ou saída de fluxo, para cada coluna da unidade aquífera, oriunda do balanço hídrico subterrâneo.

Se $Q_{In(out),A}$ é entrada de fluxo, a atualização do nível freático na coluna devido ao balanço hídrico do aquífero é modelado por [A27].

$$Q_{In(out),A} = \frac{\sum_{c < k \leq b-1} (Z_{k+1} - Z_k)(\eta_{k+1} - \theta_{k+1})}{\Delta t_{sim}} \quad [A27]$$

Em que, z é a profundidade (L); η é porosidade total (L³ L⁻³); θ é umidade (L³ L⁻³), c Z é o nível atual do lençol freático (L) e b é o novo nível do lençol freático.

Quando $Q_{In(out),A}$ é saída de fluxo, a atualização do nível freático é modelado por [A28].

$$|Q_{In(out),A}| = \frac{\sum_{b < k \leq c-1} (Z_{k+1} - Z_k)(\eta_{k+1} - \theta_{fc_{k+1}})}{\Delta t_{sim}} \quad [A28]$$

Em que, θ_{fc} é a umidade do solo na capacidade de campo (L³ L⁻³).

Além disso, o *Dryrios* assume que se o solo nas várzeas adjacentes ao rio atinge a saturação, ou seja, se o nível freático sobe acima da cota topográfica máxima, o excesso de água não retorna ao rio. Em vez disso, essa água pode acumular-se em depressões na planície de inundação e, em seguida, evaporar. De acordo com Costa (2012), este pressuposto é apropriado porque as várzeas são geralmente muito amplas e a profundidade do nível freático em superfície é muito rasa (alguns centímetros no máximo). Portanto, não foi desenvolvido

nenhum modelo de fluxo em detalhes sobre a planície de inundação. Simplificando essa situação, assumiu-se que este excesso de água irá evaporar rapidamente.

Modelagem da interação rio-aquífero

O termo interação rio-aquífero por unidade de comprimento do canal I_{RA} ($L^3 T^{-1} L^{-1}$), oriundo de [A1], pode ser estimado por [A29].

$$I_{RA} = \begin{cases} -\min[\bar{h}s/\Delta t_{sim}; |f^*|] \times \bar{P}s, & \text{para } f^* < 0 \\ f^* \times \bar{P}s, & \text{para } f^* \geq 0 \end{cases} \quad [A29]$$

Em que, $\bar{h}s$ e $\bar{P}s$ são a média da carga hidráulica e do perímetro molhado na seção transversal, respectivamente, e f^* é a infiltração potencial determinada no item b, enquanto a coluna rio-aquífero não está saturada.

Quando a coluna rio-aquífero está saturada, f^* é calculada com [A30].

$$f^* = \frac{\Delta h^*}{\Delta t_{sim}} \quad [A30]$$

Em que, Δh^* é o aumento ou diminuição de carga hidráulica na coluna rio-aquífero, determinada usando [A23] (Item A1.4).

Se toda a água disponível superficialmente está sendo infiltrada, não há escoamento superficial. Dessa forma, não se aplica o submodelo de propagação de onda de cheia (Item A1.1), assumindo-se descarga 'Q' e área de seção transversal úmida 'A' iguais a zero. Essa definição evita flutuações numéricas ao usar o termo de interação rio-aquífero no submodelo de onda de cheia.

Dados de entrada requeridos e parâmetros do modelo

As condições iniciais para o submodelo de propagação de onda de cheia são:

- Fluxo de descarga inicial;
- Área úmida;
- Perímetro molhado e;
- Nível da água.

Esses dados são referentes à seção transversal de entrada do sistema rio modelado (ver sistema de rio – Figura A1). A umidade do solo na zona não saturada e o nível freático nas colunas aquíferas também são requeridos como condição inicial.

No caso de simulação em escala de bacia, pode-se incluir o fluxo superficial de pequenos tributários ou de encostas entre as seções transversais no submodelo de propagação de onda de cheia. A evaporação e a evapotranspiração potenciais são condições de contorno internas do submodelo de redistribuição vertical de água no solo.

Os parâmetros necessários para executar o modelo *Dryrios* estão dispostos na Tabela A1. O domínio simulado, onde os parâmetros são distribuídos, é fornecido após uma discretização espacial do estudo de caso (bacia ou trecho de rio) para os componentes do modelo, por exemplo, o rio principal com trechos e seções, unidades aquíferas sub-divididas em colunas estratificadas em diferentes camadas (Figura A1).

Tabela A1. Parâmetros necessários para execução do modelo *Dryrios*.

| Componente | Parâmetro |
|-------------------|--|
| Sistema rio | Área das seções transversais (L^2) |
| | Perímetro das seções transversais (L) |
| | Elevação das seções transversais (L) |
| | Comprimento do canal (L) |
| | Coefficiente de sinuosidade (-) |
| Unidade aquífera | Número de colunas aquíferas (-) |
| | Localização da coluna rio-aquífero (-) |
| | Largura da coluna aquífera (L) |
| | Número de camadas por coluna aquífera (-) |
| Camada de solo | Condutividade hidráulica saturada ($L T^{-1}$) |
| | Sucção da frente de umidade (L) |
| | Porosidade ($L^3 L^{-3}$) |
| | Capacidade de campo ($L^3 L^{-3}$) |
| | Ponto de murcha permanente ($L^3 L^{-3}$) |
| | Umidade residual ($L^3 L^{-3}$) |
| | Índice de distribuição de tamanho de poros (-) |

Fonte: Adaptado de Costa (2012).

Considerando a variabilidade dos processos simulados por este modelo, Costa (2012) admite que o mesmo tem um número relativamente pequeno, mas necessário, de parâmetros, que podem ser obtidos a partir: de modelos digitais de elevação e pesquisas topográficas; de mapas hidrogeológicos e do solo; de perfis estratigráficos e; do uso de funções de pedotransferência e dados da literatura.