



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA

MESTRADO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

**ÁREA: MANEJO E CONSERVAÇÃO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS NO
SEMIÁRIDO**

RAFAEL BEZERRA TAVARES VASQUES LANDIM

**USO DO MODELO *DRYR10S* NA SIMULAÇÃO DE TROCAS HÍDRICAS
ENTRE UM TRECHO DO RIO JAGUARIBE E O AQUÍFERO ALUVIONAR
NA BACIA HIDROGRÁFICA PATOS/ CARIÚS/ IGUATU – CEARÁ.**

FORTALEZA

2014

RAFAEL BEZERRA TAVARES VASQUES LANDIM

**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.**

Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semi-Árido

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça

FORTALEZA

2014

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

-
- L246u Landim, Rafael Bezerra Tavares Vasques.
Uso do modelo Dryrios na simulação de trocas hídricas entre um trecho do Rio Jaguaribe e o aquífero aluvionar na bacia hidrográfica Patos / Carúis / Iguatu – Ceará / Rafael Bezerra Tavares Vasques Landim. – 2014.
99 f. : il. color., enc. ; 30 cm.
- Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2014.
- Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.
Orientação: Prof. Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça.
1. Recursos hídricos. 2. Hidrologia. 3. Região semiárida. I. Título.

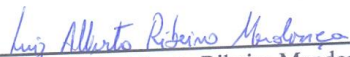
RAFAEL BEZERRA TAVARES VASQUES LANDIM

**USO DO MODELO *DRYRIOS* NA SIMULAÇÃO DE TROCAS HÍDRICAS
ENTRE UM TRECHO DO RIO JAGUARIBE E O AQUIFERO ALUVIONAR
NA BACIA HIDROGRÁFICA PATOS/ CARIÚS/ IGUATU – CEARÁ.**


Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semi-Árido

Aprovado em: 31 de JULHO de 2014.


BANCA EXAMINADORA



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



Profa. Dra. Djane Fonseca da Silva (Conselheira)
Universidade Federal do Cariri (UFCA)



Prof. Dr. Carlos Wagner Oliveira (Conselheiro)
Universidade Federal do Cariri (UFCA)

Dedico à minha irmã Andréa Bezerra
Landim. Eterna saudade!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por tudo ter sido possível. Agradeço aos meus pais (Francisca de Fátima Bezerra Landim e Francisco das Chagas Moreira Landim), por todo amor, cuidado, atenção. Agradeço a minha Irmã Jéssica por todo carinho.

Agradeço à Shirley Sampaio, por todo amor, companheirismo, compreensão.

Agradeço a todos os meus familiares por entenderem minhas ausências.

Agradeço grandemente ao meu orientador professor Dr. Luiz Alberto Ribeiro Mendonça pela orientação, ajuda de longa data, paciência e amizade.

Agradeço ao meu amigo Sávio Fontenele, por toda ajuda e ensinamentos.

Agradeço a todos meus colegas e amigos. Em Especial Alisson Simplício, Hernandes Rufino, Debora Barbosa, Thayslan Carvalho, Wendel Massaranduba, Adriana Oliveira, Joseilson Oliveira, Deodato Aquino, Berthyer Peixoto, Yure Castro.

Agradeço a todos os colegas e amigos da Universidade Federal do Cariri e do DENA da Universidade Federal do Ceará.

Agradeço a todos os funcionários que fazem parte do DENA da Universidade Federal do Ceará.

Agradeço a todos os funcionários que fazem parte da Universidade Federal do Cariri.

Agradeço ao CNPQ pela bolsa concedida ao longo de todo o Mestrado.

Agradeço a todos da Banca examinadora Profa. Dra. Djane Fonseca da Silva e Prof. Dr. Carlos Wagner Oliveira.

A todos que me ajudaram direta ou indiretamente na realização desse trabalho.

Por tudo e por todos eu agradeço de coração.

“A maior perda na vida não é a morte,
mas sim o que morre dentro de você
enquanto ainda está vivo.” (Norman
Cuisins)

Resumo

A hidrologia do semiárido é bastante diferente da hidrologia de regiões úmidas e áridas. Compreender a hidrologia sob o clima atual e futuro, bem como sob a influência do uso e ocupação da terra, é essencial para a gestão e planejamento dos recursos hídricos. O mecanismo de interação rio-aquífero reflete indiretamente no conhecimento da recarga das águas subterrâneas, sendo, portanto, um pré-requisito para uma gestão eficiente e sustentável do recurso hídrico subterrâneo. O modelo *Dryrios* foi desenvolvido para simular a dinâmica rio-aquífero em regiões áridas e semiáridas. Nesse contexto, o objetivo desse trabalho foi avaliar a dinâmica de fluxo rio-aquífero na Bacia Hidrográfica Patos/ Cariús/ Iguatu, localizada na Região Centro-Sul do Estado do Ceará, utilizando o modelo *Dryrios*. Nesse trabalho realizou-se o monitoramento de três poços localizados na área de estudo, no período de 2010 a 2013. As vazões do rio foram monitoradas pela CPRM. Com informações de variáveis hidrológicas obtidas foram realizadas três parametrizações. Considerando sete eventos hidrológicos observados, realizou-se uma análise de sensibilidade, utilizando o Erro (E) como parâmetro de análise. Simultaneamente realizou-se a calibração do modelo, considerando os parâmetros mais sensíveis, utilizando na análise o coeficiente de eficiência NASH (COE), reduzindo incertezas do processo de parametrização do modelo. Em seguida realizou-se simulações dos sete eventos hidrológicos buscando a validação do modelo, utilizando o E e o COE na análise dos resultados obtidos de vazões do rio e cargas hidráulicas do aquífero. Na análise também comparou-se os valores calculados e observados dos volumes transportados por evento e dos picos máximos de vazão. Os resultados mostraram que apenas dois parâmetros apresentaram sensibilidade, condutividade hidráulica saturada e sucção na frente de molhamento. Na calibração do modelo, não constatou-se melhoras aceitáveis. Após as calibrações do modelo, o melhor COE para as vazões foi de 36%, um valor aceitável. Em todas as calibrações as cargas hidráulicas do aquífero não apresentaram COE's aceitáveis. Assim, a utilização do *Dryrios* pela sociedade civil e instituições gestoras de recursos hídricos não representa bem a realidade, inviabilizando a tomada de decisões, especialmente em se tratando de águas subterrâneas.

Palavras Chaves: Modelagem Hidrológica; interação rio-aquífero; semiárido

Abstract

The hydrology of semiarid region is quite different from the hydrology of humid and arid regions. Understanding the hydrology under current and future climate, as well as under the influence of the use and occupation of land, is essential for the management and planning of water resources. The interaction mechanism river-aquifer indirectly reflects the knowledge of the groundwater recharge, thus being a prerequisite for the efficient and sustainable management of the groundwater resource. The Dryrios model was developed to simulate the dynamics of river-aquifer in arid and semiarid regions. In this context, the aim of this study was to evaluate the dynamics of river-aquifer flow in the Basin Patos / Cariri / Iguatu, located in the South Central region of the state of Ceará, using Dryrios model. In this work we carried out the three monitoring wells located in the study area in the period 2010-2013. Flows River were monitored by CPRM. With information on hydrological variables obtained three parameterizations were performed. Considering seven observed hydrological events, we carried out a sensitivity analysis using the Error (E) as a parameter for analysis. Simultaneously there was the calibration of the model, considering the most sensitive parameters, using the analysis the coefficient of efficiency NASH (COE), reducing the uncertainties of the model parameterization process. Then took place the seven hydrological simulations events aiming to validate the model using E and the COE in the analysis of the results of flow of the river and the aquifer hydraulic loads. The analysis also compared the calculated and observed values of the volumes transported by the event and the maximum peak flows. The results showed that only two parameters had sensitivity saturated hydraulic conductivity and wetting front suction. To calibrate the model, it was found not acceptable improvements. After the calibration of the model, the COE for better flow rates was 36%, an acceptable value. In all calibrations hydraulic loads of the aquifer showed no COE's acceptable. Thus, the use of Dryrios civil society and water resources management institutions did not represent reality, preventing decision-making, especially when it comes to groundwater.

Keywords: Hydrologic modeling; river-aquifer interaction; semiarid

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Interação Rio-Aquífero	19
Figura 2. Curvas características de sucção dos solos em função da granulometria	21
Figura 3. Localização da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu.....	27
Figura 4. Altimetria da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu gerada através de dados do SRTM	29
Figura 5. Solos da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu	31
Figura 6. Hidrografia da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu	32
Figura 7. Fluxograma de operação do modelo Dryrios, onde 't' é o tempo.....	33
Figura 8. Esquema de funcionamento do submodelo de infiltração de leitos não saturados do <i>Dryrios</i>	35
Figura 9. Esquema de funcionamento do submodelo de redistribuição vertical de água no solo do <i>Dryrios</i>	36
Figura 10. Fluxograma de elaboração modelo conceitual de simulação.....	40
Figura 11. Estações de monitoramento utilizados na Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu.....	44
Figura 12. Poços monitorados na BHPCI.....	45
Figura 13. Delimitação e Espacialização da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu...	51
Figura 14. Delimitação das colunas para modelagem (A) disposição real do rio e (B) disposição do rio e coluna modelado.....	52
Figura 15. Perfil longitudinal - parametrização Pz1 (Costa, 2012).....	52
Figura 16. Perfis transversais dos trechos - parametrização Pz1.....	53
Figura 17. Perfil Longitudinal - parametrização Pz2	53
Figura 18. Perfis transversais - parametrização Pz2.....	54
Figura 19. Perfil longitudinal - parametrização Pz3.....	54
Figura 20. Perfis transversais - parametrização Pz3.....	55
Figura 21. Correlação linear entre cotas do GPS Geodésico e cotas do SRTM.....	57
Figura 22. Evento 1 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	57
Figura 23. Evento 2 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	58
Figura 24. Evento 3 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	58
Figura 25. Evento 4 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	59
Figura 26. Evento 5 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	59
Figura 27. Evento 6 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	60
Figura 28. Evento 7 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)	60

Figura 29. Propagação da onda de cheia do sétimo evento observado e calculados para as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3	63
Figura 30. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas para o evento sete considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	65
Figura 31. Análise de sensibilidade dos parâmetros sensíveis na parametrização Pz1..	68
Figura 32. Análise de sensibilidade dos parâmetros sensíveis na parametrização Pz2..	70
Figura 33. Variação dos COE's para as vazões do rio na calibração do modelo considerando Pz1	71
Figura 34. Variação dos COE's para as cargas hidráulicas do aquífero na calibração do modelo considerando Pz1	71
Figura 35. Variação dos COE's para as vazões do rio na calibração do modelo considerando Pz2.....	72
Figura 36. Variação dos COE's para as cargas hidráulicas do aquífero na calibração do modelo considerando Pz2.....	73
Figura 37. Variação dos COE's para as vazões do rio (A) e para as cargas hidráulicas do aquífero (B) na calibração do modelo para sucção na frente de molhamento considerando Pz3.....	73
Figura 38. Variação dos COE's para as vazões do rio (A) e para as cargas hidráulicas do aquífero (B) na calibração do modelo para condutividade hidráulica saturada considerando Pz3.....	74
Figura 39. Variação dos COE's para as vazões do rio (A) e para as cargas hidráulicas do aquífero (B) na calibração do modelo para condutividade hidráulica saturada considerando Pz3.....	75
Figura 40. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 1 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	76
Figura 41. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 2 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	76
Figura 42. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 3 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	77
Figura 43. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 4 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	77
Figura 44. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 5 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	78

Figura 45. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 6 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	78
Figura 46. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 7 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	79
Figura 47. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 1 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	81
Figura 48. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 2 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	82
Figura 49. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 3 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	82
Figura 50. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 4 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	83
Figura 51. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 5 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	83
Figura 52. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 6 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	84
Figura 53. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 7 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3.....	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Estratigrafia aluvionar representativa da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu.....	28
Tabela 2. Atributos fisiográficos da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu	30
Tabela 3. Parâmetros necessários para execução do modelo Dryrios	43
Tabela 4. Estações de monitoramento fluviométrico, pluviométrico e de níveis freáticos presentes na Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu	45
Tabela 5. Parâmetros de forma utilizados nas parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3	55
Tabela 6. Volume escoado à montante e à jusante e índice de Perda em Transito (PT) por evento	61
Tabela 7. Coeficiente de Eficiência (COE) da modelagem inicial para propagação da onda	62
Tabela 8. Coeficiente de Eficiência (COE) para cargas hidráulicas do aquífero	64
Tabela 9. Análise de sensibilidade para a parametrização Pz1	67
Tabela 10. Análise de sensibilidade para a parametrização Pz2	69
Tabela 11. Análise geral das parametrizações após calibração	87

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA – Agência Nacional de Águas
BHPCI – Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu
C.C. – Capacidade de Campo
C.H.A. – Carga Hidráulica do Aquífero
C.H.S. – Condutividade Hidráulica Saturada
C.H.S.L. – Condutividade Hidráulica Saturada Lateral
C.H.S.P. – Condutividade Hidráulica Saturada Paralela
COE – Coeficiente de Eficiência
CPRM – Serviço Geológico do Brasil
E% – Erro
EF – Estação Fluviométrica
EP – Estação Pluviométrica
FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
HIDROSED – Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Ceará
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
MME – Ministério de Minas e Energia
P.M.P. – Ponto de Murcha Permanente
Pz - Parametrização
S.F.M. – Sucção na Frente de Molhamento
SAAE – Serviço Autônomo de Água e Esgoto
SRTM – Missão Topográfica Radar Shuttle
U.H. – Umidade Higroscópica
U.I.Z.V. – Umidade Inicial na Zona Vadosa
V.R. – Vazões do Rio
W0 – Poço Monitorado

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
2 OBJETIVOS	17
2.1 Geral	17
2.2 Específicos	17
3 REVISÃO DE LITERATURA	18
3.1 Bacia Hidrográfica	18
3.2 Interação rio-aquífero	18
3.2.1 Parâmetros relacionados ao movimento da água no solo	20
3.3 Modelagem hidrológica	22
3.3.1 Parametrização	23
3.3.2 Análise de sensibilidade, calibração e validação	23
3.3.3 Modelos matemáticos utilizados na simulação da interação rio-aquífero	24
4 ÁREA DE ESTUDO	26
4.1 Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu	26
4.1.1 Localização Geográfica	26
4.1.2 Clima	27
4.1.3 Geologia	28
4.1.4 Fisiografia	28
4.1.5 Solos	30
4.1.6 Hidrologia e recursos hídricos	31
5 METODOLOGIA	32
5.1 Estrutura do modelo <i>Dryrios</i>	32
5.1.1 Hipóteses e simplificações	39
5.2 Construção do modelo conceitual	40
5.2.1 Definição do objetivo	40
5.2.2 Coleta de dados	41

5.2.3	Determinação das condições de contorno	41
5.2.4	Desenho da malha do modelo.....	41
5.3	Parametrização	41
5.3.1	Parametrizações da BHPCI	42
5.4	Modelagem da interação rio-aquífero	43
5.4.1	Rede de Monitoramento	44
5.4.2	Obtenção das variáveis	45
5.4.3	Obtenção de parâmetros	46
5.5	Análise de consistência dos dados fluviométricos	47
5.5.1	Definição dos Eventos para Simulação	47
5.5.2	Análise dos eventos para simulação inicial	47
5.6	Análise de sensibilidade e calibração	48
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
6.1	Parametrização da BHPCI	51
6.1.1	Desenho da malha dos trechos	51
6.1.2	Perfis longitudinal e transversal dos trechos	52
6.2	Monitoramento dos níveis freáticos e estimativa do gradiente hidráulico do aquífero.....	56
6.3	Eventos utilizados na modelagem	57
6.4	Resultados após parametrização inicial do modelo <i>Dryrios</i>	61
6.4.1	Propagação da onda de cheia no rio	62
6.4.2	Cargas hidráulicas do aquífero	63
6.5	Análise de sensibilidade e calibração	65
6.7	Validação	75
7	CONCLUSÕES.....	89
REFERÊNCIAS	91

1 INTRODUÇÃO

A água é um recurso natural essencial para os seres vivos no mundo, com fundamental importância para os mais diversos ecossistemas. Nesse contexto, segundo Tavares (2010), a água também tem papel fundamental no desenvolvimento socioeconômico dos países. O atual crescimento da população mundial provocou uma expansão contínua do consumo de água, ocasionando uma pressão sobre os recursos hídricos com consequente degradação quantitativa e qualitativa. Além do mais, o problema dos recursos hídricos limitados e o uso sustentável é particularmente grave em regiões semiáridas (BURTE, 2008).

Em regiões semiáridas há uma demanda crescente de água, devido ao crescimento populacional e o desenvolvimento econômico, bem como uma redução na disponibilidade hídrica devido às possíveis mudanças climáticas, podendo agravar a escassez de água no futuro (GÜNTNER, 2002).

Regiões semiáridas sofrem frequentemente com anos com chuvas abaixo da média, bem como de secas severas (MONTENEGRO e RAGAB, 2012). De acordo com estudos estatísticos realizados por Frischkorn; Araújo e Santiago (2003), a cada década uma seca severa acomete a região semiárida do Nordeste do Brasil.

A hidrologia do semiárido é bastante diferente da hidrologia de regiões úmidas e áridas. As chuvas irregulares, os eventuais períodos de seca, o clima e as mudanças de uso da terra, adicionam complexidades à hidrologia de regiões semiáridas. Nesse contexto, compreender a hidrologia sob o clima atual e futuro, bem como sob a influência do uso e ocupação da terra, é essencial para a gestão e planejamento dos recursos hídricos.

O uso da água subterrânea é de fundamental importância para atender as necessidades de água em áreas com rápida expansão urbana, industrial e agrícola, em especial as zonas semiáridas. Entender o mecanismo de interação rio-aquífero reflete indiretamente no conhecimento da recarga das águas subterrâneas, sendo, portanto, um pré-requisito para uma gestão eficiente e sustentável do recurso hídrico subterrâneo, principalmente em regiões, onde esses recursos são a chave para o desenvolvimento econômico (VRIES e SIMMERS, 2002). Desde meados dos anos 80, uma grande quantidade de estudos sobre a dinâmica das águas subterrâneas tem sido publicado na literatura científica, a exemplo de Simmers (1988 e 1997), Sharma (1989), Lerner et al. (1990) e Bredenkamp et al. (1995).

Entretanto, o impacto de mudanças climáticas sobre os processos hidrológicos tem sido relatado por vários autores, a exemplo de Ragab e Prudhomme (2002) e Kundzewicz et al. (2008). De acordo com Kundzewicz et al. (2008), uma das consequências da mudança climática é a redução da recarga das águas subterrâneas no Nordeste do Brasil, que deve chegar a mais de 70% até a década de 2050. Essa diminuição afetará a dinâmica da interação rio-aquífero, interferindo no processo de gestão dos recursos hídricos locais.

No âmbito dessa problemática, uma das ferramentas utilizadas no estudo da interação rio-aquífero é a modelagem matemática. A modelagem matemática é uma ferramenta que simplifica fenômenos reais a partir de algoritmos que utilizam princípios físicos. Assim a utilização dessa ferramenta requer a compreensão desses princípios, bem como das formulações matemáticas e dos métodos numéricos utilizados na resolução das mesmas. Entretanto, a obtenção em campo de parâmetros e dados, necessários a modelagem, também é uma etapa de vital importância para o sucesso da utilização dessa ferramenta. No entanto, a obtenção dessas informações é difícil em muitas regiões, muitas vezes devido à ausência de estações de monitoramento hidrológico, ou até mesmo devido à baixa quantidade de informações ou descontinuidade no monitoramento de algumas estações. Além disso, a variabilidade climática, interanual, especialmente as variações pluviométricas, que são responsáveis pela interação rio-aquífero, dificultam a execução de projetos de curta duração (EL-HAMES e RICHARDS, 1998).

Recentemente foi desenvolvido o modelo hidrológico *Dryrios* (COSTA et al., 2011), ordenado em processos que simulam a dinâmica rio-aquífero no semiárido, estabelecendo a necessidade de uma quantidade mínima de dados. Assim, nesse trabalho pretende-se avaliar a dinâmica rio-aquífero por meio do modelo *Dryrios*, buscando entender a sazonalidade do fluxo de base e quantificar a reserva reguladora de uma bacia hidrográfica localizada no semiárido cearense.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

Avaliar a dinâmica de fluxo rio-aquífero na Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu – BHPCI (Região Centro-Sul do Estado do Ceará), através do modelo *Dryrios*.

2.2 Específicos

- Caracterizar, monitorar e quantificar os principais processos hidrológicos relacionados à interação rio-aquífero na Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu;
- Avaliar a parametrização do modelo *Dryrios*;
- Analisar os resultados obtidos pelo modelo *Dryrios*;
- Validar o modelo *Dryrios*.

3 REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Bacia Hidrográfica

O conceito de bacia grande e pequena é fundamentado nos fatores dominantes na produção de deflúvio. Microbacias têm respostas mais sensíveis à intensidade de chuvas e ao uso e ocupação do solo, já bacias maiores são dominadas pelas características da rede de drenagem.

Os termos bacia e sub-bacia hidrográfica são relativos (SANTANA, 2003), visto que, uma bacia hidrográfica pode ser desmembrada em várias sub-bacias, onde cada bacia interliga-se a outra de superior ordem hierárquica, constituindo, em relação à última, uma sub-bacia.

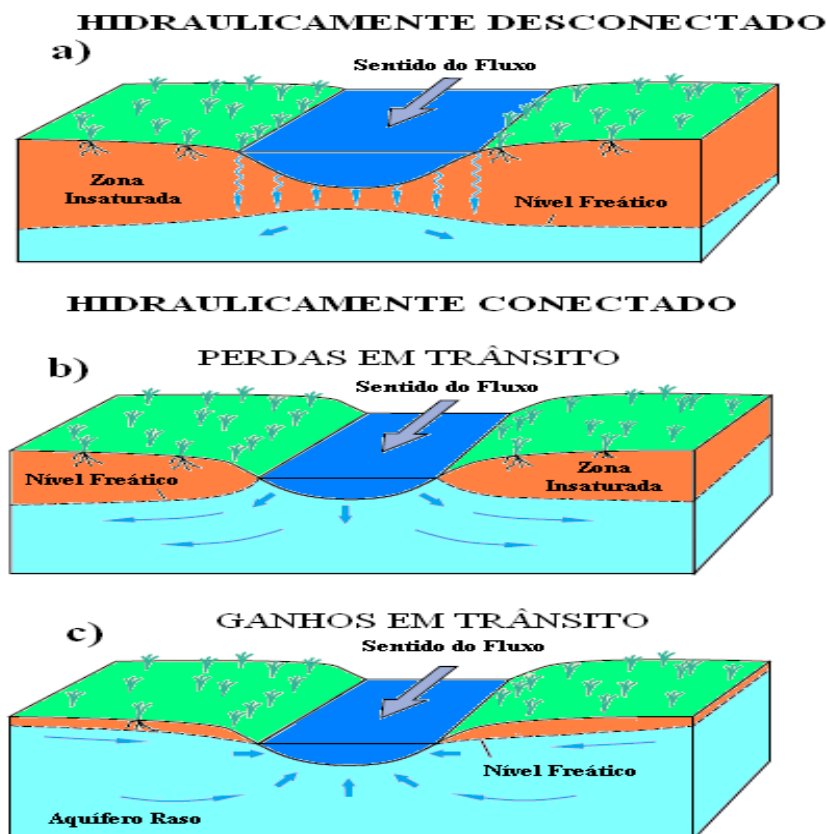
3.2 Interação rio-aquífero

A interligação das águas superficiais e subterrâneas foi inicialmente estudada por importantes hidrólogos (MEYBOOM, 1967; TÓTH, 1970; RUSHTON e TOMLINSON, 1979). A água subterrânea é hidraulicamente conectada às águas superficiais em várias regiões do mundo e uma compreensão desta interação é fundamental para uma eficaz gestão dos recursos hídricos (WINTER et al., 1998; SOPHOCLEOUS, 2002; BRODIE et al., 2007). Em um rio pode haver perdas e/ou ganho de vazão por unidade de comprimento do canal, dependendo da diferença de carga hidráulica entre o rio e o aquífero (Figura 1). Rios, que apenas recarrega água subterrânea são denominados rios influentes, já os rios que recebem contribuição do fluxo de base são chamados de rios efluentes (IVKOVIC, 2009).

As perdas de vazão em trânsito geralmente ocorrem quando a carga hidráulica do rio é superior a do aquífero nas imediações do mesmo. O conhecimento dessas perdas em trânsito é importante para o planejamento e gestão ambiental em regiões semiáridas, uma vez que reduz não somente o volume escoado superficialmente, mas também a descarga de pico, sendo em alguns casos uma importante fonte de recarga potencial de aquíferos (COSTA, 2012). Além disso, a conectividade hidrológica superficial entre bacias hidrográficas e redes drenagem somente ocorre se o deflúvio propagado pelos canais superar as perdas em trânsito (BRACKEN e CROKE, 2007).

Conseqüentemente, deflúvio superficial, transporte de sedimentos e morfologia de rios dependem das perdas em trânsito (SHANNON et al., 2002).

Figura 1. Interação Rio-Aquífero



Sendo: a) Sistema hidraulicamente desconectado; b) Sistema hidraulicamente conectado (Perdas em trânsito); c) Sistema hidraulicamente conectado (Ganhos em trânsito).

Fonte: Adaptado de Winter et al., (1998).

As bacias hidrográficas de calha aluvionar extensa são caracterizadas por uma redução do escoamento superficial por unidade de área da aluvião, contribuindo com a recarga do aquífero (RENARD et al., 2008). Já em bacias hidrográficas com predominância de rochas cristalinas, as perdas em trânsito podem ocorrer naturalmente para aquíferos fraturados (HUGHES, 2008).

Os ganhos de vazão em trânsito geralmente ocorrem quando a carga hidráulica do rio é inferior a do aquífero nas imediações do mesmo. Nesse contexto, os ganhos em trânsito ocorrem normalmente em meios sedimentares saturados, contribuindo com a manutenção do fluxo de base de um rio, proporcionando assim a perenidade do mesmo (MENDONÇA, 1996; FONTENELE, 2010).

A variabilidade espacial nas trocas hídricas entre rio-aquífero constitui uma dinâmica em que o rio pode perder carga para o aquífero aluvionar e posteriormente, em um trecho a jusante, pode ocorrer ganho para o rio. Essa dinâmica pode ocorrer devido o estreitamento e/ou diminuição da espessura do aquífero, além da diminuição da condutividade hidráulica do mesmo em algumas regiões da bacia hidrográfica (KONRAD, 2006).

No geral a dinâmica de fluxo da interação rio-aquífero está intimamente ligada à conexão ou desconexão hidráulica do sistema (SOPOHOCLEUS, 2002). Perdas em trânsito podem ocorrer em rios que são hidráulicamente conectados ou desconectados com um sistema de água subterrânea (SOPHOCLEOUS, 2002; IVKOVIC, 2009).

Se o nível da água subterrânea for muito profundo, abaixo do leito do rio, a percolação pode ser predominantemente vertical em meio insaturado. Se o nível freático estiver próximo à superfície, a percolação pode ser principalmente lateral em meio saturado. Entretanto, independente das águas subterrâneas subjacente, nem toda cheia produzirá percolação profunda, com conseqüente recarga do aquífero, devido a dispersão de fluxo lateral subsuperficial através da estrutura em camadas dos sedimentos aluviais (RENARD, 1970; DAHAN et al., 2007).

No entanto, quando o nível freático estiver acima da base do leito do rio, o sistema estará hidráulicamente conectado, podendo o fluxo passar a lateral e saturado. Neste caso, o gradiente hidráulico entre o rio e o aquífero desempenha importante papel na direção do fluxo, sendo indicador de perdas e/ou ganhos nas trocas hídricas entre rio-aquífero (LIMA et al., 2007).

3.2.1 Parâmetros relacionados ao movimento da água no solo

As propriedades do solo que afetam o movimento da água são a condutividade hidráulica (medida da capacidade do material poroso transmitir água) e a produção e retenção específicas (capacidade do material poroso liberar e reter água, respectivamente). Estes parâmetros hidráulicos estão intimamente ligados às propriedades físicas do solo.

Segundo Brandão et al. (2006), a dinâmica da água no solo é influenciada diretamente pelas seguintes propriedades físicas do solo: textura e estrutura, que afetam a condutividade hidráulica, estabilidade de agregados do solo e infiltração.

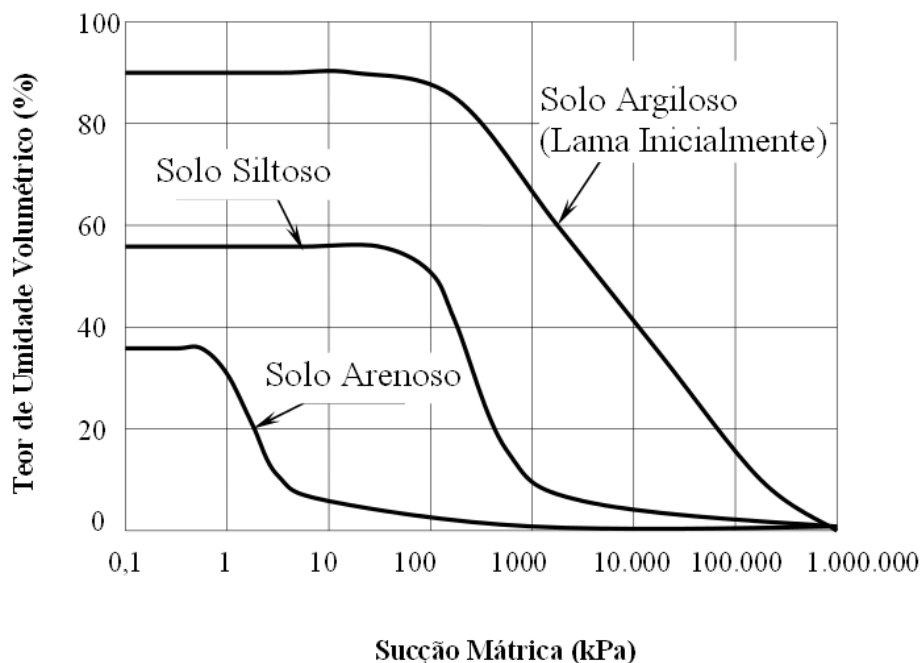
3.2.1.1 Granulometria

De acordo com Rawls et al. (1991), o silte e a argila são as frações granulométricas que contribuem significativamente com a formação de microporos e estes estão diretamente associados a retenção específica. Em um mesmo tipo de solo, uma elevação no percentual de microporos também encontra-se associada ao grau de compactação dos mesmos. Já as frações de areia e fragmentos grosseiros ($\phi > 0,2$ cm) contribuem com a elevação dos macroporos, que estão associados à produção específica.

3.2.1.2 Teor de umidade e potencial mátrico do solo

O teor de umidade e o potencial mátrico ou de sucção do solo definem as características da retenção e/ou da produção específica. A característica da retenção específica é também conhecida como curva característica de sucção do solo (Figura 2) (RAWLS et. al., 1991). O teor de água no solo e o potencial mátrico são relacionados por uma função potencial. Os modelos mais utilizados para descrever essa relação são os propostos por Brooks e Corey (1964), Campbell (1974) e Genuchten (1980).

Figura 2. Curvas características de sucção dos solos em função da granulometria



Fonte: Adaptado de Fredlund e Xing (1994)

3.2.1.3 Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é uma medida da capacidade de um meio poroso transmitir água através das interligações dos espaços vazios, dependendo tanto das propriedades do mesmo, quanto das do fluido (ALYAMANI e SEN, 1993). Assim, a porosidade total, o tamanho dos poros, a distribuição e continuidade dos poros são as características do solo que mais afetam a condutividade hidráulica. Além disso, em um mesmo tipo de solo, a condutividade hidráulica é uma função não linear do teor de umidade volumétrica e atinge um valor constante e máximo quando o meio encontra-se saturado. Quando o teor de umidade do solo encontra-se abaixo da saturação a condutividade hidráulica é dita insaturada (RAWLS et al., 1993).

Nesse contexto, a condutividade hidráulica também varia com a textura do solo. Por exemplo, para um solo franco arenoso, a condutividade hidráulica saturada é mais elevada do que para um solo argiloso (RAWLS et al., 1993). No leito de um rio a condutividade hidráulica vertical é um parâmetro importante na análise da interação rio-aquífero (CHEN e SHU, 2002; CHEN, 2004).

A diferença mais importante entre o escoamento em meio saturado e em meio não saturado está na condutividade hidráulica (HILLEL, 1972). Na condição em que o solo se encontra saturado e conduzindo água a condutividade hidráulica é máxima. Já quando o solo passa para não-saturado, alguns poros ficam preenchidos por ar e a condutividade é rapidamente reduzida.

A condutividade hidráulica do solo saturado relaciona-se em quase todos os mecanismos de fluxo superficial. Para que o escoamento superficial Hortoniano ocorra, depende da condutividade hidráulica na superfície. Já o escoamento superficial nas zonas não saturadas dependem da redução da condutividade hidráulica das camadas próximas à superfície, desta forma, com o decréscimo da condutividade hidráulica pode haver escoamento subsuperficial lateral e ainda retornar à superfície produzindo fluxo de retorno (ELSENBEER e LACK, 1996; ELSENBEER et al., 1999).

Segundo Pauletto (1988), tanto em solos saturados como em insaturados, a maior dificuldade na quantificação do fluxo d'água está na determinação da condutividade hidráulica dos mesmos.

3.3 Modelagem hidrológica

Um modelo é uma tentativa da reprodução de um sistema real ou imaginário usando uma linguagem, partindo de um ponto de vista específico, sendo assim, considerado como uma representação do conhecimento, sendo, uma das principais ferramentas para se estudar o comportamento de sistemas complexos. Segundo Trivelato (2003), o aspecto mais importante de um modelo é a relação simplicidade *versus* fidelidade.

Na escolha de modelos hidrológicos deve-se atentar às limitações impostas pelo monitoramento hidrológico, desta forma, tem preferência aqueles modelos com menor número de variáveis de entrada e de parâmetros, configurando-se assim um modelo parcimonioso (KIM e KALUARACHCHI, 2008).

Para Limbrunner et al. (2005) um modelo parcimonioso é mais vantajoso por facilitar sua calibração e análise de incertezas, além de permitir seu uso na validação e regionalização para bacias sem monitoramento fluviométrico.

3.3.1 Parametrização

Moraes et al. (2003) afirmaram que muito pouco tem sido feito em termos de parametrização das diversas propriedades físicas envolvidas nos processos hidrológicos, sendo a modelagem frequentemente limitada ao simples exercício matemático, onde os parâmetros possuem pouca ou nenhuma relação com os processos físicos.

A parametrização de um modelo hidrológico é uma etapa do uso dos parâmetros que envolve o maior esforço para o usuário do mesmo, devido à necessidade de maior entendimento dos parâmetros e do comportamento do modelo e em relação às dificuldades com a qualidade e representatividade dos dados hidrológicos (COLLISCHONN e TUCCI, 2003).

O entendimento do modelo é primordial para sua utilização, sendo também necessária habilidade para encontrar uma solução para o mesmo. Para Krauskopf Neto et al., (2007) a redução das diferenças entre os valores simulados e observados não é tarefa trivial, devido à forte não linearidade dos processos do ciclo hidrológico e às inúmeras fontes de erro que podem influenciar o processo, desta forma, a habilidade do usuário é essencial no uso de um modelo.

3.3.2 Análise de sensibilidade, calibração e validação

Através da análise de sensibilidade do modelo, é possível identificar aquelas variáveis que requerem uma maior precisão no processo de medição ou estimação.

Segundo Tucci (2005) as incertezas que envolvem a simulação hidrológica são causadas, basicamente, por erros nas variáveis de entrada, limitação da estrutura do modelo e, principalmente, por incerteza na estimativa dos parâmetros. Na tentativa de solucionar esse problema Viola (2011) indica a realização de análise de sensibilidade dos parâmetros sobre a resposta do modelo, possibilitando uma racionalização nas etapas de calibração, definindo assim os parâmetros em que o modelo apresenta maior ou menor sensibilidade.

De acordo com Cibin et al. (2010) e Baltokoski et al. (2010), após a análise de sensibilidade, os parâmetros identificados como mais sensíveis são quase sempre utilizados para a calibração do modelo. Desta forma, a análise de sensibilidade deve ser associada à calibração, a fim de se extrair o máximo das potencialidades e recursos do modelo, conduzindo à melhor consistência dos dados gerados e à consequente aplicabilidade na área em estudo ou sua extrapolação para áreas semelhantes.

Devido à variabilidade espacial dos processos simulados pelo modelo, alguns parâmetros de entrada podem não ser bem conhecidos. Logo, se faz necessária a calibração, estimando assim esses valores e reduzindo as incertezas. É importante destacar que a calibração não garante a fidedignidade das predições do modelo, uma vez que, os parâmetros obtidos da calibração de modelos são tão reais quanto a qualidade dos dados fornecidos na calibração (LELIS et al., 2012).

Segundo Jha et al., (2006), Paim e Menezes (2009) e Ghaffari et al., (2009), no processo de calibração manual ou automático, pode ser utilizado o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (COE).

Após a calibração do modelo, o mesmo deve ser validado para situações semelhantes àquelas em que se quer aplicá-lo. Assim, outra série temporal de dados, diferente da utilizada na calibração, deve ser utilizada nesse processo de validação (ALANSI et al., 2009). Assim com os resultados dessa etapa é possível indicar se o modelo é capaz de reproduzir outro evento de dados observados diferente do utilizado na calibração.

3.3.3 Modelos matemáticos utilizados na simulação da interação rio-aquífero

A modelagem hidrológica da interação rio-aquífero em canais hidráulicamente conectados, tem sido desenvolvida a partir do conceito de coeficiente de vazamento (RUSHTON e TOMLINSON, 1979), sendo, portanto, aplicada para modelar fluxos entre rios e aquíferos pouco profundos (KRAUSE e BRONSTERT, 2007; XIE e YUAN, 2010; ENGELER et al., 2011). No entanto, este conceito de coeficiente de vazamento falha ao modelar as perdas em fluxos desconectados, por negligenciar fluxo insaturado através da aluvião (BRUNNER et al., 2010).

Para fluxos hidráulicamente conectados também tem sido utilizada uma abordagem considerando a equação de Green e Ampt (ABDULRAZZAK e MORELSEYTOUX, 1983). Contudo, no caso de um sistema hidráulicamente desconectado essa abordagem agrega uma equação sem solução analítica (FREYBERG et al., 1980). Desta forma, o fluxo não saturado através da aluvião, em conjunto com as profundidades de empoçamento variável no canal, dificulta os modelos de perdas em trânsito em sistemas desconectados. Dificuldade essa que pode ser facilmente encontrada em rios de regiões semiáridas, devido também à existência de aluviões estratificadas (PARISSOPOULOS e WHEATER, 1992; EL-HAMES e RICHARDS, 1998).

Uma aproximação para perdas em trânsito em canais hidráulicamente desconectados é desenvolvida a partir da equação de infiltração de Dmitch-Parlange. Essa equação é usada no modelo *KINEROS2*, que se baseia em uma solução aproximada da equação básica de fluxo não saturado. Esse modelo requer basicamente três parâmetros básicos de fluxo para descrever o comportamento da infiltração: capilaridade, condutividade hidráulica saturada e umidade do solo. Entretanto, o perfil do solo subjacente só pode ser representado por duas camadas com parâmetros de infiltração distintos (SMITH et al., 1995; SEMMENS et al., 2008).

Para simular perda em trânsito em canais hidráulicamente desconectados El-Hames e Richards (1998) utilizaram a equação de Richards, baseada em carga hidráulica e pressão, conseguindo calcular o fluxo não saturado através da aluvião. No entanto, sua aplicação exige um longo tempo de processamento para simular bacias de macro e meso-escala (EL-HAMES e RICHARDS, 1998). Como alternativa para esse problema, alguns autores utilizaram taxas de infiltração constante nos canais (LANGE et al., 1999; MORIN et al., 2009), negligenciando a profundidade variável das cargas hidráulicas e o sistema de fluxo não saturado.

Para simulação do fluxo de base em um rio hidráulicamente conectado, Fontenele (2010) utilizou o balanço hídrico fornecido pelo aplicativo MODFLOW,

obtendo bons resultados. Esse aplicativo soluciona a equação tridimensional de fluxo subterrâneo em meio poroso saturado, utilizando a técnica de diferenças finitas, admitindo diversas condições de contorno, anisotropia e heterogeneidade do meio.

Neste contexto, o modelo *Dryrios* (COSTA, 2012), foi desenvolvido para simular a propagação de onda de cheia em rios e a dinâmica de fluxos entre rio-aquífero em ambientes semiáridos, permitindo modelar rios hidraulicamente conectados que perdem e/ou ganham água, utilizando a abordagem de vazamento proposta por Rushton e Tomlinson (1979), ou rios hidraulicamente desconectados, baseado no modelo de Green e Ampt (1911) que tenta explicar o comportamento físico da infiltração, com uma carga hidráulica H_0 constante sobre a amostra de solo, ou seja não se prevê infiltração até que haja empossamento na superfície, o potencial mátrico à jusante da frente de molhamento (está na condição de saturação) é constante no tempo e no espaço, e é igual ao seu valor original antes do processo ser iniciado, e a frente de molhamento termina bruscamente, não havendo zonas de transição ou umedecimento, modificado por Chu e Mariño (2005), fornecendo como respostas variações de carga hidráulica em superfície e em subsuperfície (COSTA, BRONSTERT e ARAÚJO, 2011).

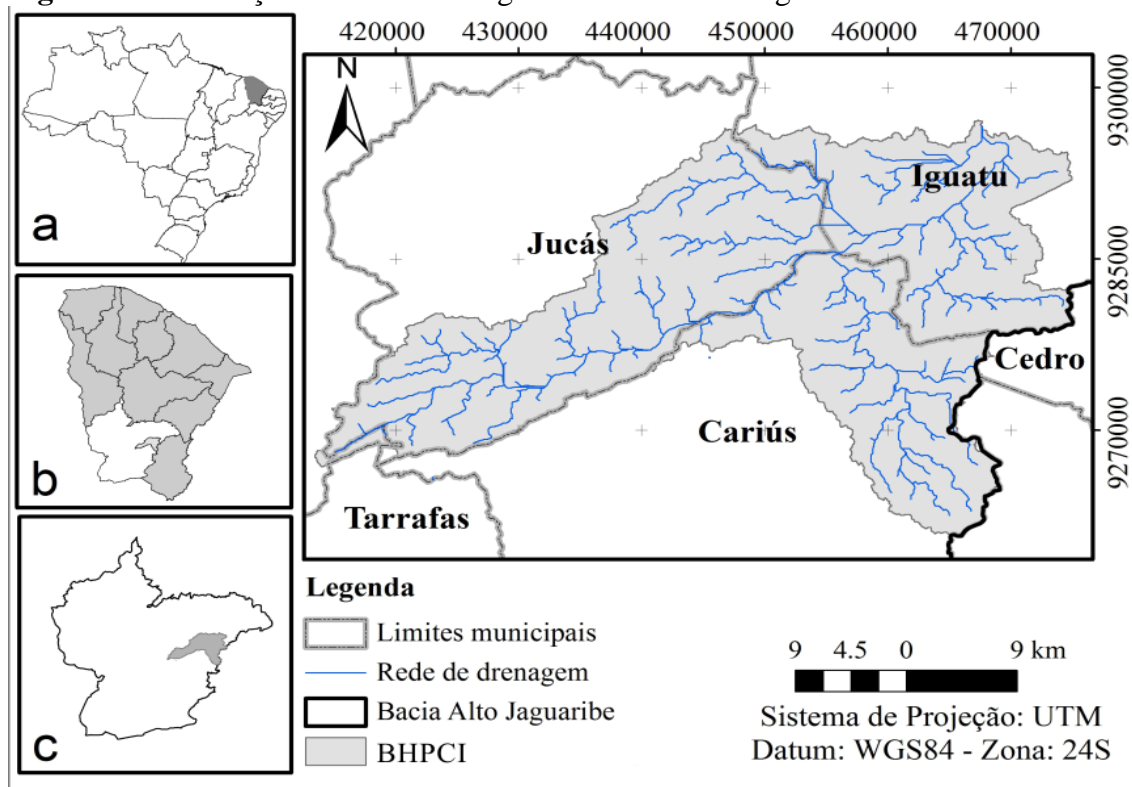
Assim, o modelo *Dryrios* é capaz de calcular o volume escoado e o pico do hidrograma das vazões na mesma ordem de grandeza dos observados, que são variáveis relevantes para o planejamento e a gestão dos recursos hídricos em ambientes áridos e semiáridos (COSTA, 2012).

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

4.1.1 Localização Geográfica

A Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu (BHPCI) é drenada por um trecho de 60 km do rio Jaguaribe, principal rio do Estado do Ceará. A BHPCI está localizada próxima ao exutório da Sub-bacia do Alto Jaguaribe, a montante do reservatório Orós (COSTA, 2012). Ela está inserida nos municípios de Cariús, Iguatu e Jucás, na região Centro-Sul do estado do Ceará, semiárido do Nordeste do Brasil e possui uma área de drenagem de aproximadamente 1.000 km² (Figura 3).

Figura 3. Localização da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

Fonte: Próprio autor

Sendo 'a', o Estado do Ceará no Brasil; 'b', Sub-bacia do Alto Jaguaribe, em relação às demais Sub-bacia do Ceará; e 'c', a localização da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu, inserida na Sub-bacia do Alto Jaguaribe.

4.1.2 Clima

O clima da BHPCI é caracterizado como tropical quente semiárido, apresentando uma variabilidade pluviométrica altamente significativa em escala inter-anual e sazonal. Nessa área a precipitação pluviométrica é caracterizada por um ciclo anual de estações chuvosa e seca, impulsionados principalmente pela posição da Zona de Convergência Intertropical, a convergência de umidade (brisas e perturbações oscilatórias no campo dos ventos Alísios), a convecção local e, raramente, a influência direta das frentes frias (XAVIER, 2001; WERNER E GERSTENGARBE, 2003; SOUZA, 2013).

O déficit hídrico elevado nessa área pode ser observado a partir da grande diferença entre a precipitação anual (cerca de 400 a 800 mm, dependendo da localização na área de captação) e a evaporação potencial anual (cerca de 2.200 mm). Os escassos recursos hídricos subterrâneos, a elevada salinidade das águas e a concentração espacial

e temporal das chuvas, levaram à construção de muitos reservatórios superficiais, grande parte durante o século passado (MALVEIRA et al., 2011).

A temperatura média mensal nas regiões mais planas é cerca de 34 °C, entre os meses de setembro e dezembro. Já no mesmo período, nas regiões serranas a temperatura média mensal é cerca de 25 °C. Nos meses de junho e agosto as temperaturas são mais baixas, com média mensal de 22 °C nas regiões mais planas e de 19 °C nas regiões mais elevadas (CPRM, 1998).

4.1.3 Geologia

A Sub-bacia do Alto Jaguaribe, onde está inserida a BHPCI, é caracterizada por apresentar afloramento de rochas do embasamento cristalino em aproximadamente 85,4% da área. Os 14,6% restantes apresentam afloramento de rochas sedimentares, representadas principalmente por aluviões, com área de aproximadamente 665 km² e coberturas terciário-quadernárias, com 1.214,1 km² (COGERH, 1999).

As áreas das aluviões acompanham os baixos cursos do Rio Jaguaribe, sendo, definidas por areia grossa e cascalho, com inclusão de areia fina e média, areno-argilosas e horizontes argilosos (CPRM, 1998).

Costa (2012) fez uma adaptação de uma estratigrafia aluvionar próxima do exutório da BHPCI, como pode ser visto na Tabela 1.

Tabela 1. Estratigrafia aluvionar representativa da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

Profundidade (m)	Textura
0 – 1	Argila
1 – 3	Franco Arenoso
3 – 9	Areia fina a grossa
9 – 29	Cascalho grosso e areia muito grossa

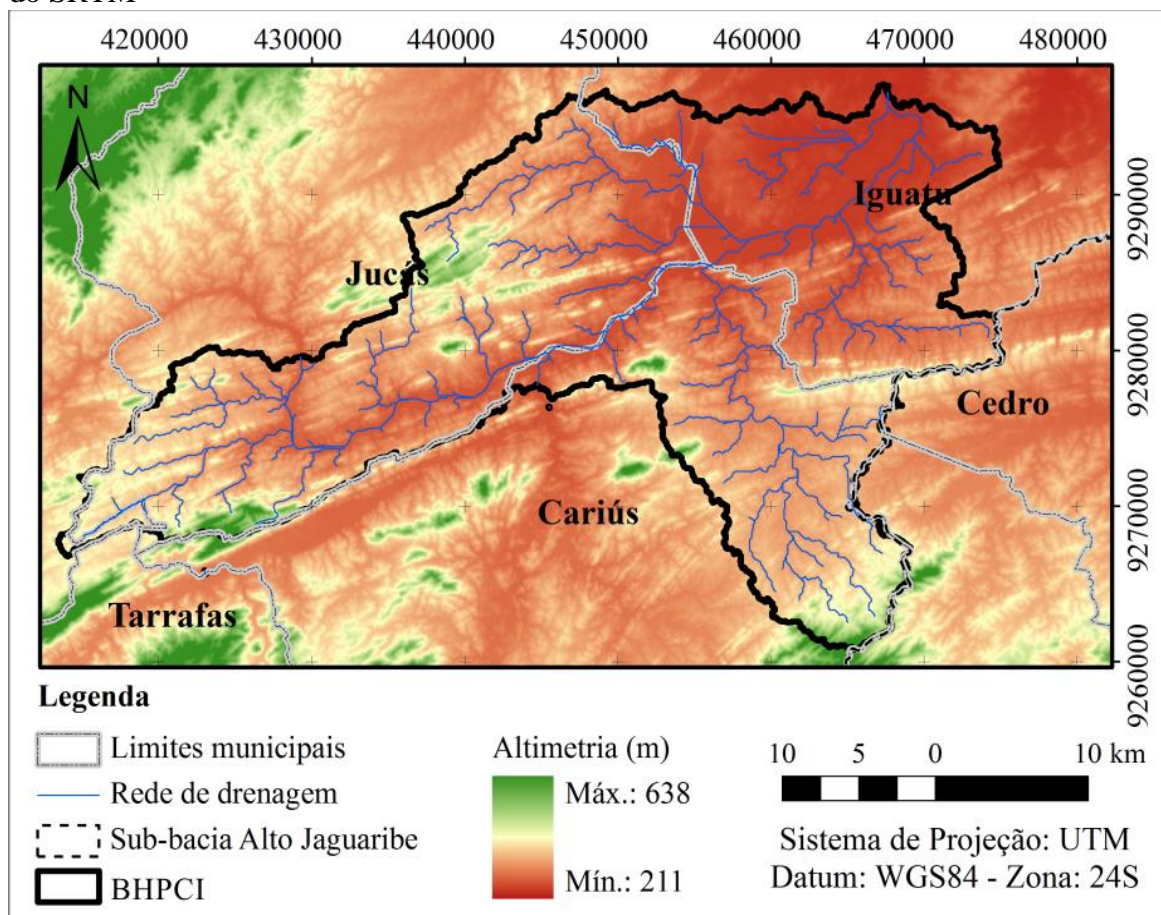
Fonte: Adaptado de Carneiro *apud* Costa (2012).

4.1.4 Fisiografia

O relevo da BHPCI é caracterizado, predominantemente, por um amplo pediplano com cotas topográficas entre 200 e 400 m. Ele também é constituída por formas mais elevadas, os Planaltos Sertanejos representados pelas serras do Torto, Bravo, Jatobá e Jaguaribe, com cotas de até 680 m (CPRM, 1998). Ao lado destas

formas mais elevadas, há depressões que apresentam cotas abaixo de 400 m, constituídas por sedimentos jurocretácicos da bacia, denominadas de Planícies fluviais (Figura 4).

Figura 4. Altimetria da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu gerada através de dados do SRTM



Fonte: Próprio autor

As planícies e terraços fluviais, moldados prioritariamente pelo rio Jaguaribe, são áreas planas, decorrente da ação fluvial para acumulação de sedimentos, com susceptibilidade a inundações periódicas nas planícies fluviais ou eventualmente inundáveis nos patamares mais elevados dos terraços fluviais. Na BHPCI, o rio Jaguaribe desenvolve um largo setor de planícies e terraços fluviais ao atingir as litologias sedimentares (CPRM, 1998).

Algumas características fisiográficas da BHPCI podem ser observadas na Tabela 2.

Tabela 2. Atributos fisiográficos da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

Atributo Fisiográfico	Valor	Unidade
Área da bacia	1.013,72	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 bacia	8,00	m km ⁻²
Declividade do curso principal	9,02	m km ⁻²
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

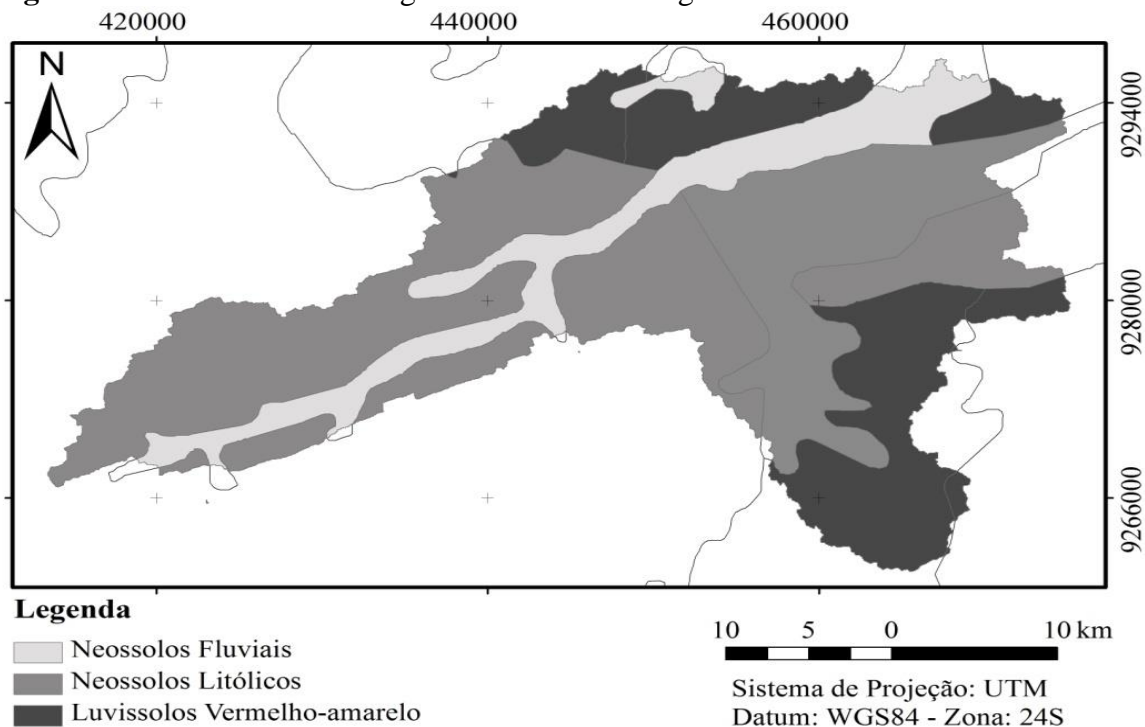
Fonte: Próprio autor

4.1.5 Solos

Os solos presentes na BHPCI são geralmente de baixa profundidade, apresentando pedregosidade, com fertilidade variando de média a alta. Os principais tipos de solos são os Neossolos (Flúvicos e Litólicos) e Luvisolos vermelho-amarelo eutróficos (Figura 5).

Os Neossolos são solos pouco desenvolvidos, derivado de sedimentos aluviais não consolidados, com profundidade variando entre profundos a muito profundos, com drenagem variando de mal a excessivamente drenados (FUNCEME, 2006).

Os Luvisolos são solos rasos a pouco profundos, apresentando pedregosidade superficial. Neste tipo de solo são encontrados áreas com características de deserto (ARAUJO, 2005).

Figura 5. Solos da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

Fonte: Adaptado de Jacomine et al., (1973).

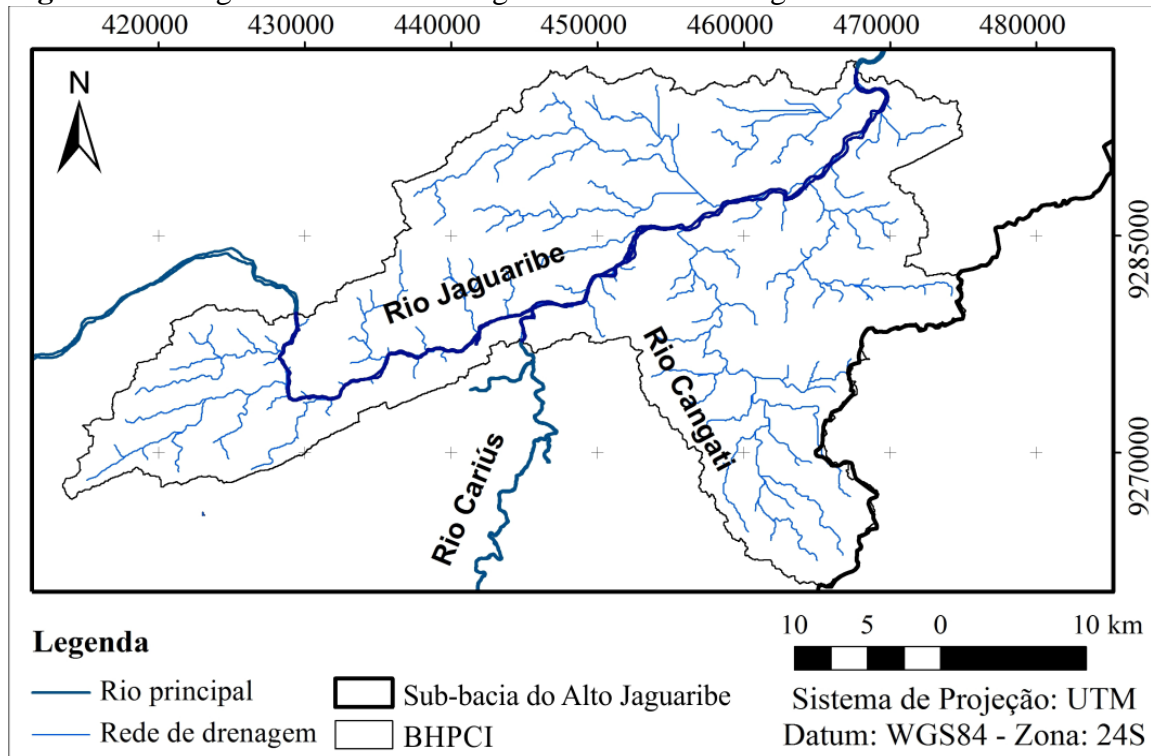
4.1.6 Hidrologia e recursos hídricos

Quanto aos recursos hídricos superficiais, o Jaguaribe é o principal rio da BHPCI, apresentando curso retilíneo em sua maior parte no domínio geológico de rochas cristalinas, devido a influências estruturais relacionadas a falhas e fraturas. Nessa área, o rio Cariús se destaca como principal afluente do Jaguaribe (Figura 6). Além do mais, segundo Costa et al. (2012), há cerca de 130 pequenos reservatórios na área de drenagem direta do BHPCI, correspondendo a aproximadamente um reservatório a cada 8 km².

Quanto aos recursos hídricos subterrâneos, de acordo com o IBGE (2003), a BHPCI é constituída de aquíferos aluvionares livres com profundidade média de 20 m.

Nesse contexto, na BHPCI, Costa et al. (2012) considera o sistema rio-aquífero como hidraulicamente conectado no meio e no fim da estação chuvosa e hidraulicamente desconectado na estação seca e no início da estação chuvosa. Sendo que, durante a estação seca e no início da estação chuvosa, os eventos de fluxo fluviométricos geram infiltração predominantemente vertical nas aluviões. Já no meio e no fim das estações chuvosas, o fluxo do rio é mantido pelo fluxo de base (antes e depois do evento) e pela infiltração lateral nas aluviões (durante o evento).

Figura 6. Hidrografia da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Fonte: Próprio autor

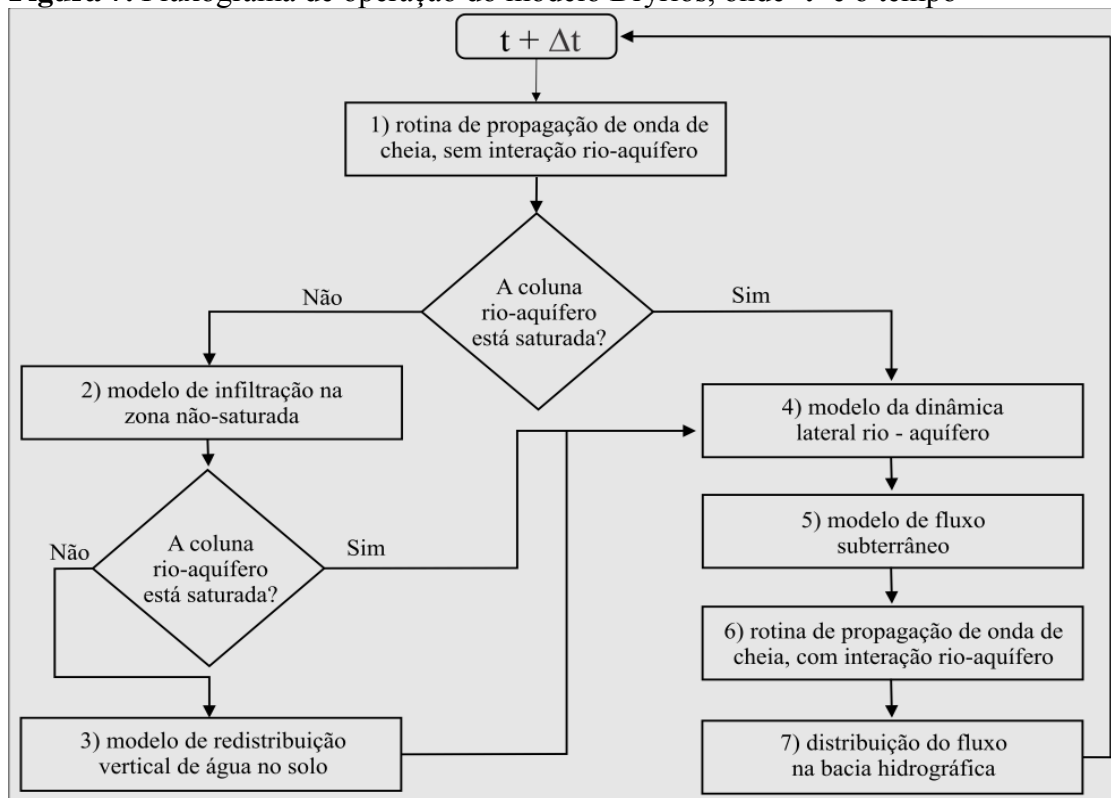
5 METODOLOGIA

5.1 Estrutura do modelo *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 de um trecho de rio. De acordo com Costa (2012) os seguintes componentes foram conceitualmente apresentados como mais influentes sobre as trocas hídricas em canais: I) vazão em rios naturais; II) infiltração na zona não saturada de uma aluvião estratificada sob o canal, com profundidade de empoçamento variável; III) redistribuição vertical da água na zona não saturada sob o curso d'água; IV) interação lateral rio-aquífero, com desenvolvimento de águas subterrâneas; V) fluxo de água subterrânea, paralela ao curso do rio, em aquíferos livres.

Os submodelos que simulam os processos governantes das trocas hídricas em canais, interagem temporalmente de acordo com fluxograma da (Figura 7).

Figura 7. Fluxograma de operação do modelo Dryrios, onde 't' é o tempo



Adaptado de Costa (2012).

De acordo com Costa (2012), o modelo *Dryrios* simula a dinâmica da interação rio-aquífero em duas situações:

- A primeira quando o fluxo superficial estiver hidraulicamente desconectado do fluxo subterrâneo, ou seja, a coluna rio-aquífero não está saturada. Desta forma, o fluxo dos submodelos 1, 6 e 7 e as águas subterrâneas, submodelos 4 e 5, estarão hidraulicamente desconectados, e as trocas hídricas dominadas pelas perdas na zona não saturada sob o curso d'água.
- A segunda quando o fluxo superficial estiver hidraulicamente conectado com o fluxo subterrâneo, ou seja, a coluna rio aquífero está saturada. Nesse caso, as trocas hídricas serão impulsionadas pela zona saturada, submodelos 4 e 5, podendo carregar ou descarregar o leito do canal a partir do fluxo.

1) Submodelo de propagação de onda de cheia:

A rotina proposta por Costa (2012), baseada na conservação da massa (Equação [1]).

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + S \times \frac{\partial A}{\partial t} = q + I_{RA} \quad [1]$$

Em que:

Q – descarga no canal natural [$L^3.T^{-1}$];

x – comprimento da seção ao longo do eixo do canal [L];

S – coeficiente de sinuosidade do trecho do rio [-];

A – área úmida da seção transversal [L^2];

t – tempo [T];

q – entrada de fluxo lateral por unidade de comprimento do canal [$L^3.T^{-1}.L^{-1}$];

IRA – termo referente a interação rio-aquífero por unidade de comprimento do canal (negativo para infiltração no leito do rio e positivo para drenagem do aquífero) [$L^3.T^{-1}.L^{-1}$].

2) Submodelo de infiltração na zona não saturada:

O processo de infiltração nas camadas não saturadas foi simulado pelo modelo de Green e Ampt (1911), modificado por Chu e Mariño (2005).

Esse submodelo do *Dryrios* é aplicado à aluvião estratificada em N camadas, com condutividade hidráulica K_N [$L.T^{-1}$], sucção da frente de umedecimento Ψ_N [L], porosidade total η_N [$L^3.L^{-3}$], ponto de murcha permanente 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' ($Z_{y-1} < z \leq Z_y$) (Figura 8), as equações governantes de fluxo vertical de água no solo são dadas pelas Equações [2] e [3]. Na Figura 8, Z_{y-1} é representado por Z_3 .

A taxa de infiltração f_z é dada pela Equação [2].

$$f_z = \frac{H_0 + z + \psi_y}{\sum_{k=1}^{y-1} \frac{Z_k - Z_{k-1}}{K_k} + \frac{z - Z_{y-1}}{K_y}} \quad [2]$$

Em que:

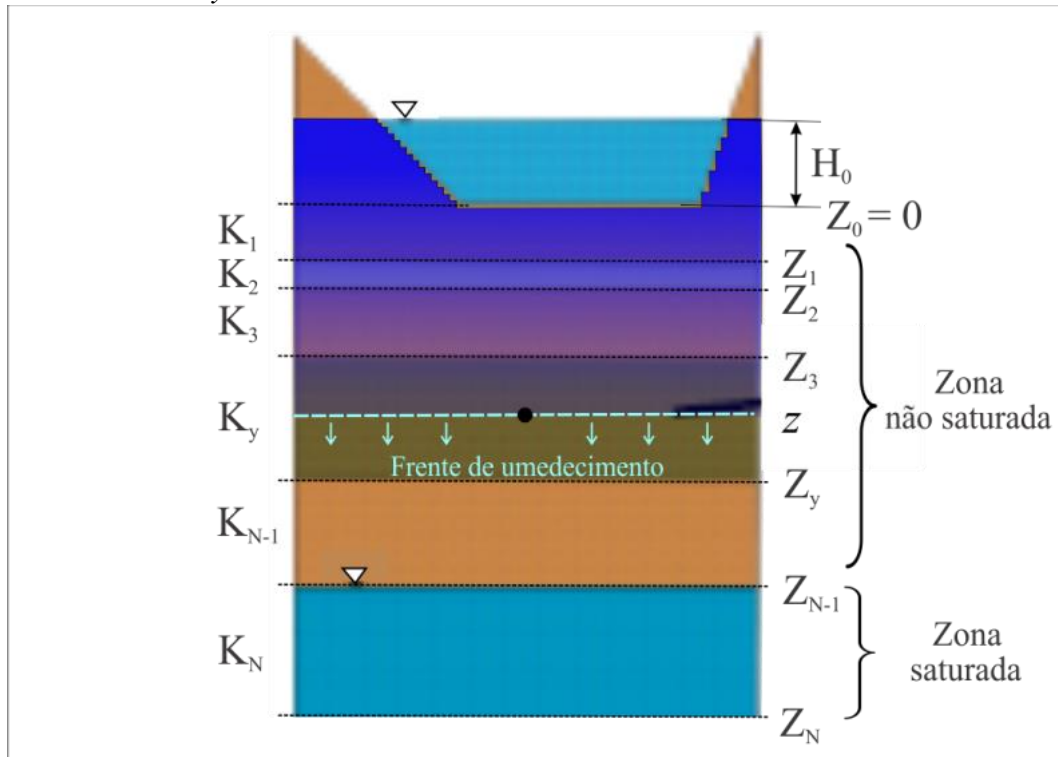
f_z - taxa de infiltração [$L.T^{-1}$];

H_0 - carga hidráulica na superfície [L];

y - índice da camada onde está localizado o ponto z; e

k - índice das camadas localizadas acima do ponto z .

Figura 8. Esquema de funcionamento do submodelo de infiltração de leitos não saturados do *Dryrios*



Fonte: Adaptado de Costa (2012).

A infiltração acumulada F_z é dada pela Equação [3].

$$F_z = F_{z_{y-1}} + (z - Z_{y-1})(\eta_y - \theta_y) = \sum_{k=1}^{y-1} (z_k - z_{k-1})(\eta_k - \theta_k) + (z - Z_{y-1})(\eta_y - \theta_y) \quad [3]$$

Em que:

F_z – infiltração acumulada [L];

z – profundidade da frente de molhamento [L].

Quando 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 (submodelo dinâmica lateral rio-aquífero). Caso contrário, a frente de umedecimento apenas flui verticalmente até a camada base (submodelo redistribuição vertical de água no solo).

Para 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 [2] pode ser reescrita como a Equação [4].

$$f_{z_N} = \frac{H_0 + Z_N}{\sum_{k=1}^N \frac{Z_k - Z_{k-1}}{K_k}} \quad [4]$$

Em que:

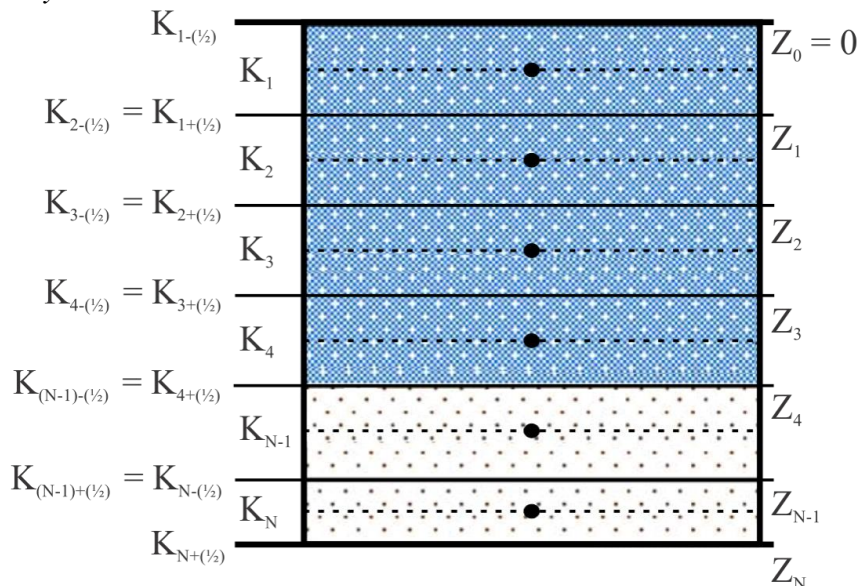
Z_N – profundidade do perfil aluvionar considerado acima do nível das águas subterrâneas [L]; e

f_{z_N} – taxa de infiltração do sistema hidraulicamente conectado [$L.T^{-1}$].

3) Submodelo de 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) escrita como função da umidade do solo (θ) (Figura 9).

Figura 9. Esquema de funcionamento do submodelo de redistribuição vertical de água no solo do *Dryrios*



Fonte: Adaptado de Chu e Mariño (2005).

Assim, o movimento de água na zona não saturada é dado pela Equação [5].

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) \frac{\partial [\psi(\theta) + z]}{\partial z} \approx \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) \quad [5]$$

Em que:

$K(\theta)$ é a condutividade hidráulica não saturada, dada através da relação entre K e θ , definida pela equação de Brooks e Corey (RAWLS et al., 1993) (Equação [6]).

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\eta - \theta_r} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad [6]$$

Em que:

K_{sat} - condutividade hidráulica saturada [$L T^{-1}$];

θ_r - umidade residual [$L^3 L^{-3}$];

η - porosidade total [$L^3 L^{-3}$]; e

λ - índice de distribuição do tamanho de poros [-].

4) Submodelo de dinâmica lateral rio-aquífero

Este submodelo considera que cada unidade aquífera é formada por M colunas, divididas entre as localizadas na camada saturada e as inseridas na zona não saturada. O fluxo lateral entre colunas ocorre em meio saturado. Esse submodelo, referente a esse processo, estima o nível freático em cada coluna aquífera, comparando as cargas hidráulicas entre duas colunas vizinhas.

O equilíbrio entre cargas hidráulicas de duas colunas vizinhas é calculado através da Equação [7].

$$h_e(A, A + 1) = \frac{C_{wA} h_A + C_{wA+1} h_{A+1}}{C_{wA} + C_{wA+1}} \quad [7]$$

Em que:

A – índice de coluna [-];

h – carga hidráulica da coluna [L];

C_w – largura da coluna [L].

5) Submodelo de fluxo subterrâneo

A abordagem utilizada por Costa (2012) é baseada em balanço hídrico para simular o fluxo das águas subterrâneas entre as unidade aquíferas (Equação [8]).

$$\frac{\partial S_{GW}}{\partial t} = \overbrace{(Q_{Up,GW} + Q_{V,Inf} + Q_{La,GW})}^{Entrada} - \underbrace{(Q_{Do,GW} + Q_S + Q_{V,DP})}_{Saída} \quad [8]$$

Em que:

S - quantidade de água subterrânea armazenada na unidade aquífera [L^3];

$Q_{Up,GW}$ - fluxo proveniente das unidades aquíferas a montante [$L^3 T^{-1}$];

$Q_{La,GW}$ - fluxo oriundo de outras unidades aquíferas laterais [$L^3 T^{-1}$];

$Q_{V,Inf}$ - perdas verticais em trânsito do canal [$L^3 T^{-1}$];

$Q_{Do,GW}$ - fluxo das unidades aquíferas à jusante [$L^3 T^{-1}$];

Q_S - termo para os sumidouros (ex.: bombeamento de água subterrânea) [$L^3 T^{-1}$] e;

$Q_{V,DP}$ - percolação vertical profunda [$L^3 T^{-1}$].

6) Submodelo interação rio-aquífero

O termo interação rio-aquífero por unidade de comprimento do canal I_{RA} [$L^2 T^{-1}$], oriundo da Equação [1], pode ser estimado pela Equação [9].

$$I_{RA} = \begin{cases} -\min[\bar{h}s/\Delta t_{sim}; |f^*|] \times \bar{P}s, & \text{para } f^* < 0 \\ f^* \times \bar{P}s, & \text{para } f^* \geq 0 \end{cases} \quad [9]$$

Em que:

$\bar{h}s$ e $\bar{P}s$ - são a média da carga hidráulica e do perímetro molhado na seção transversal, respectivamente [L]; e

f^* - infiltração potencial, enquanto a coluna rio-aquífero não está saturada [LT^{-1}].

Quando a coluna rio-aquífero está saturada, f^* é calculada através da Equação [10].

$$f^* = \frac{\Delta h^*}{\Delta t_{sim}} \quad [10]$$

Em que:

Δh^* - aumento ou diminuição de carga hidráulica na coluna rio-aquífero [L].

Δt_{sim} – passo de tempo para a simulação [T].

5.1.1 Hipóteses e simplificações

No submodelo propagação de onda de cheia, Costa (2012) utilizou a seguinte hipótese simplificadora para eliminar as variáveis desconhecidas: as informações sobre a descarga no canal natural estão “impressas” na área úmida da seção transversal. Conhecendo as possíveis variações da área úmida das seções transversais do trecho de rio simulado, aplicam-se esses dados estimando os possíveis valores da descarga no canal natural.

No submodelo de infiltração na zona não saturada, utiliza-se a carga hidráulica na superfície, que é negligenciada na formulação de Chu e Mariño (2005), pois o foco dado por estes pesquisadores foi em hidrologia de encostas. No modelo *Dryrios*, a carga hidráulica na superfície (condição de contorno superior) é dada pela média dos valores previstos na solução do submodelo de propagação de onda de cheia. 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).

No submodelo de redistribuição vertical de água no solo, Costa (2012) assumiu que a carga de tensão $\Psi(\theta)$ é desprezível e que a percolação da camada de solo N-1 para a N ocorre, se e somente se, a umidade real do solo exceder a umidade do mesmo na capacidade de campo.

Assumiu-se que os processos de evaporação e evapotranspiração potencial ocorrem, se e somente se, a umidade real do solo excede o ponto de murcha permanente.

No submodelo da dinâmica lateral rio-aquífero, assume-se que a velocidade do fluxo de água subterrânea é da mesma ordem de grandeza da média da condutividade hidráulica saturada entre colunas vizinhas.

No submodelo de fluxo subterrâneo, foram definidas condições de contorno. O *Dryrios* assume que o sistema aquífero pode ser caracterizado por cargas constantes à montante. A condição de contorno a jusante pode ser definida como sem fluxo ou,

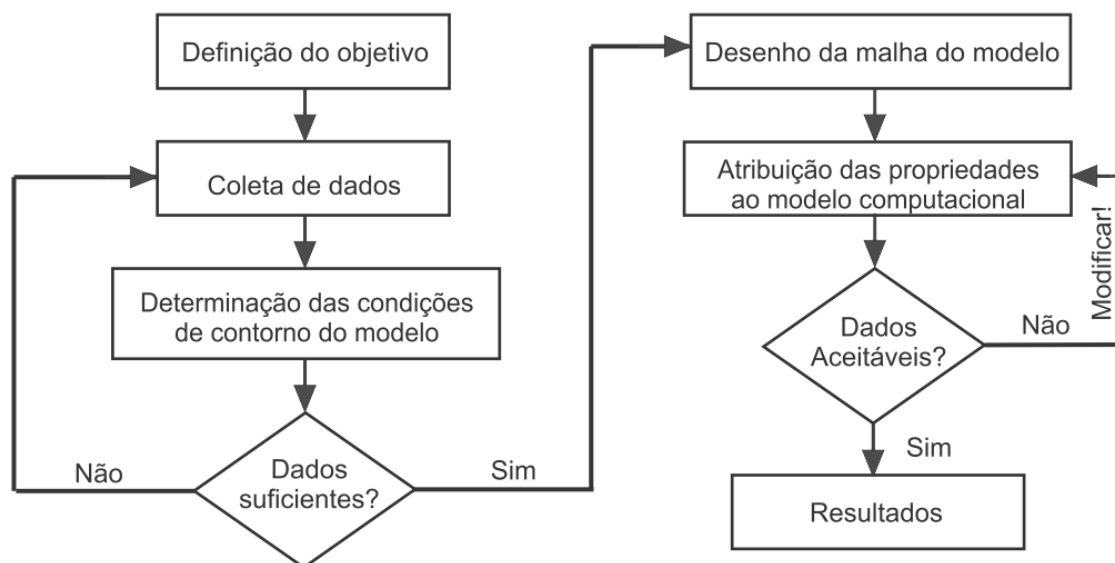
assume-se que o gradiente da unidade aquífera mais a jusante é igual ao da unidade vizinha à montante.

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. Segundo Costa (2012), esse pressuposto é apropriado porque as várzeas são geralmente muito amplas e a profundidade do nível freático em superfície é muito rasa. Simplificando essa situação, admitiu-se que este excesso de água evapora rapidamente.

5.2 Construção do modelo conceitual

A elaboração do modelo conceitual é definida pelas etapas indicadas no fluxograma da (Figura 10).

Figura 10. Fluxograma de elaboração modelo conceitual de simulação



Fonte: Adaptado de Santos (2004).

5.2.1 Definição do objetivo

O objetivo da simulação é avaliar a dinâmica de fluxo rio-aquífero em regiões semiáridas, com foco nas principais características hidrológicas da área em estudo. No entanto, se faz necessário definir o nível de detalhamento do modelo de acordo com a disponibilidade de dados, considerando o grau de precisão desejável.

5.2.2 Coleta de dados

Os métodos aplicados na obtenção das variáveis hidrológicas e dos parâmetros necessários à modelagem da interação rio-aquífero do modelo *Dryrios* estão descritos respectivamente nos itens 5.4.2. e 5.4.3.

5.2.3 Determinação das condições de contorno

Para área de estudo da BHPCI foram utilizados as mesmas condições de contorno adotadas por Costa (2012) com exceção nível freático do aquífero nos trechos que foram monitorados e receberam as condições de contorno inicial de acordo com o nível do aquífero observado para o mesmo período dos eventos simulados.

5.2.4 Desenho da malha do modelo

A malha do modelo foi limitada à zona aluvionar de trechos do rio parametrizado. As topografias das seções do leito do rio definiram as colunas aquíferas dos sistemas. As estratigrafias das aluviões definiram o número de camadas de horizontes.

5.3 Parametrização

A parametrização inicia-se com a escolha da bacia hidrográfica de interesse e delimitação da área da aluvião e, dentro da mesma, definem-se os trechos dentro da área da aluvião no curso do rio principal. Com os trechos definidos faz-se uso de nível topográfico para a obtenção das cotas topográficas das seções dos trechos do rio principal a serem utilizados na modelagem.

Após a delimitação dos trechos aluvionares, faz-se uso das cotas topografias das seções do rio para determinar o comprimento das colunas aquíferas, que corresponde a metade da média do comprimento entre duas seções subsequentes do leito do rio. Desta forma, com o comprimento das colunas aquíferas e a área de toda a aluvião determina-se o número de colunas aquíferas e a posição do rio na aluvião em cada trecho. Através de uma imagem de satélite é possível definir a sinuosidade do rio que deve ser determinada por trechos.

As colunas tem N camadas a serem definidas de acordo com as necessidades de um maior ou menor refinamento e detalhamento da distribuição das camadas no solo. Os horizontes da aluvião são definidas através de dados de estratigrafias da área, desta forma, delimitam-se os horizontes de acordo com as diferentes texturas de solo e assim determina-se o número de camadas por horizonte. A cada horizonte atribuiu-se os parâmetros de condutividade hidráulica saturada, condutividade hidráulica lateral, condutividade hidráulica paralela, porosidade, umidade inicial, capacidade de campo, umidade na frente de sucção, umidade residual e ponto de murcha permanente índice de distribuição de poros. Os parâmetros de umidade na frente de sucção, ponto de murcha permanente, umidade higroscópica e índice de distribuição de tamanho de poros são atribuídos apenas às colunas do rio.

Os dados topográficos das seções do leito do rio (cotas e respectivas distâncias) de cada trecho, também são utilizados para estimar as áreas molhadas e os perímetros molhados de cada seção de acordo com as variações das cargas hidráulica nas seções.

A propagação de onda no canal é calculada a partir da solução numérica de uma equação diferencial parcial que rege o processo. O método numérico utilizado é o das diferenças finitas na forma implícita. Nesse contexto, o passo de tempo de simulação que define a melhor estabilidade numérica foi definido a partir da condição de Courant-Friedrichs-Lewy (HILDEBRAND, 1968). Assim o passo de tempo foi definido a partir da relação entre a velocidade máxima esperada para o curso e o comprimento mínimo do trecho (Equação [11]).

$$\Delta t_{sim} \leq \frac{\Delta x_{min}}{v_{max}} \quad [11]$$

Em que:

Δt_{sim} - passo de tempo (T) para a simulação;

v_{max} - velocidade máxima esperada para o curso ($L T^{-1}$); e

Δx_{min} é o comprimento mínimo do trecho (L).

Costa (2012) definiu que estabilidade numérica para a BHPCI ocorre com o passo de tempo de 12 horas.

5.3.1 Parametrizações da BHPCI

Para a BHPCI foram utilizadas três parametrizações: a primeira parametrização (Pz1) foi a mesma definida por Costa (2012); a segunda parametrização (Pz2) foi feita mantendo todos os parâmetros definidos por Costa (2012), com adição de um novo horizonte nas camadas mais baixas de cada trecho de forma a representar a condição de contorno de não fluxo (representando o cristalino), desta maneira o pacote sedimentar em cada trecho passou a ser variável de acordo com a cota topográfica; a terceira parametrização (Pz3) foi feita mantendo as seções do rio e as delimitações das colunas definidas por Costa (2012), porém foram adotadas cotas topográficas reais da área (as mesmas utilizadas na Pz2) e foram feitas mudanças nos parâmetros do solo (utilizando informações estratigráficas da área, disponibilizadas no *website* da CPRM (www.cprm.gov.br) e nas sinuosidades dos trechos do rio (redefinidas através de imagens de satélite).

5.4 Modelagem da interação rio-aquífero

Os parâmetros requeridos pelo modelo *Dryrios* encontram-se na Tabela 3. A seguir serão definidas as metodologias utilizadas na obtenção de cada um deles, além das variáveis.

Tabela 3. Parâmetros necessários para execução do modelo *Dryrios*

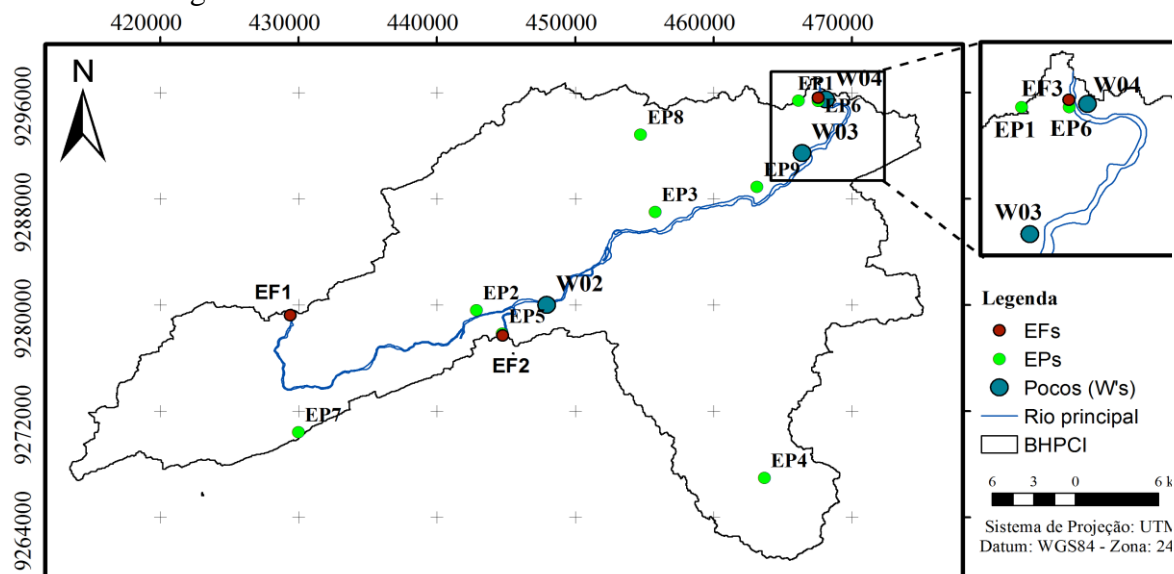
Componente	Parâmetro
Sistema rio	Área das seções transversais (L ²)
	Perímetro das seções transversais (L)
	Elevação das seções transversais (L)
	Comprimento do canal (L)
	Coefficiente de sinuosidade (-)
Unidade aquífera	Número de colunas aquíferas (-)
	Locação da coluna rio-aquífero (-)
	Largura da 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: Próprio autor

5.4.1 Rede de Monitoramento

A rede de monitoramento hidrológico é composta de estações meteorológicas e fluviométricas e de poços na aluvião, para monitoramento de níveis freáticos (Figura 11 e Tabela 4).

Figura 11. Estações de monitoramento utilizados na Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Fonte: Próprio autor

EF (Estações Fluviométricas); W (Poços Monitorados); EP (Estações pluviométricas); BHPCI (Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu)

As estações fluviométricas que limitam a BHPCI (EF1, EF2 e EF3), são monitoradas pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), desde 2001. O monitoramento do nível da água nas seções fluviométricas ocorre diariamente através das régua instaladas e bimestralmente ocorre a medição da vazão.

As séries pluviométricas são monitoradas diariamente pela FUNCEME e ANA.

Os dados das estações pluviométricas e fluviométricas destacados na Tabela 4 foram obtidos no site do *hidroweb* ANA (www.hidroweb.ana.gov.br).

Os níveis freáticos de três poços W01, W02 e W03 (Figura 12), foram monitorados diariamente de seis em seis horas, através de sensores de pressão Hobo U20 water level (Onset), durante o período de abril de 2010 a novembro de 2013, pelo Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido (HIDROSED) (www.hidroсед.ufc.br).

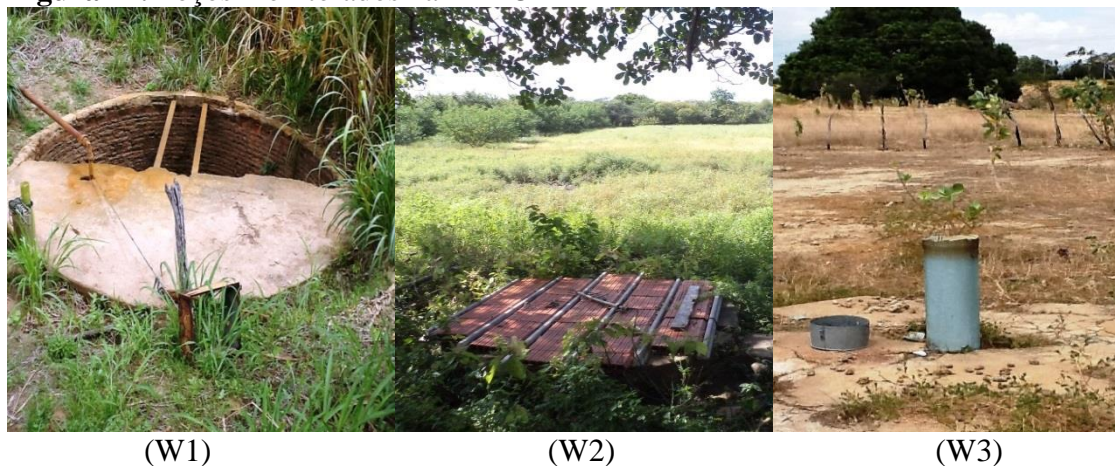
Tabela 4. Estações de monitoramento fluviométrico, pluviométrico e de níveis freáticos presentes na Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu

ID	Localização	Coordenada UTM		Variável	Intervalo de Tempo	Órgão Responsável
		Latitude (Y)	Longitude (X)			
EF1	Rio Jaguaribe/ Sítio Patos/ Jucás	9279206	429393	Vazão	1 dia	CPRM/ANA
EF2	Rio Cariús/Z. Urbana/ Cariús	9277688	444751	Vazão	1 dia	CPRM/ANA
EF3	Rio Jaguaribe/Z. Urbana/ Iguatu	9295639	467559	Vazão	1 dia	CPRM/ANA
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	CPRM/ANA
EP7	São Sebatião/ 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
W01	Sítio Lobato/ Cariús	9280051	447964	Nível Freático	6 horas	HIDROSED
W02	Penha/Iguatu	9292475	466412	Nível Freático	6 horas	HIDROSED
W03	SAE/Iguatu	9295539	468145	Nível Freático	6 horas	HIDROSED

Datum: WGS84

Fonte: Próprio autor

Figura 12. Poços monitorados na BHPCI



Fonte: Próprio autor

W1 – poço amazonas localizado no Sítio Lobato (Cariús); W2 – poço amazonas na localidade de Penha (Iguatu) e; W3 – poço tubular localizado no SAAE (Iguatu).

5.4.2 Obtenção das variáveis

I. Precipitação

A BHPCI apresenta uma área de aproximadamente 1.000 km², podendo ocorrer grande variabilidade pluviométrica na mesma. Assim, utilizaram-se nove estações pluviométricas, monitoradas por órgãos governamentais (FUNCEME e ANA), para avaliação das contribuições da área de drenagem direta do trecho do rio utilizado na modelagem (Figura 11), do item 5.4.1.

II. escoamento superficial

Na BHPCI o escoamento superficial foi monitorado a partir das estações fluviométricas EF1 (posto no Sítio Patos no município de Jucás) e EF2 (posto em Cariús) à montante e EF3 (posto em Iguatu) à jusante. Essas estações são constituídas de réguas limnimétricas monitoradas diariamente por órgãos governamentais (CPRM e ANA). Os dados são aplicados em curvas-chaves para a obtenção das vazões, que estão disponíveis no sistema *hidroweb* da ANA (hidroweb.ana.gov.br).

III. Nível freático do aquífero

Os níveis freáticos na aluvião da BHPCI foram obtidos por três sensores de pressão automáticos (*HOBO data logger*) da marca *Onset Computer Corporation* coletando dados a cada 6 horas. Esse monitoramento foi distribuído na área de estudo em poços próximo ao leito do rio.

Para a obtenção das cargas hidráulicas em cada poço foi feito um levantamento da altitude com um GPS Geodésico fabricado pela empresa LEICA, permitindo assim obter o nível real do aquífero em cada poço. Desta forma, com os dados de altitude real da boca dos poços, o tamanho do fio de cobre que prendia o sensor, e as informações da coluna de água que se encontrava acima do sensor foi possível determinar a variação do nível freático.

Com as informações dos níveis freáticos dos três poços monitorados foi definido um gradiente hidráulico para estimar o nível freático de um dos trechos não monitorados.

5.4.3 Obtenção de parâmetros

Na BHPCI, as parametrizações Pz1 e Pz2 foram mantidos os parâmetros utilizados na modelagem definidos por Costa (2012).

A Pz3 foi feita com uso de perfis estratigráficos da área disponibilizado pela CPRM, assim de acordo com as variações das texturas presentes na área foi estimado os parâmetros do solo: porosidade, umidade residual, índice de distribuição de tamanho de poros, ponto de murcha permanente e capacidade de campo, a partir de Rawls e Brakensiek (1985) e condutividade hidráulica saturada e sucção na frente de molhamento, a partir de Rawls e Brakensiek (1983).

As sinuosidades por trecho foram estimadas através de imagem de satélite disponível no Google Earth.

5.5 Análise de consistência dos dados fluviométricos

A análise dos dados fluviométricos BHPCI foram feitas segundo metodologia da MME (1982). Com o auxílio dos cotogramas obtidos da ANA foram analisadas inconsistências tais como: ausência completa de dados por um período mais ou menos prolongado, que apresentem eventualmente alguns dados intermediários esparsos. Para o preenchimento das falhas de observação, verificou-se a existência de algum preenchimento arbitrário que possa ser atribuído a erros de um metro.

5.5.1 Definição dos Eventos para Simulação

A seleção dos eventos para as simulações no *DRYRIOS* com as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3 foram feitas seguindo os seguintes passos:

- 1- Obtenção das vazões medidas pela CPRM e disponível no website da ANA no período 2010 a 2013;
- 2- Análise de consistência das vazões segundo metodologia da (MME, 1982);
- 3- Interpolação linear das vazões disponibilizadas pela ANA que se encontram de 24 em 24 horas para o passo de tempo definido na parametrização no caso da BHPCI de 12 em 12 horas;
- 4- Separação dos eventos de cheia no rio para as simulações.

5.5.2 Análise dos eventos para simulação inicial

Costa (2012) estimou empiricamente os tempos de viagens das ondas de cheias dos postos fluviométricos à montante até o posto fluviométrico à jusante a partir de

fluxos de pico nas estações fluviométricas, assim, o tempo de viagem da onda de cheia de EF1 e EF2 para EF3 foram estimados em respectivamente dois e um dia.

Após a seleção dos eventos, foram calculados os índices de perdas e ou ganhos em trânsito na EF3, tomando como *input* a soma da EF1 com a EF2 ([Equação 12]).

$$P_T = \frac{V(Output) - V(Input)}{V(Input)} \quad [12]$$

Em que:

$V(Output)$ é o volume que passa na estação fluviométrica EF3 num dado evento; e $V(Input)$ é a soma dos volumes que passaram nas estações fluviométricas EF1 e EF2 no mesmo evento.

Calculou-se o volume das vazões de entrada (EF1 e EF2) observado (*Input*) e volume de saída (EF3) observados (*output*) intergrando os hidrogramas.

A partir de índices definidos por Costa (2012) foi possível verificar se houveram perdas, ganhos, ou alguma possível entrada lateral ou liberação de água:

- a) se $P_T \approx -1$, todas entradas foram perdidas em trânsito (isso pode ocorrer quando acontece uma cheia no rio após um período em que ele se encontrava seco);
- b) se $-1 < P_T < 0$, as perdas em trânsito são relevantes e reduz o fluxo de entrada a partir dos medidos à montante;
- c) se $P_T \approx 0$, as perdas em trânsito aproximam-se de zero ou são compensados pela contribuição da área de drenagem direta entre os medidores de vazão;
- d) se $P_T > 0$, a contribuição da área de drenagem direta entre os medidores de vazão é maior do que eventuais perdas em trânsito (situações com $P_T > 0$ ocorrem principalmente na época das chuvas).

5.6 Análise de sensibilidade e calibração

Após as parametrizações foram feitas as simulações com o modelo *Dryrios*. Nas simulações utilizaram-se sete eventos disponíveis e os modelos conceituais adotados em Pz1, Pz2 e Pz3. A partir das vazões do rio e das cargas hidráulicas do aquífero medidas em campo e fornecidas pelo modelo foram calculados o Coeficiente de Eficiência Nash-Sutcliffe ([Equação 13]) (NASH; SUTCLIFFE, 1970) e o Erro ([Equação 14]).

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (V_{obsi} - V_{simi})^2}{\sum_{i=1}^n (V_{obsi} - \bar{V}_{obs})^2} \quad [13]$$

Em que:

V_{obsi} é a variável observada no dia i (m^3/s), V_{simi} é a variável simulada no dia i (m^3/s) e \bar{V}_{obs} é a variável média dos dados observados (m^3/s).

Gottschalk e Motovilov (2000) apresentam a seguinte classificação para esse coeficiente em aplicações da simulação hidrológica utilizando intervalos diários: COE igual a 1 corresponde a ajuste perfeito; $COE > 0,75$ o modelo é considerado adequado e bom; e COE entre 0,36 e 0,75 o modelo é considerado aceitável. O COE está associado à eficiência de estimativas de vazões de pico do hidrograma.

$$(E\%) = \frac{\sum(V_{simi}) - \sum(V_{obs})}{\sum(V_{obs})} \quad [14]$$

Valores de E% positivos indicam que o evento simulado superestima o observado e negativos subestima o observado.

Após a simulação foi realizado uma análise de sensibilidade e calibração do modelo. Para isso foi selecionado o evento que apresentou maior cheia e que apresentasse uma condição inicial do aquífero que permitisse ao modelo utilizar todas as suas sub-rotinas, ou seja, um evento em que a carga hidráulica do aquífero se encontrasse abaixo da base do leito do rio. O evento que apresentou melhor resultado foi utilizado na análise de sensibilidade dos parâmetros e calibração do modelo simultâneas. A análise de sensibilidade contribuiu para identificar os parâmetros mais sensíveis do modelo, já a calibração foi feita ajustando os parâmetros mais sensíveis identificados na análise de sensibilidade, reduzindo as incertezas ocorridas na parametrização.

A análise de sensibilidade e calibração simultâneas foram feita seguindo as seguintes etapas:

1. Efetuaram-se variações de cada parâmetro por vez, mantendo os demais fixos, seguindo as percentagens de $\pm 10\%$, $\pm 20\%$, $\pm 30\%$ e $\pm 50\%$, indicadas por Abdulla e Al-Branih (2000).

2. Calculou-se os valores do (COE) e do E% para as vazões do rio e das cargas hidráulicas do aquífero.

3. Obteve-se os parâmetros mais sensíveis a partir das variações dos valores do E% calculados.

4. Manteve-se os valores dos parâmetros referentes aos menores valores de COE e de E%, calibrando o modelo e reduzindo as incertezas ocorridas na parametrização.

Após a calibração do modelo foram realizadas novas simulações para os sete eventos.

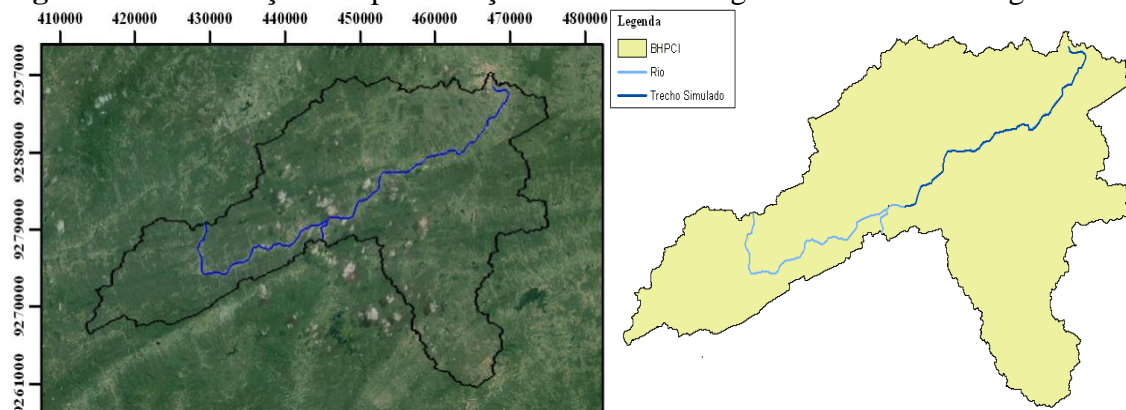
As respostas das simulações de todos os eventos foram novamente submetidas a análise do COE e do E%. Também foram obtidos os volumes dos eventos calculados e observados e identificou-se os picos das propagações de cheia no rio calculado e observado.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Parametrização da BHPCI

A área de estudo foi delimitada, espacializada e definido o trecho do curso do rio a ser modelo (Figura 13). Neste caso, um dos pré-requisitos para escolha do trecho a ser modelado foi a existência de monitoramento à montante e à jusante do mesmo, condição difícil de encontrar, especialmente em rios intermitentes.

Figura 13. Delimitação e Espacialização da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu



Datum: WGS84

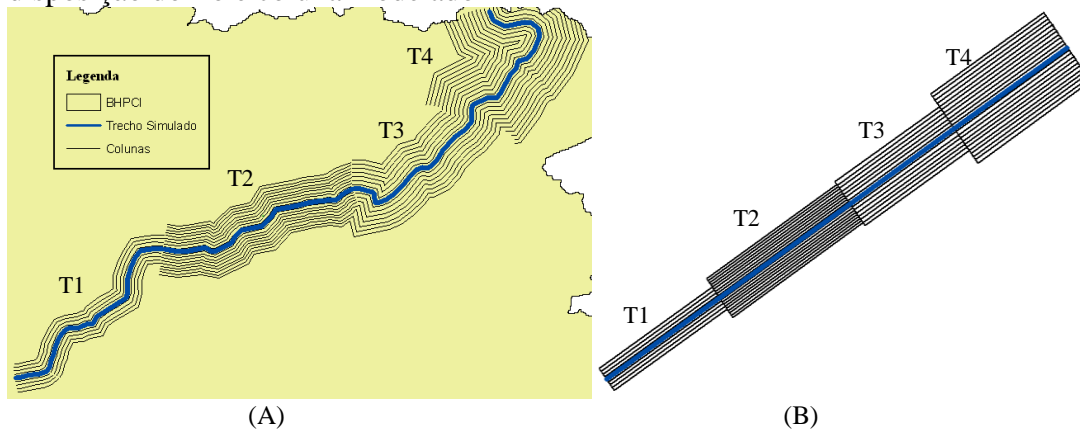
Fonte: Adaptado do Google Earth

6.1.1 Desenho da malha dos trechos

Após a delimitação da bacia obteve-se informações sobre a área da aluvião, para posterior divisão dos trechos em colunas (Figura 14). Na simulação do *DRYRIOS* para a BHPCI a resposta do modelo são as vazões no rio e a carga hidráulica no aquífero no quarto trecho, por coluna e por passo de tempo. O monitoramento realizado no quarto trecho foi feito na coluna 13, partindo da esquerda para direita. Os outros trechos também monitorados são utilizados para fornecer a condição de contorno inicial de cada trecho.

Observa-se na Figura 14A, a disposição real do rio e das colunas aluvionares com suas formas sinuosas, e na Figura 14B, a disposição das colunas e o rio em linhas retas, como é fornecido para o modelo, juntamente com a sinuosidade de cada trecho que se encontram na Tabela 5 do Item 6.1.2.

Figura 14. Delimitação das colunas para modelagem (A) disposição real do rio e (B) disposição do rio e coluna modelado



Legenda: Os trechos são definidos de montante (T1) para jusante (T2): T1: Primeiro trecho com 7 colunas (poço na coluna 5) 1; T2: Segundo trecho com 17 colunas (poço na coluna 7); T3: Terceiro trecho com 13 colunas (poço na coluna 4); e T4: Quarto trecho com 21 colunas (poço na coluna 13).

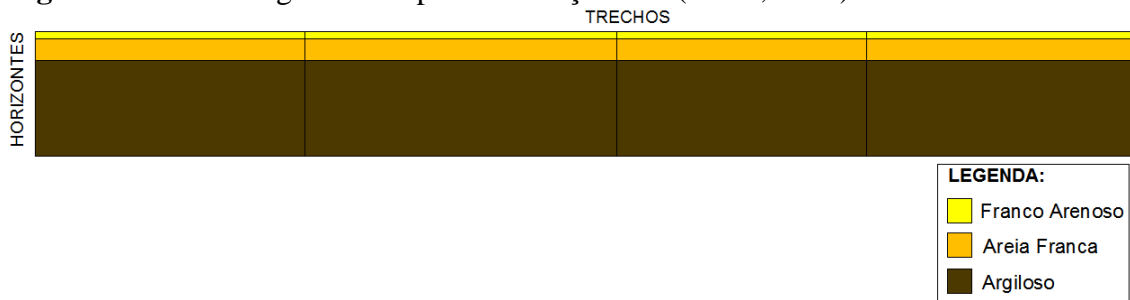
Fonte: Próprio Autor

6.1.2 Perfis longitudinal e transversal dos trechos

Perfis adotados na parametrização Pz1 de Costa (2012)

A parametrização Pz1, definida por Costa (2012), apresenta perfil longitudinal, dividida em cinco seções e quatro trechos (Figura 15). Esta configuração apresenta forma plana, desconsiderando a topografia de cada trecho.

Figura 15. Perfil longitudinal - parametrização Pz1 (Costa, 2012)



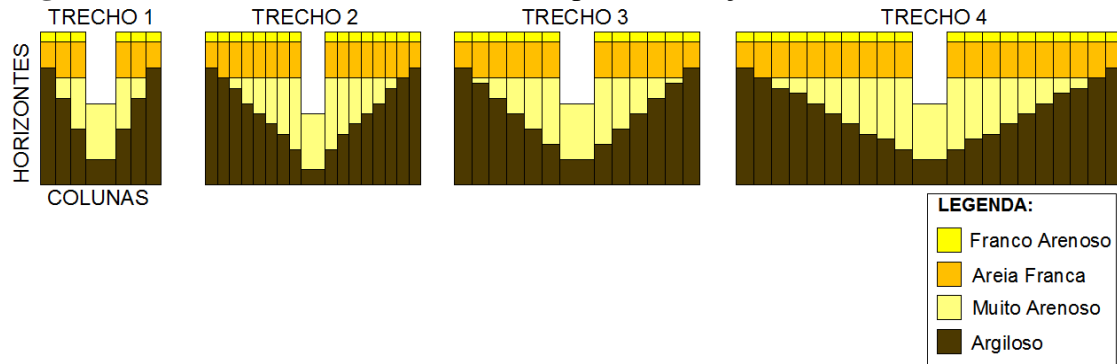
Escala Vertical (1:2003); Escala Horizontal (1:197820)

Fonte: Adaptado de Costa (2012).

As seções transversais apresentam formas trapezoidais (Figura 16).

As Figuras 15 e 16 também apresentam os horizontes dos solos, cuja base, definida pelo horizonte argiloso, representará a condição de contorno de não fluxo. Acima do horizonte argiloso encontra-se os outros horizontes, os quais são subdivididos em camadas.

Figura 16. Perfis transversais dos trechos - parametrização Pz1



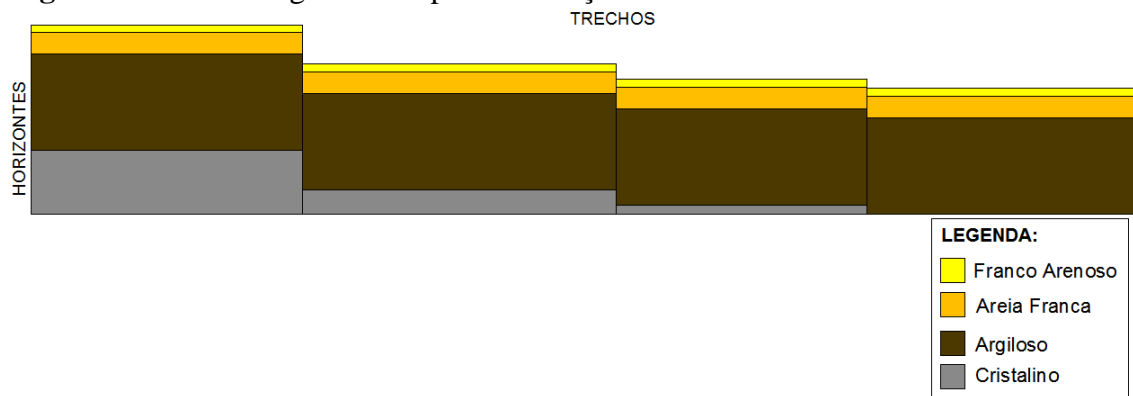
Escala Vertical (1:10000); Escala Horizontal (1:1655)

Fonte: Adaptado de Costa (2012).

Perfis adotados na parametrização Pz2 modificada de Costa (2012)

Na parametrização Pz2 levou-se em conta a topografia dos trechos e foi acrescido um novo horizonte aos trechos 1, 2 e 3, representando a rocha cristalina (Figura 17).

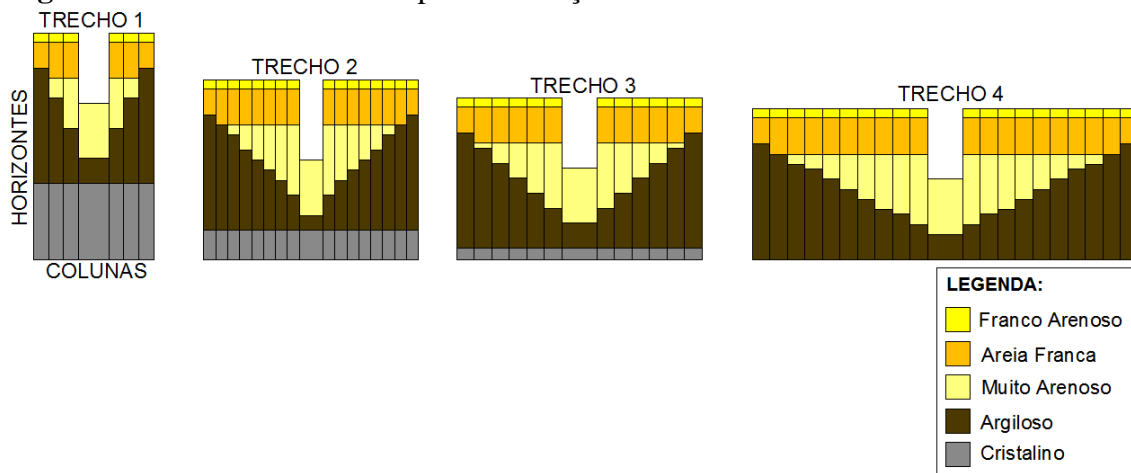
Figura 17. Perfil Longitudinal - parametrização Pz2



Escala Vertical (1:2003); Escala Horizontal (1:197820)

Fonte: Próprio Autor

Nos perfis transversais da Figura 18 foram mantidos os mesmos horizontes de solos definidos por Costa (2012), acrescida do horizonte representando o cristalino.

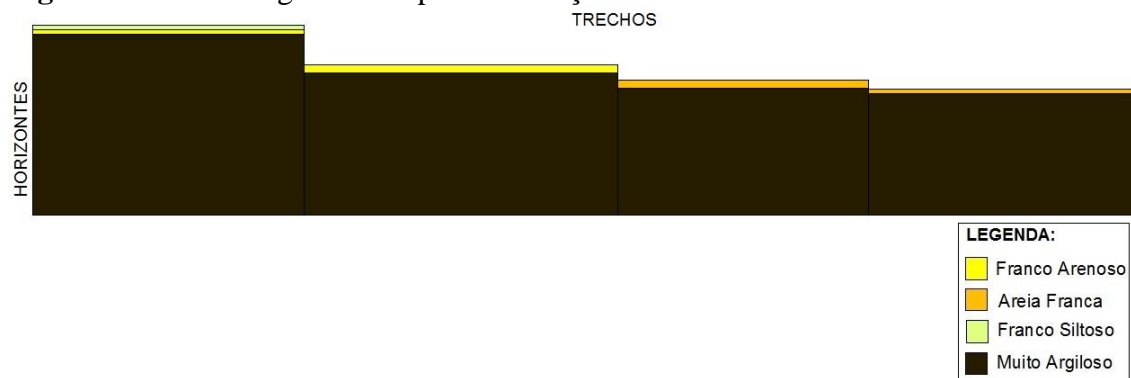
Figura 18. Perfis transversais - parametrização Pz2

Escala Vertical (1:10000); Escala Horizontal (1:1655)

Fonte: Próprio Autor

Perfis adotados na parametrização Pz3

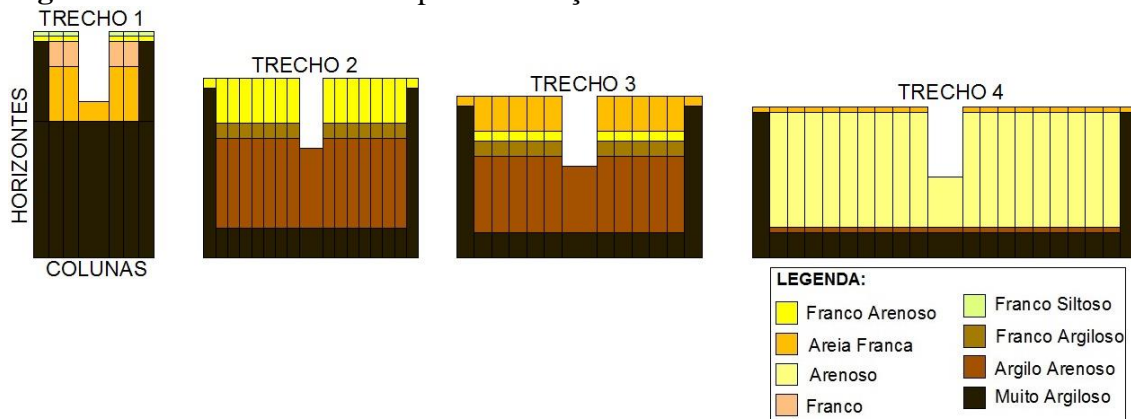
Foram adotadas as mesmas condições topográficas dos trechos definidos na parametrização Pz2, contudo, não foi criado um novo horizontes para representar a condição do cristalino, para tal, a base do perfil de cada trecho foram definidas como solo argiloso (Figura 19).

Figura 19. Perfil longitudinal - parametrização Pz3

Escala Vertical (1:2003); Escala Horizontal (1:197820)

Fonte: Próprio Autor

Na parametrização Pz3 o perfil transversal dos trechos (Figura 20) foram reparametrizados, tendo as texturas dos solos em cada horizonte redefinidos a partir de perfis estratigráficos disponibilizados pela CPRM em cada trecho.

Figura 20. Perfis transversais - parametrização Pz3

Escala Vertical (1:10000); Escala Horizontal (1:1655)

Fonte: Próprio Autor

Os parâmetros adotados em cada uma das parametrizações encontram-se na Tabela 5.

Tabela 5. Parâmetros de forma utilizados nas parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3

Trechos	Parâmetros	Pz1	Pz2	Pz3
1	Coefficiente de Sinuosidade	1,2	1,2	1,2
	Comprimento Canal (m)	6500	6500	6500
	Altura (m)	30	45,2	45,2
	Largura (m)	1200	1200	1200
	Número de Colunas	7	7	7
2	Coefficiente de Sinuosidade	1,2	1,2	1,1
	Comprimento Canal (m)	7500	7500	7500
	Altura (m)	30	35,8	35,8
	Largura (m)	2142	2142	2142
	Número de Colunas	17	17	17
3	Coefficiente de Sinuosidade	1,2	1,2	1,2
	Comprimento Canal (m)	6000	6000	6000
	Altura (m)	30	32,2	32,2
	Largura (m)	2450	2450	2450
	Número de Colunas	13	13	13
4	Coefficiente de Sinuosidade	1,2	1,2	1,8
	Comprimento Canal (m)	6500	6500	6500
	Altura (m)	30	30	30
	Largura (m)	3850	3850	3850
	Número de Colunas	21	21	21

Fonte: Próprio Autor

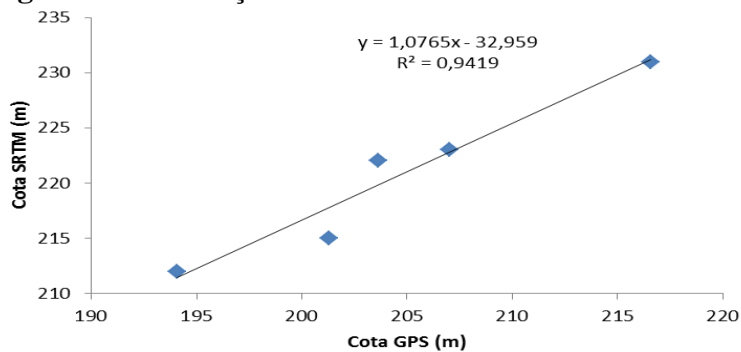
6.2 Monitoramento dos níveis freáticos e estimativa do gradiente hidráulico do aquífero

O monitoramento dos níveis freáticos dos poços nos trechos modelados se faz necessário para que se possa alimentar o modelo com as condições iniciais das cargas hidráulicas do aquífero no período que ocorreram os eventos de cheia no rio. Essa condição inicial tem grande importância, pois, indicará se no momento da cheia do rio, o nível freático se encontra abaixo do leito do rio. Essa condição fará com que o modelo utilize todas as suas sub-rotinas (propagação da onda de cheia, infiltração na zona não-saturada e redistribuição vertical da água no solo, dinâmica lateral rio-aquífero, fluxo subterrâneo e interação rio-aquífero). Caso contrário, se o aquífero encontrar-se conectado ao rio, o modelo não utilizará todas as sub-rotinas, executando apenas a propagação da onda de cheia, a dinâmica lateral rio-aquífero, o fluxo subterrâneo e a interação rio-aquífero.

O monitoramento foi feito em três dos quatro trechos presentes na parametrização. Diante da ausência do monitoramento do segundo trecho, os dados foram estimados a partir do conhecimento do gradiente hidráulico entre os poços monitorados nos outros trechos.

O gradiente hidráulico foi definido a partir do conhecimento das cotas topográficas da boca dos poços, dos níveis freáticos e das cotas do *SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)* da área ausente.

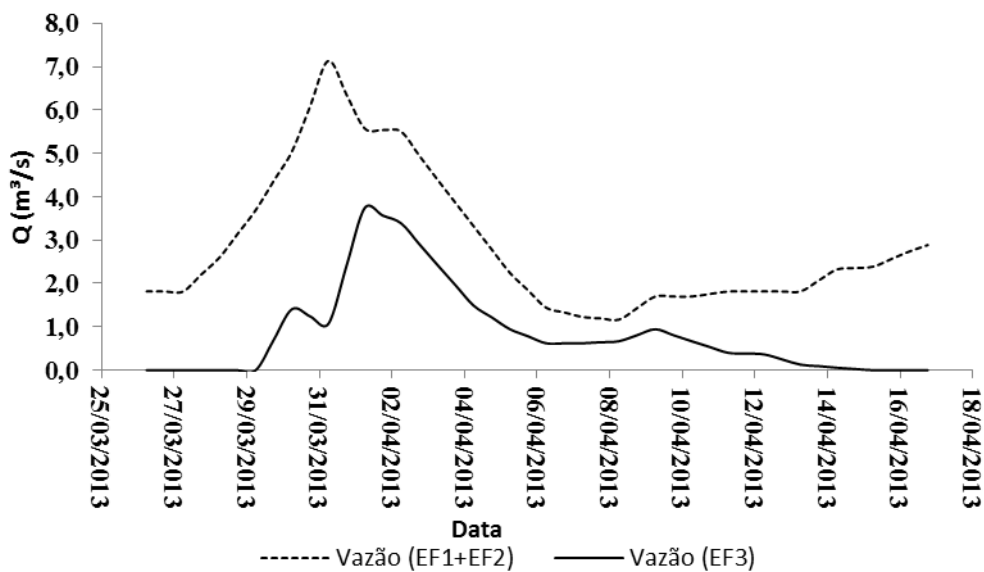
A partir das cotas topográficas do GPS Geodésico e das cotas do SRTM dos locais dos poços e das calhas do leito do rio foi obtida a correlação linear (cota GPS x cota SRTM) com $R^2 = 94\%$ (Figura 21). Da equação de correlação foi possível estimar cotas mais precisas a partir do conhecimento de cotas do SRTM. Assim estimou-se a cota topográfica e a carga hidráulica do aquífero do trecho 2.

Figura 21. Correlação linear entre cotas do GPS Geodésico e cotas do SRTM

Fonte: Próprio Autor

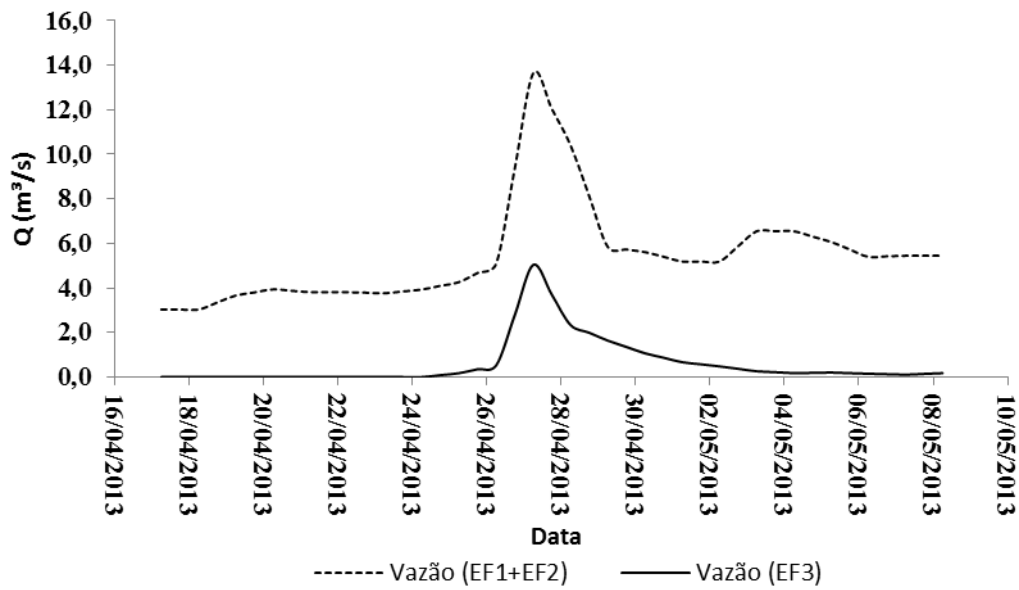
6.3 Eventos utilizados na modelagem

Foram selecionados sete eventos de cheia do rio (Figuras 22, 23, 24, 25, 26, 27 e 28) com diferentes condições de cheias: cheias de curta e longa duração e cheia à montante sem reflexo em seções de jusante.

Figura 22. Evento 1 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)

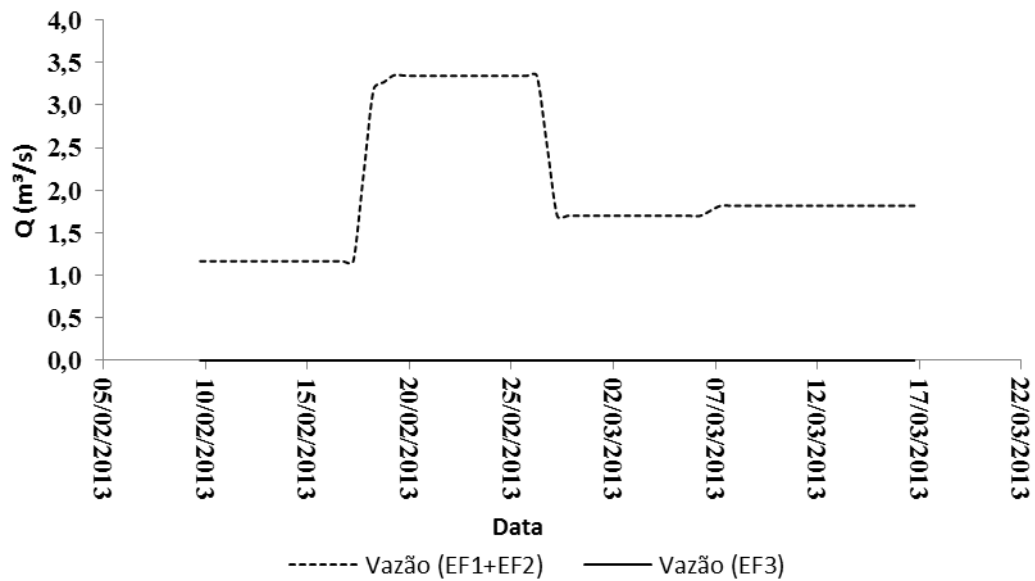
Fonte: Próprio Autor

Figura 23. Evento 2 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)

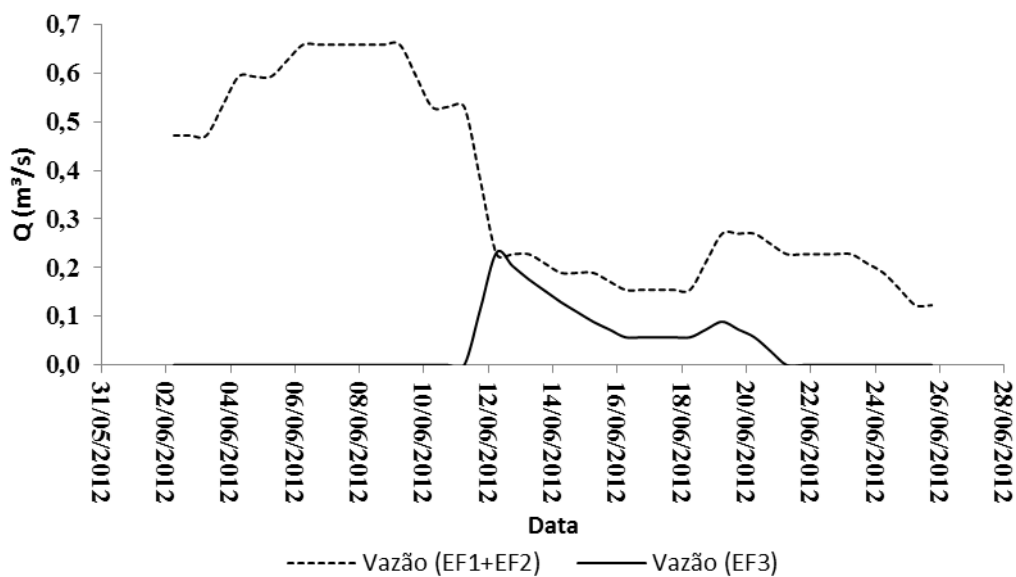


Fonte: Próprio Autor

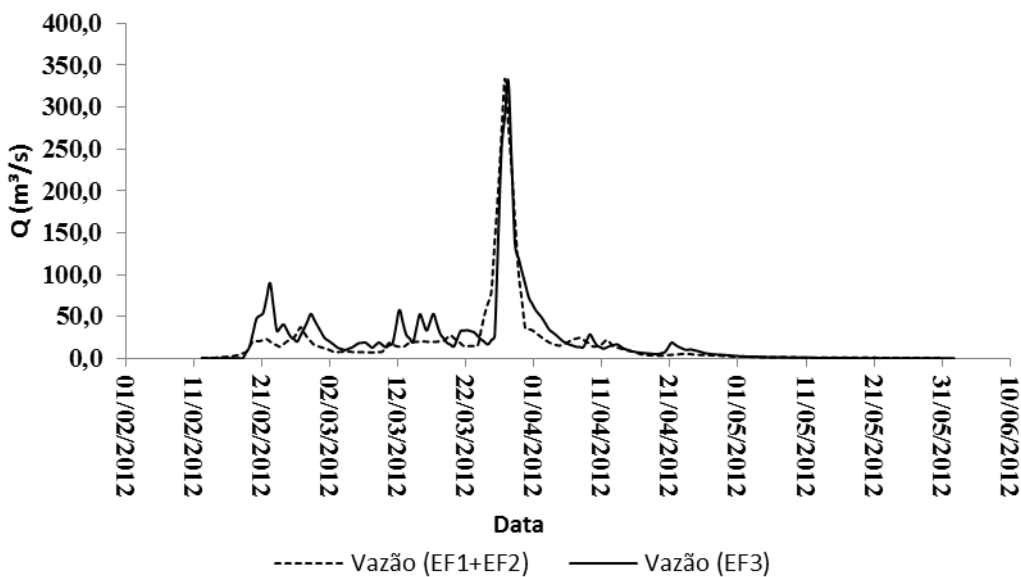
Figura 24. Evento 3 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)



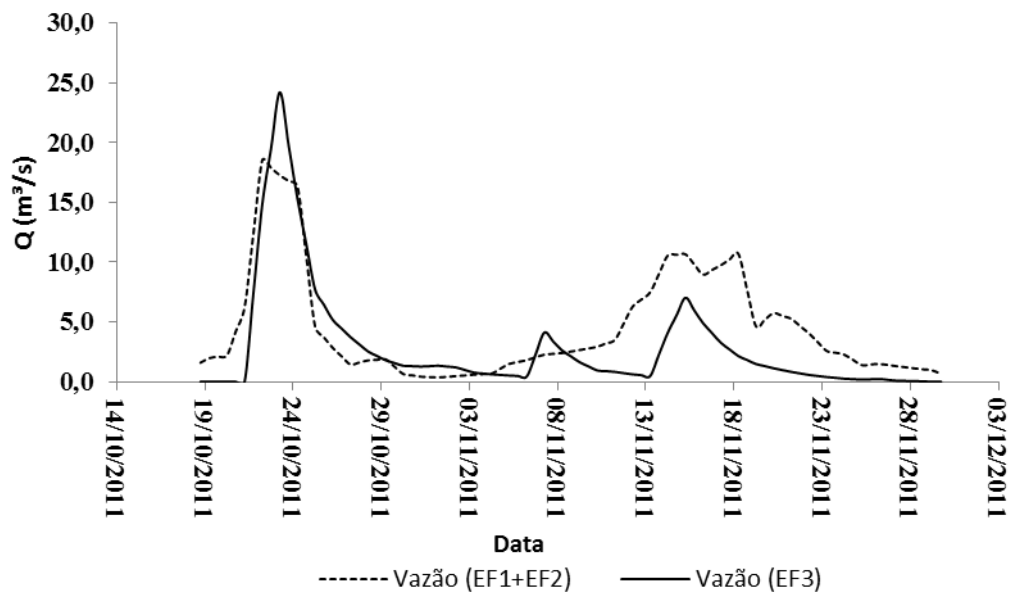
Fonte: Próprio Autor

Figura 25. Evento 4 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)

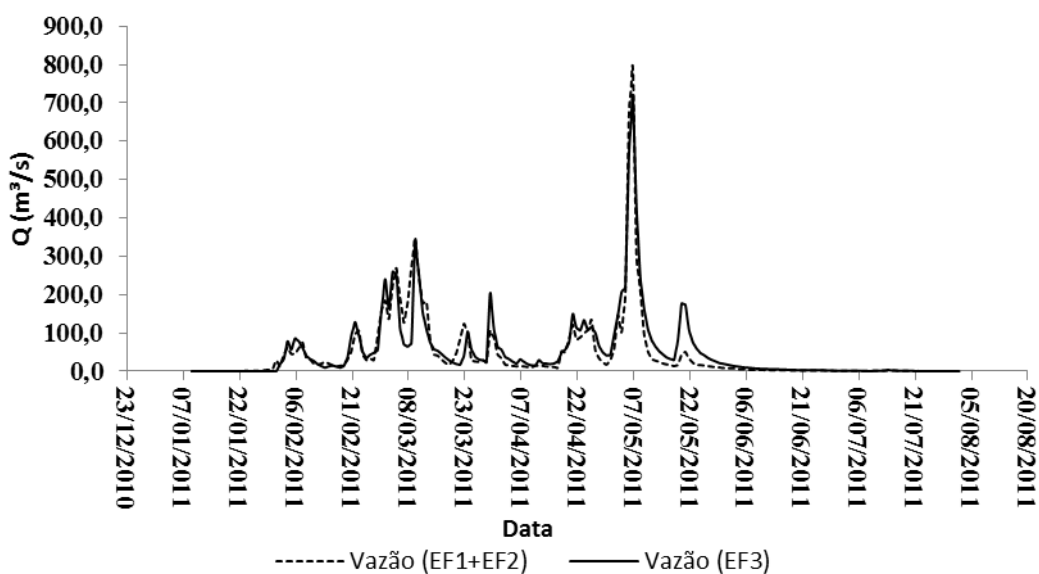
Fonte: Próprio Autor

Figura 26. Evento 5 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)

Fonte: Próprio Autor

Figura 27. Evento 6 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)

Fonte: Próprio Autor

Figura 28. Evento 7 (vazões de entrada EF1+EF2 e de saída EF3)

Fonte: Próprio Autor

Os volumes escoados à montante e à jusante e os respectivos índices de Perda em Transito (P_T) por evento estão na Tabela 6.

Tabela 6. Volume escoado à montante e à jusante e índice de Perda em Transito (PT) por evento

Evento	Volume Montante (m ³)	Volume Jusante (m ³)	P _T
01	5.393.664,85	1.638.576,00	-0,69
02	9.976.176,00	1.118.016,00	-0,88
03	6.141.528,00	0,00	-1,00
04	727.272,00	82.080,00	-0,88
05	172.009.224,00	213.840.216,00	0,24
06	166.132.208,00	10.432.800,00	-0,37
07	797.579.568,00	905.998.953,06	0,13

Fonte: Próprio autor

Segundo a classificação de Costa (2012), na Tabela 6 o P_T dos eventos 1, 2, 3, 4 e 6 indicaram perda em trânsito, já o do evento 3 indicou que todas entradas foram perdidas em trânsito, por não apresentar vazões à jusante. Nesse contexto, o evento 3 foi utilizado na análise do modelo em relação ao comportamento das cargas hidráulicas do aquífero. Os eventos 5 e 7 apresentaram as maiores cheias com P_T positivo (Tabela 6), indicando uma possível contribuição da área de drenagem direta entre os medidores de vazão maior que as eventuais perdas em trânsito, e/ou ganhos em trânsito quando o aquífero passa a contribuir para o rio.

6.4 Resultados após parametrização inicial do modelo *Dryrios*

Após parametrização inicial da BHPCI foram feitas as primeiras simulações para os sete eventos com cada uma das três parametrizações. Para cada evento simulado foi aplicado o Coeficiente de Eficiência NASH (COE) à vazão do rio e à carga hidráulica do aquífero.

As condições iniciais da Pz1 foram as de Costa (2012), em adição atribuiu-se as cargas hidráulicas do aquífero observadas em cada trecho monitorado.

Na Pz2 manteve-se os parâmetros definidos por Costa (2012), em adição também atribuiu-se as cargas hidráulicas do aquífero observadas em cada trecho monitorado, considerando a topografia dos trechos.

Na Pz3 os parâmetros físicos dos solos foram modificados a partir de texturas obtidas de levantamentos estratigráficos realizados na área de estudo, além das sinuosidades do rio que foram recalculadas por trecho.

6.4.1 Propagação da onda de cheia no rio

Após as simulações iniciais com o modelo foram analisados as propagações da onda de cheia, para isso foi utilizado o COE (Tabela 7), para saber como as respostas do modelo estão em relação aos valores observados, indicando assim, a capacidade do modelo de estimar o evento real.

Tabela 7. Coeficiente de Eficiência (COE) da modelagem inicial para propagação da onda

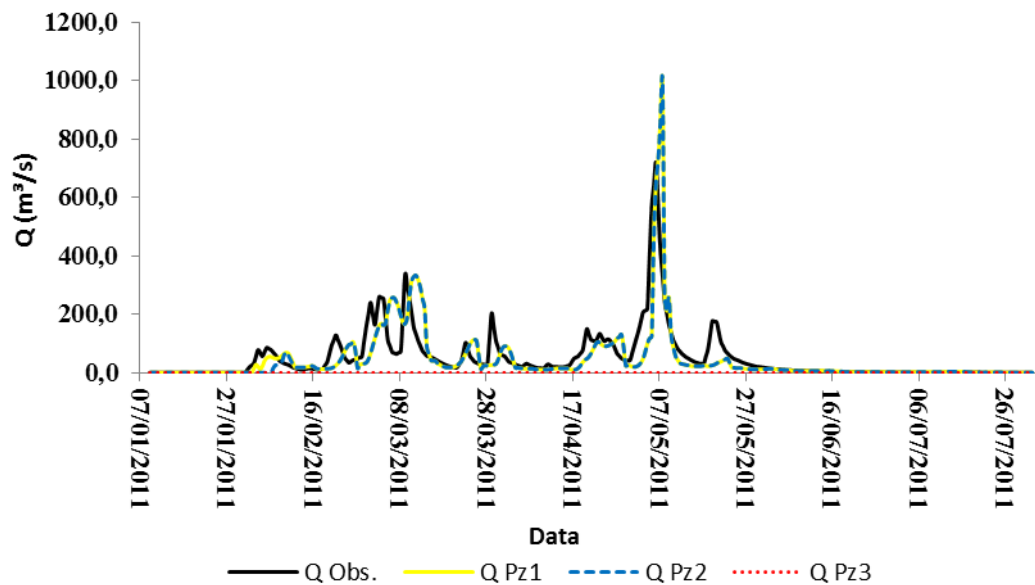
Eventos	COE (%)		
	Pz1	Pz2	Pz3
1	-364%	-356%	-75%
2	-2259%	-2240%	-2329%
3			
4	-48%	-48%	-47%
5	3%	0%	-21%
6	-59%	-66%	-64%
7	36%	34%	-35%

Fonte: Próprio autor

Os resultados apresentados na Tabela 7 mostram que dos sete eventos simulados, apenas o sétimo evento da Pz1 e da Pz2 apresentaram COE de respectivamente 36 e 34%, considerados aceitáveis segundo Gottschalk e Motovilov (2000), no entanto, a Pz3 apresentou -35% indicando uma má representação. Como o sétimo evento apresentou uma melhor resposta do COE para propagação da onda de cheia (Figura 29), destacou-se o mesmo para uma análise da modelagem da interação rio-aquífero.

Os demais eventos, com exceção do quinto evento da Pz1, apresentaram COE's negativos, indicando uma ineficiência na representação do modelo de propagação de onda de cheia.

Figura 29. Propagação da onda de cheia do sétimo evento observado e calculados para as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.
Fonte: Próprio Autor

Observa-se na Figura 29, que a modelagem realizada com as parametrizações Pz1 e Pz2 apresentaram propagações de onda de cheia semelhantes nos passos de tempo, isso é explicável por apresentarem parametrizações semelhantes diferenciando-se apenas nos horizontes inferiores acrescentados na Pz2 para representar a topografia da área em condições de cristalino. Esses resultados indicam a pouca influencia do acréscimo dos horizontes na Pz2. Já para a Pz3 o modelo não apresentou fluxo no trecho final do rio, indicando perda completa em trânsito nos trechos anteriores, esse comportamento não foi abordado por Costa (2012), contudo, no item 6.5, no processo de calibração do modelo essa resposta é obtida para algumas faixas de condutividades hidráulicas saturada muito baixas em relação às definidas por Costa (2012).

Observa-se na Tabela 7 que os COE's das parametrizações Pz1 e Pz2 são semelhantes para todos os eventos calculados, indicando uma pequena influência do acréscimo da topografia à parametrização do modelo.

6.4.2 Cargas hidráulicas do aquífero

As cargas hidráulicas calculadas (Tabela 8) também foram submetidas à análise do COE. Nesse contexto apenas o evento um com as parametrizações Pz1 e Pz2

apresentaram COE's positivos de respectivamente 12 e 16%, os demais foram negativos, no entanto, todos os resultados apresentaram valores de COE's abaixo da faixa aceitável definida por Gottschalk e Motovilov (2000), entre 36 e 75%.

Costa (2012) utilizou, para análise da resposta do modelo, o erro médio absoluto e o erro quadrático para as vazões e os picos máximos de cheia, contudo, não foi analisado as cargas hidráulicas do aquífero.

Tabela 8. Coeficiente de Eficiência (COE) para cargas hidráulicas do aquífero

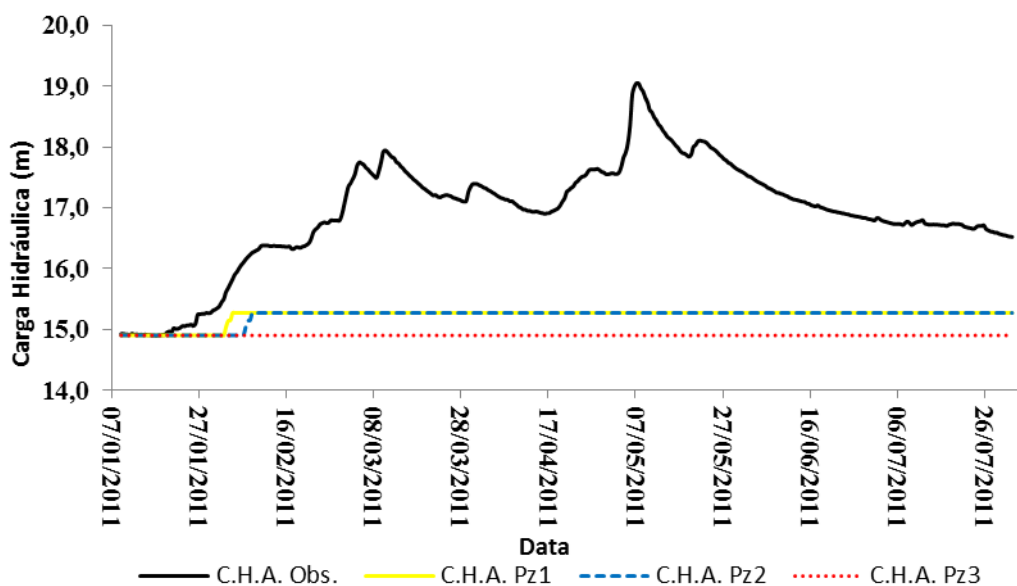
Eventos	COE (%)		
	Pz1	Pz2	Pz3
1	12%	16%	-307%
2	-353%	-353%	-353%
3	-4876%	-4815%	-178%
4	-8675%	-5820%	-8493%
5	-926%	-747%	-629%
6	-1157,40%	-1157,40%	-1157,40%
7	-346%	-348%	-519%

Fonte: Próprio Autor

As cargas hidráulicas do aquífero do evento sete simulado nas parametrizações Pz1 e Pz2 apresentaram cargas do aquífero aproximadas, apresentando um atraso na subida da recarga inicial em Pz2, em relação à Pz1 (Figura 30). Contudo, os hidrogramas calculados para Pz1 e Pz2 apresentam um comportamento diferente em relação ao observado (Figura 29), visto que, se trata de um evento longo e de elevados picos de cheia. Assim, observa-se que as cargas hidráulicas tiveram um comportamento que segue os picos da propagação de ondas de cheia do rio (Figura 29), refletindo em aumento e diminuição das cargas do aquífero ao longo do tempo (Figura 30).

O comportamento das cargas hidráulicas do aquífero para as parametrizações Pz1 e Pz2, mostra um atraso inicial na elevação, indicando o tempo necessário para que a água infiltrada no leito do rio estabeleça a conexão com o aquífero, redistribuindo as cargas. Após essa elevação inicial das cargas hidráulicas simuladas, as mesmas se mantêm constantes até o final do evento, não apresentando variação das cargas no tempo, condição essa que ocorre no evento observado. Como o COE tem uma relação direta com os valores extremos observados e calculados, essa constância das cargas hidráulicas calculadas faz com que o mesmo indique uma má representatividade da realidade.

Figura 30. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas para o evento sete considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

Na Pz3 as cargas hidráulicas do aquífero se mantiveram constantes, não indicando nenhum ganho ou perda, esse comportamento pode ter ocorrido devido a não existência de fluxo calculado na rotina de propagação da onda de cheia (Figura 29), contribuindo com a inexistência de infiltração no trecho simulado, levando a um COE de -519%, inaceitável para representação da realidade.

Diante dessa análise para a propagação de onda de cheia e para as cargas hidráulicas do aquífero, fez-se uma análise de sensibilidade de parâmetros, com calibração simultânea do modelo, buscando reduzir incertezas realizadas no processo de parametrização, possibilitando melhorar a resposta do modelo.

Para a análise de sensibilidade e calibração simultânea do modelo selecionou-se o evento sete, que apresentou maior cheia dentre os demais e teve a melhor resposta do COE. Outra condição para a escolha desse evento foi a carga hidráulica inicial do aquífero nos trechos se encontrarem abaixo da base do leito do rio, possibilitando assim, a utilização de todas as suas sub-rotinas do modelo.

6.5 Análise de sensibilidade e calibração

A análise de sensibilidade dos parâmetros foi realizada para as parametrizações Pz1 (Tabela 9) e Pz2 (Tabela 10). Desta análise foram identificados os parâmetros sensíveis. O modelo não foi sensível às variações dos parâmetros porosidade, umidade inicial da zona vadosa do solo, capacidade de campo, condutividade hidráulica saturada lateral, condutividade hidráulica saturada paralela, ponto de murcha permanente e umidade higroscópica.

Estes parâmetros foram analisados por Costa (2012) multiplicando os parâmetros por fatores compreendidos entre [0,5 a 1,5] e obteve resultados semelhantes onde não foi constatado sensibilidade nos parâmetros, com exceção da condutividade hidráulica saturada paralela e lateral.

No caso das condutividades hidráulicas saturada lateral e paralela, Costa (2012) utilizou dois eventos hidrológicos distintos para a análise de sensibilidade, sendo, um no período seco e outro no chuvoso, assim, para o período chuvoso as cargas hidráulicas do aquífero deveriam estar conectadas ao rio permitindo assim o fluxo lateral na coluna do rio.

O modelo apresentou erro com a variação do parâmetro índice de distribuição de tamanho de poros, impossibilitando sua análise. Esse erro impossibilitava que o modelo realizasse os cálculos, apresentando uma falha no sistema e fechando o aplicativo em seguida.

Já para os parâmetros condutividade hidráulica saturada e sucção na frente de molhamento foram sensíveis concordando assim com Costa (2012) para esses parâmetros sensíveis: o primeiro para as parametrizações Pz1 e Pz2 e o segundo apenas para a Pz2.

Tabela 9. Análise de sensibilidade para a parametrização Pz1

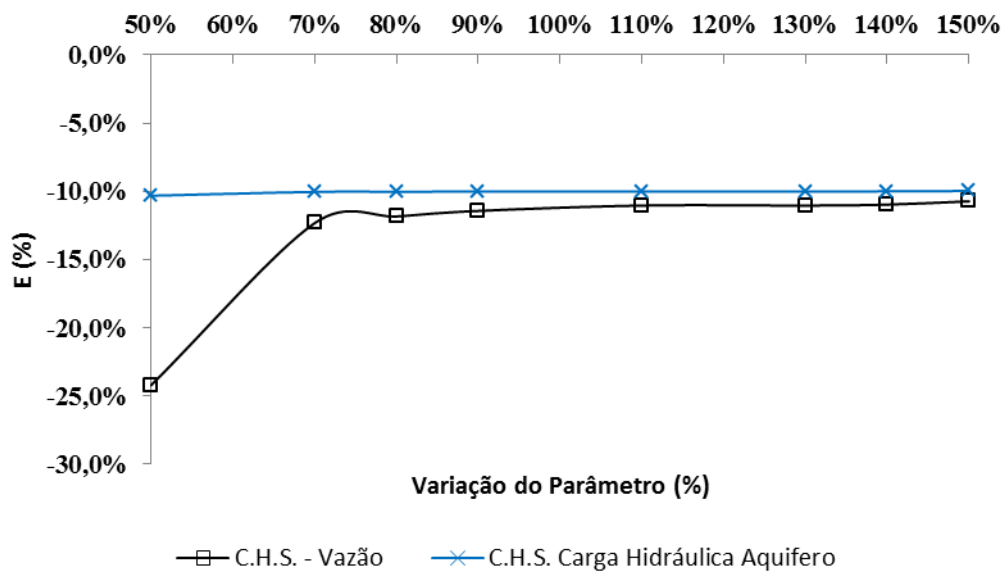
		ERRO																	
		Porosidade		U.I.Z.V.		C.C.		C.H.S.		C.H.S.L.		C.H.S.P.		S.F.M.		P.M.P.		U.H.	
Horizonte	Varição	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.
Hz1	-50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
Hz2	-50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
Pz1	-50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-24,22%	-10,32%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-12,33%	-10,04%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,84%	-10,03%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,43%	-10,02%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,04%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,04%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-10,97%	-10,00%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-10,73%	-9,97%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
Hz123	-50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-24,22%	-10,32%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-12,33%	-10,04%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,84%	-10,03%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	-10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,43%	-10,02%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+10%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,04%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+20%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,04%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+30%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-10,97%	-10,00%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%
	+50%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-10,73%	-9,97%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%	-11,25%	-10,01%

Legenda: U. I. Z. V.: Umidade Inicial na Zona Vadosa; C. C.: Capacidade de Campo; C. H. S.: Condutividade Hidráulica Saturada; C. H. S. A.: Condutividade Hidráulica Saturada Lateral; C. H. S. P.: Condutividade Hidráulica Saturada Paralela; S. F. M.: Sucção na Frente de Molhamento; P. M. P.: Ponto de Murcha Permanente; U. H.: Umidade Higroscópica; V. R.: Vazões do Rio; C. H. A.: Carga Hidráulica do Aquífero.

Fonte: Próprio Autor

As respostas da análise de sensibilidade da Pz1 para a condutividade hidráulica saturada está na Figura 31, que apresenta a curva parâmetro *versus* Erro das vazões e das cargas hidráulicas do aquífero, verificando uma maior sensibilidade nas respostas das vazões.

Figura 31. Análise de sensibilidade dos parâmetros sensíveis na parametrização Pz1



Legenda: C.H.S.: Condutividade hidráulica saturada.

Fonte: Próprio autor

Para a parametrização Pz2 o modelo foi mais sensível às variações dos parâmetros sucção na frente de molhamento e condutividade hidráulica saturada (Tabela 10). Para os demais parâmetros o modelo não foi sensível.

Tabela 10. Análise de sensibilidade para a parametrização Pz2

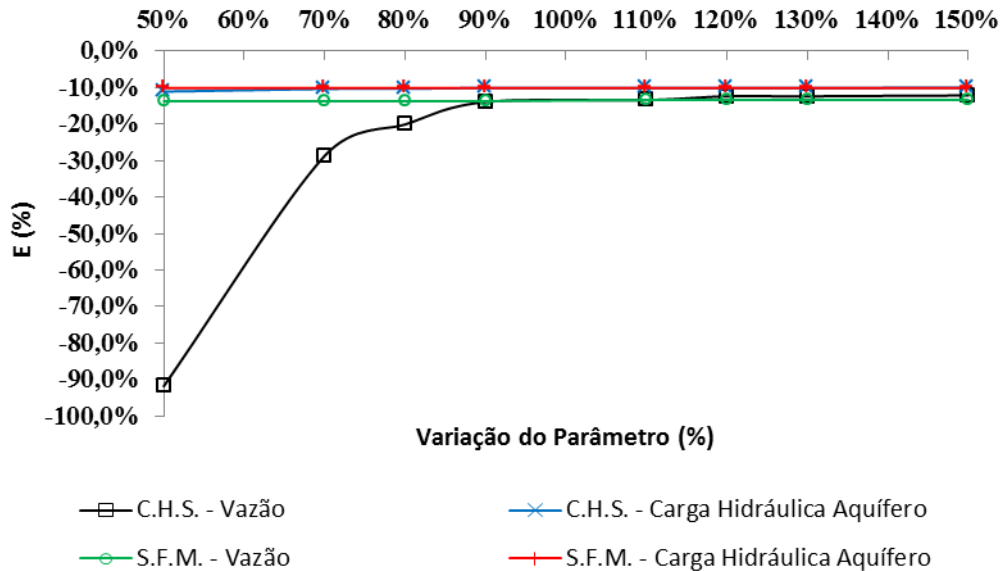
Horizonte	Variação	ERRO																	
		Porosidade		U.L.Z.V.		C.C.		C.H.S.		C.H.S.L		C.H.S.P.		S.F.M.		P.M.P.		U.H.	
		V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.	V.R.	C.H.A.
Hz1	-50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
Hz2	-50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
Pz2	-50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-91,82%	-11,04%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,66%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-28,66%	-10,34%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,66%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-20,06%	-10,26%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,66%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,90%	-10,07%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,66%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-12,33%	-10,04%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-12,33%	-10,04%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-12,10%	-10,03%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
Hz123	-50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-91,82%	-11,04%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-28,66%	-10,34%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-20,06%	-10,26%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	-10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,90%	-10,07%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+10%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+20%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-12,33%	-10,04%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+30%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-12,33%	-10,04%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%
	+50%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-12,10%	-10,03%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%	-13,37%	-10,06%

Legenda: U. I. Z. V.: Umidade Inicial na Zona Vadosa; C. C.: Capacidade de Campo; C. H. S.: Condutividade Hidráulica Saturada; C. H. S. A.: Condutividade Hidráulica Saturada Lateral; C. H. S. P.: Condutividade Hidráulica Saturada Paralela; S. F. M.: Sucção na Frente de Molhamento; P. M. P.: Ponto de Murcha Permanente; U. H.: Umidade Higroscópica; V. R.: Vazões do Rio; C. H. A.: Carga Hidráulica do Aquífero.

Fonte: Próprio Autor

A variação do parâmetro sucção na frente de molhamento na Pz2 apresentou baixa sensibilidade se comparado à condutividade hidráulica saturada (Figura 32).

Figura 32. Análise de sensibilidade dos parâmetros sensíveis na parametrização Pz2



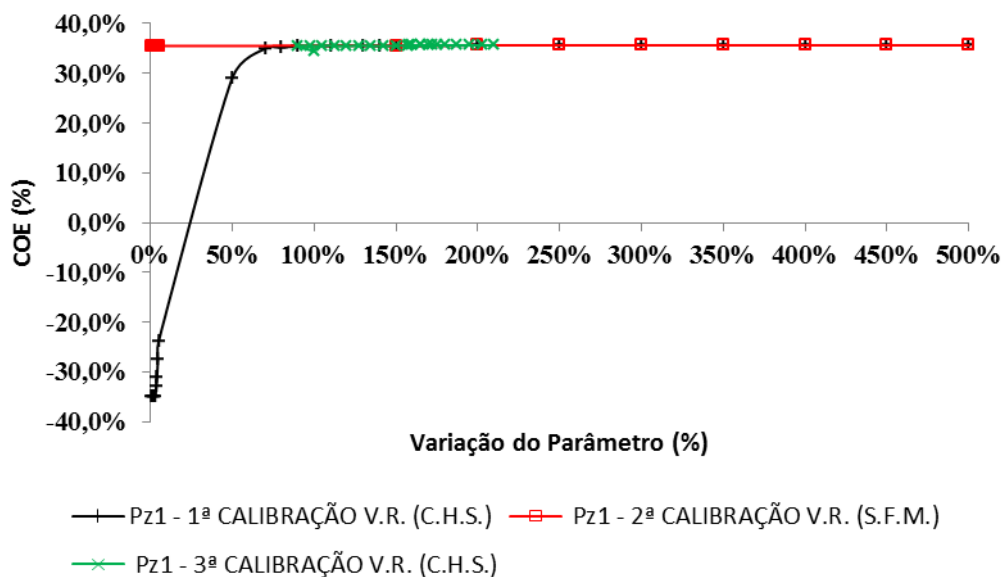
Legenda: C.H.S.: Condutividade hidráulica saturada; S.F.M.: Sucção na frente de molhamento.
Fonte: Próprio autor

Os parâmetros condutividade hidráulica saturada e sucção na frente de molhamento são os principais parâmetros na sub-rotina de infiltração do modelo. Essa sub-rotina tem grande importância no modelo, especialmente no caso do evento selecionado para a análise de sensibilidade e calibração, pois o mesmo apresenta as cargas hidráulicas do aquífero abaixo da base do leito do rio, condição em que o rio encontra-se desconectado do aquífero, apresentando infiltrações ao longo dos trechos simulados.

Identificados os parâmetros mais sensíveis na análise de sensibilidade das parametrizações Pz1 e Pz2 e admitindo os mesmos para a Pz3, realizou-se a calibração do modelo a partir da análise dos COE's.

O resultado para as parametrizações Pz1 encontram-se nas Figuras 33 e 34 e Pz2 nas Figuras 35 e 36.

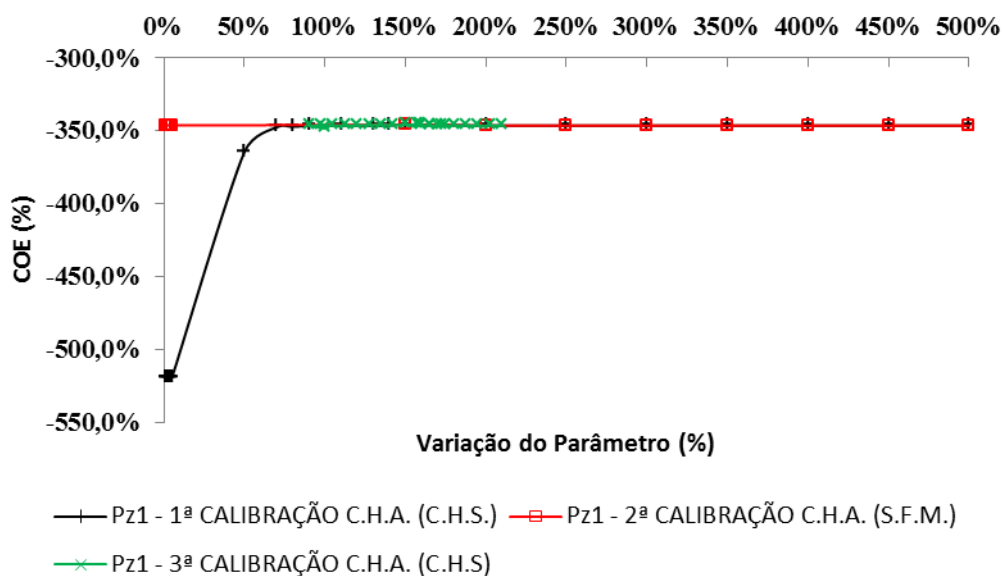
Figura 33. Variação dos COE's para as vazões do rio na calibração do modelo considerando Pz1



Legenda: V.R.: Vazão do Rio; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada; S.F.M: Sucção na frente de molhamento.

Fonte: Próprio autor.

Figura 34. Variação dos COE's para as cargas hidráulicas do aquífero na calibração do modelo considerando Pz1



Legenda: C.H.A.: Carga hidráulica do Aquífero; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada; S.F.M: Sucção na frente de molhamento.

Fonte: Próprio autor.

Na calibração do modelo considerando Pz1 (Figuras 33 e 34), o COE para o parâmetro sucção na frente de molhamento não apresentou melhora significativa em relação ao valor definido por Costa (2012) de 0,25 m. Já para o parâmetro condutividade hidráulica saturada, identificou-se uma pequena melhora para os COE's

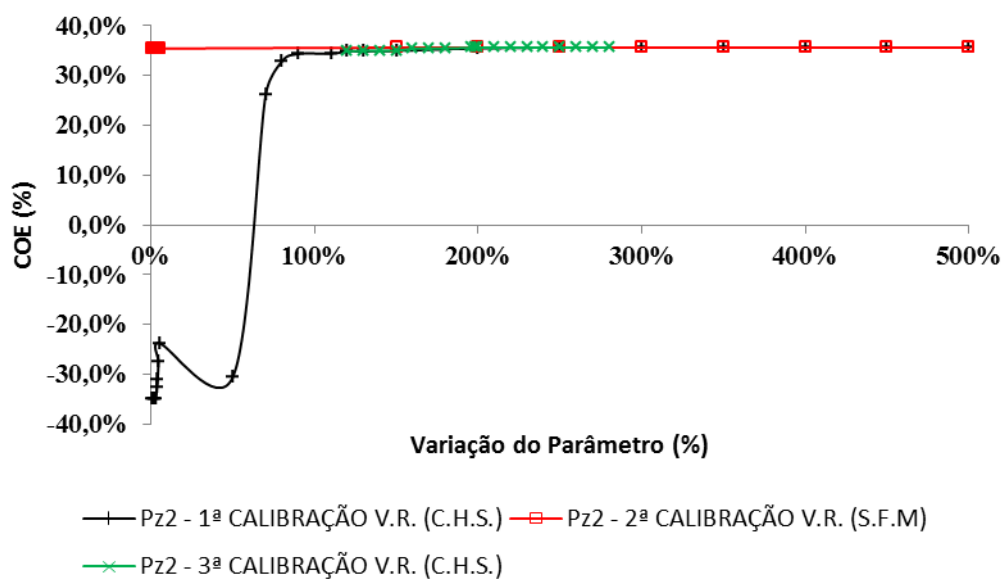
calculados, porém para uma faixa de condutividade acima da definida por Costa (2012) de $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ valor que segundo Fetter (1988) corresponde ao cascalho bem distribuído.

A sucção na frente de molhamento foi fixado em $0,375 \text{ m}$ e a condutividade hidráulica saturada em $0,01585 \text{ m.s}^{-1}$.

Na calibração do modelo considerando Pz2 (Figuras 35 e 36) as respostas dos COE's para sucção na frente de molhamento foram semelhantes às da Pz1, não apresentando melhora significativa. Os valores de COE para as vazões e para as cargas hidráulicas do aquífero apresentaram reduções para baixos valores de condutividade hidráulica saturada, com melhores respostas em faixas próximas às definidas por Costa (2012).

Para a sucção na frente de molhamento fixou-se o mesmo valor da Pz1 ($0,375 \text{ m}$), já para a condutividade hidráulica saturada o valor fixado foi de $0,02 \text{ m.s}^{-1}$.

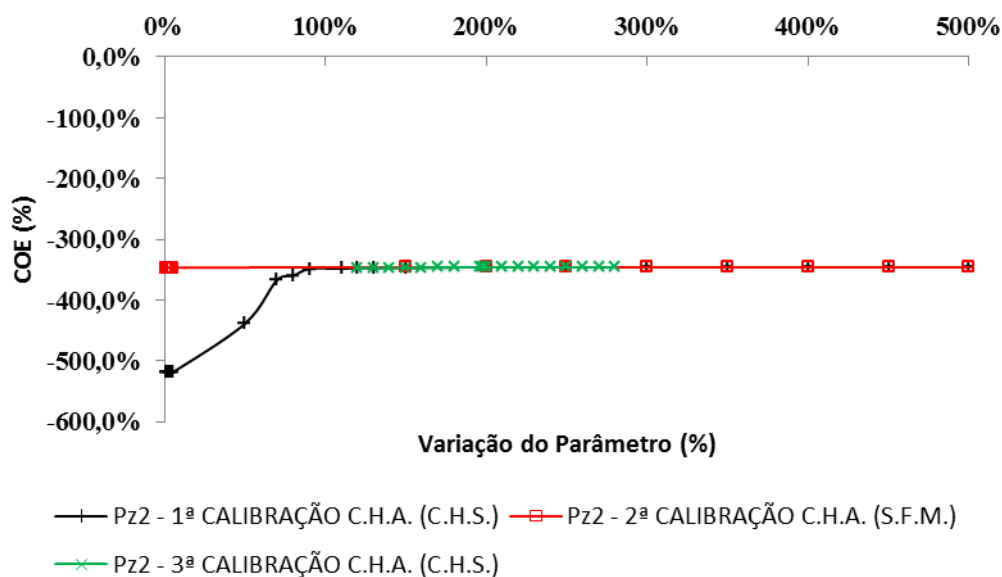
Figura 35. Variação dos COE's para as vazões do rio na calibração do modelo considerando Pz2



Legenda: V.R.: Vazão do Rio; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada; S.F.M: Sucção na frente de molhamento.

Fonte: Próprio autor.

Figura 36. Variação dos COE's para as cargas hidráulicas do aquífero na calibração do modelo considerando Pz2

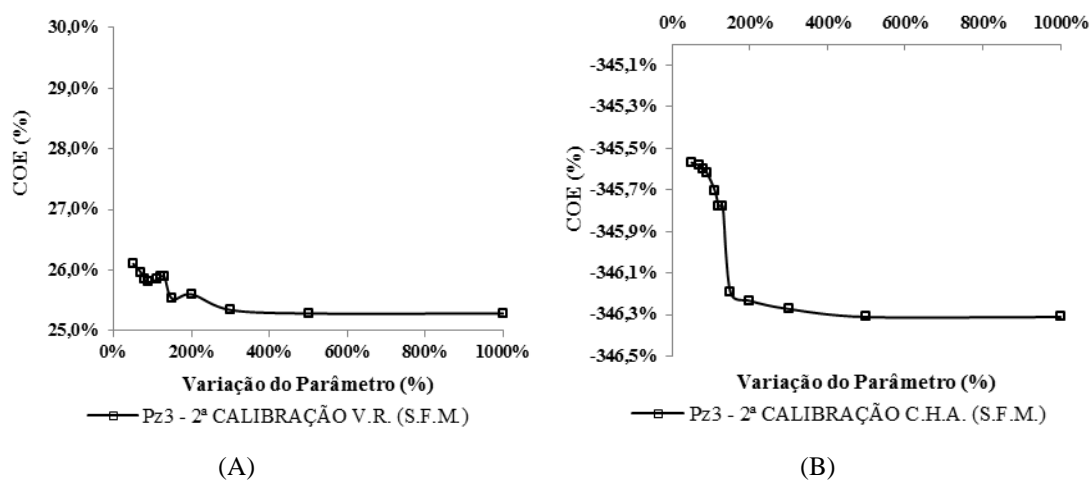


Legenda: C.H.A.: Carga hidráulica do Aquífero; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada; S.F.M.: Sucção na frente de molhamento.

Fonte: Próprio autor.

A calibração do modelo considerando as parametrizações Pz1 e Pz2 apresentou os mesmos valores para sucção na frente de molhamento e para condutividade hidráulica saturada nos quatro trechos modelados. Já na Pz3 os valores desses parâmetros são diferentes entre os trechos, com exceção dos trechos um e quatro. Os resultados encontram-se na Figura 37.

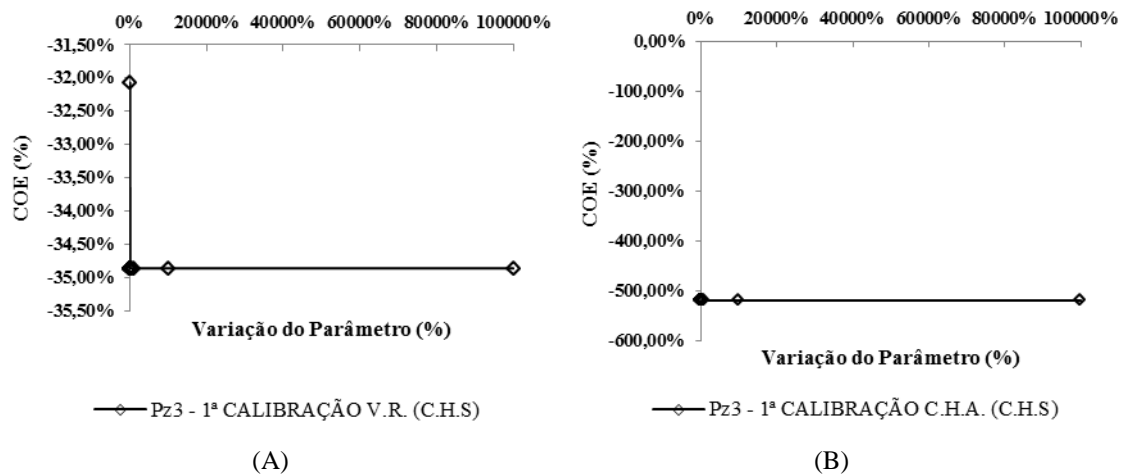
Figura 37. Variação dos COE's para as vazões do rio (A) e para as cargas hidráulicas do aquífero (B) na calibração do modelo para sucção na frente de molhamento considerando Pz3



Legenda: (A) COE's para as respostas de vazão e (B) COE's para as respostas das cargas hidráulicas do aquífero. V.R.: Vazão do Rio; C.H.A.: Carga hidráulica do Aquífero; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada; S.F.M.: Sucção na frente de molhamento.

A calibração do modelo para a condutividade hidráulica saturada foi realizada inicialmente com a mesma variação percentual utilizada no parâmetro sucção da frente de molhamento. Os resultados encontram-se na Figura 38.

Figura 38. Variação dos COE's para as vazões do rio (A) e para as cargas hidráulicas do aquífero (B) na calibração do modelo para condutividade hidráulica saturada considerando Pz3



Legenda: (A) COE's para as respostas de vazão e (B) COE's para as respostas das cargas hidráulicas do aquífero. V.R.: Vazão do Rio; C.H.A.: Carga hidráulica do Aquífero; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada.

Fonte: Próprio autor.

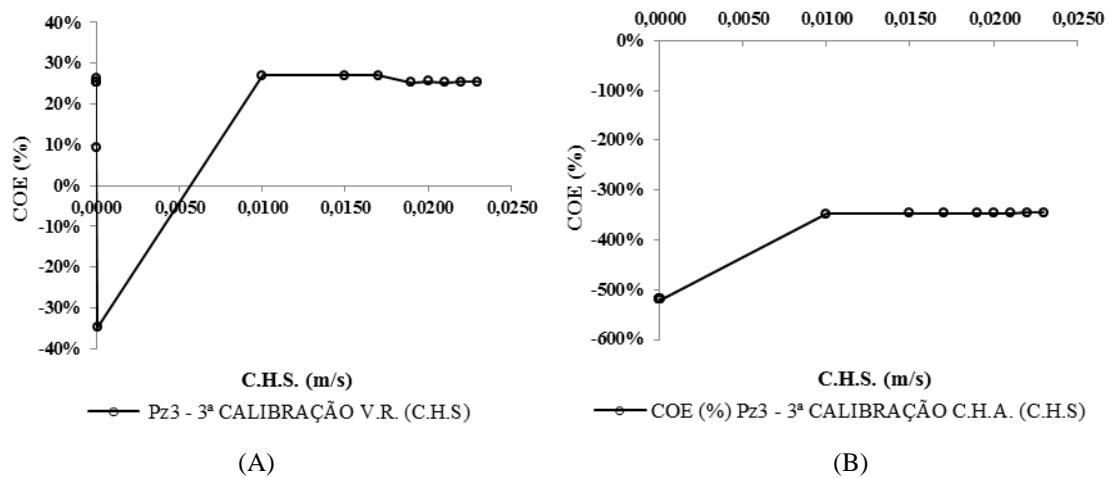
A calibração do modelo para o parâmetro da condutividade hidráulica saturada com as essas variações percentuais do parâmetro observou-se uma pequena modificação para os valores de COE's tanto para vazões no rio quanto para cargas hidráulicas no aquífero como pode ser observado na figura anterior.

Assim, admitiu-se um mesmo valor deste parâmetro para todos os quatro trechos e realizou-se uma nova calibração (Figura 39).

As faixas de variação dos valores de condutividade hidráulica saturada ficaram próximas às admitidas por Costa (2012) utilizadas na Pz1 e Pz2. Assim na Figura 39 plotou-se no eixo das abcissas os valores das condutividades hidráulicas em $m.s^{-1}$ não mais com as variações de percentagens.

Com a calibração do modelo para a Pz3 que tinha sucção da frente de molhamento de 0,05 m (trecho 1 e 4) e 0,239 m (trecho 2 e 3) foi definido após a calibração para (trechos 1 e 4) o valor de 0,025 m e (trechos 2 e 3) o valor de 0,12 m. Já para a condutividade hidráulica saturada era inicialmente (trecho 1 e 4) de 0,0000654 $m.s^{-1}$ e (trecho 2 e 3) de 0,00000033 $m.s^{-1}$ foi definida para todos os trechos de 0,015 $m.s^{-1}$ para todos os trechos.

Figura 39. Variação dos COE's para as vazões do rio (A) e para as cargas hidráulicas do aquífero (B) na calibração do modelo para condutividade hidráulica saturada considerando Pz3



Legenda: (A) COE's para as respostas de vazão e (B) COE's para as respostas das cargas hidráulicas do aquífero. V.R.: Vazão do Rio; C.H.A.: Carga hidráulica do Aquífero; C.H.S.: condutividade hidráulica saturada.

Fonte: Próprio autor.

Após a calibração do modelo considerando Pz3 observou-se uma considerável melhora do COE em relação à parametrização inicial do modelo, em que, apresentava um COE de -35% e -520% e após a calibração passou para 27% e 346% para a propagação de onda de cheia e carga hidráulica do aquífero respectivamente.

Já para as Pz1 e Pz2 com a calibração do modelo verificou-se pequenas melhoras para as vazões e as cargas hidráulicas do aquífero. Inicialmente o COE para vazões de Pz1 e Pz2 foram 35,5 e 34,4% e carga hidráulica do aquífero de 346,4 e 348,2%, após a calibração as vazões foram 35,6 e 35,6% e as cargas hidráulicas do aquífero 345,7 e 346,1%.

6.7 Validação

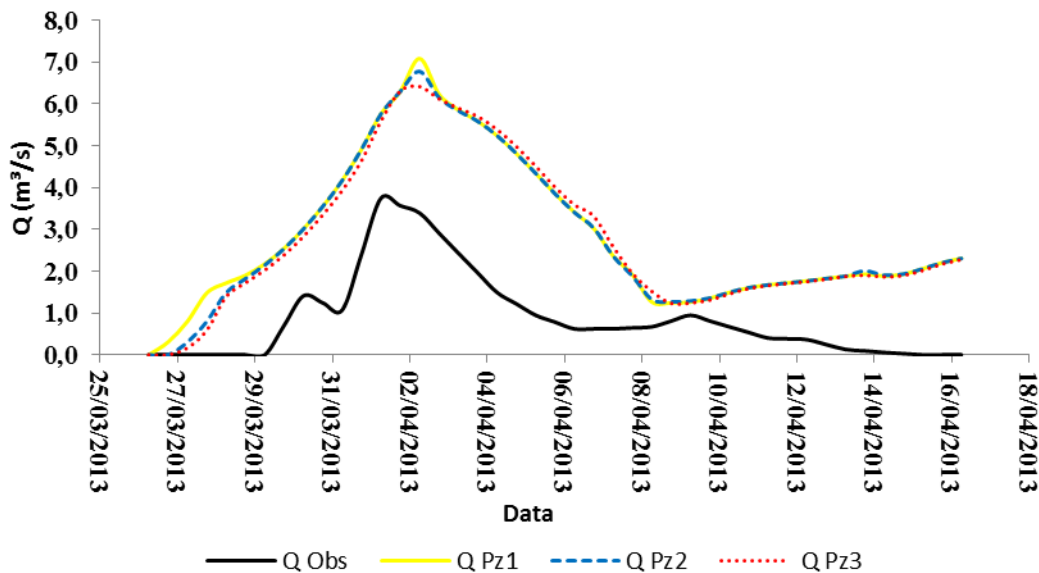
Após a identificação dos parâmetros mais sensíveis na análise de sensibilidade e calibração do modelo, realizou-se uma nova simulação com todos os sete eventos.

Nessa nova simulação, foi observado se houve alguma melhora nas respostas do modelo para cada uma das três parametrizações, analisando a propagação de onda de cheia no rio e as cargas hidráulicas no aquífero.

6.7.1 Propagação de onda de cheia

As vazões do rio observadas e simuladas utilizando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3 encontram-se nas Figuras 40, 41, 42, 43, 44, 45 e 46.

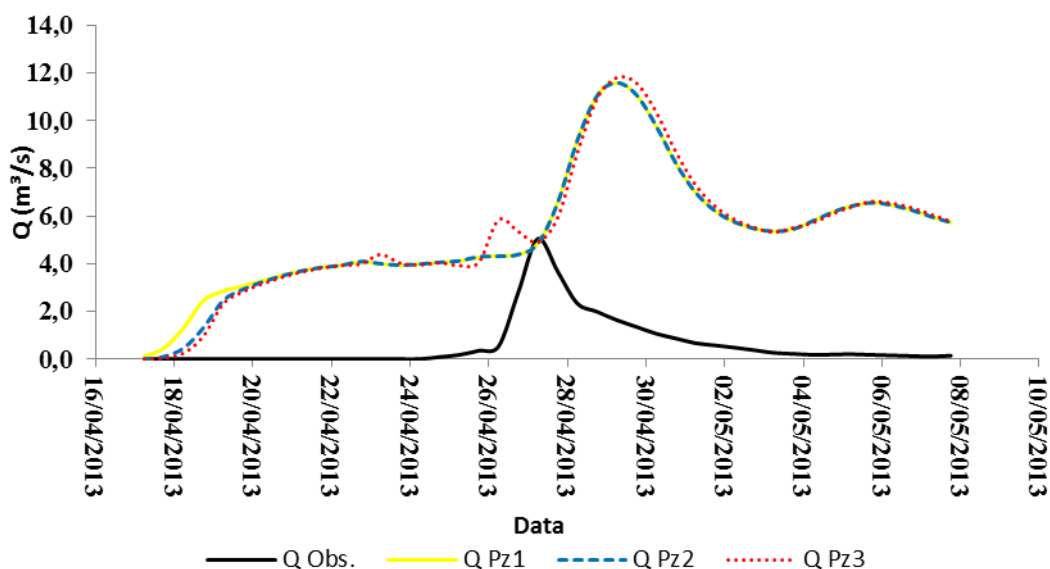
Figura 40. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 1 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

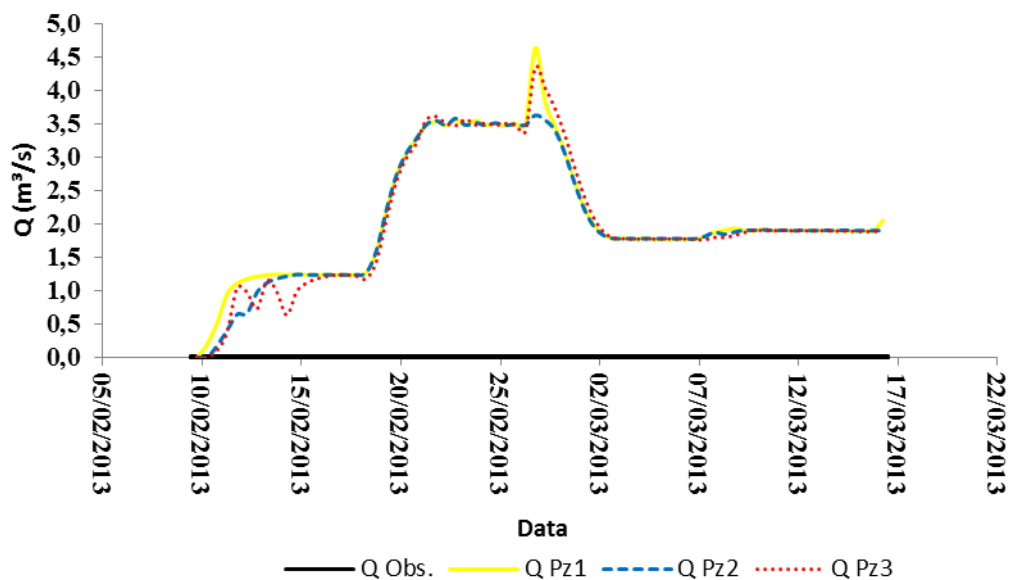
Figura 41. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 2 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

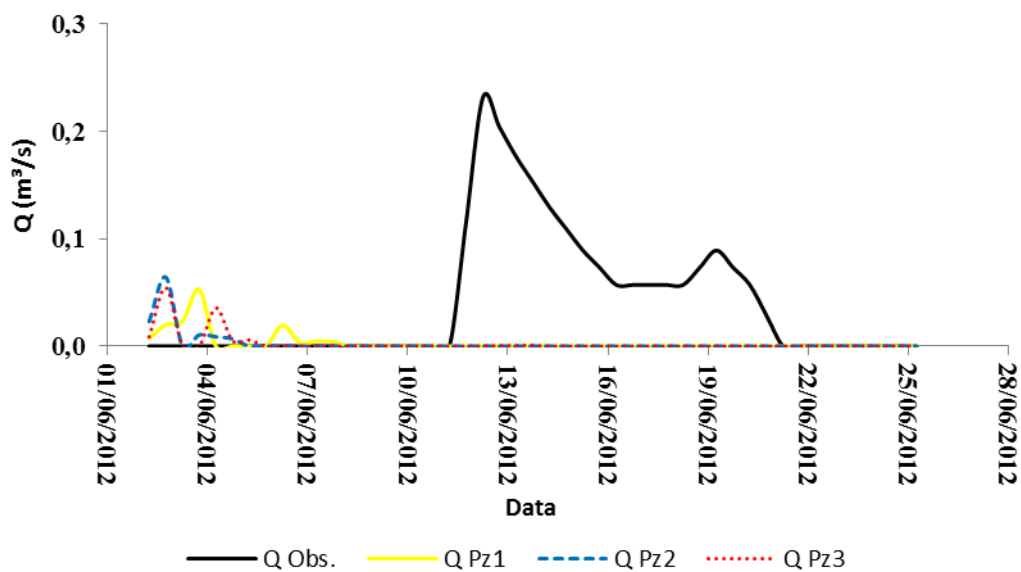
Figura 42. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 3 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

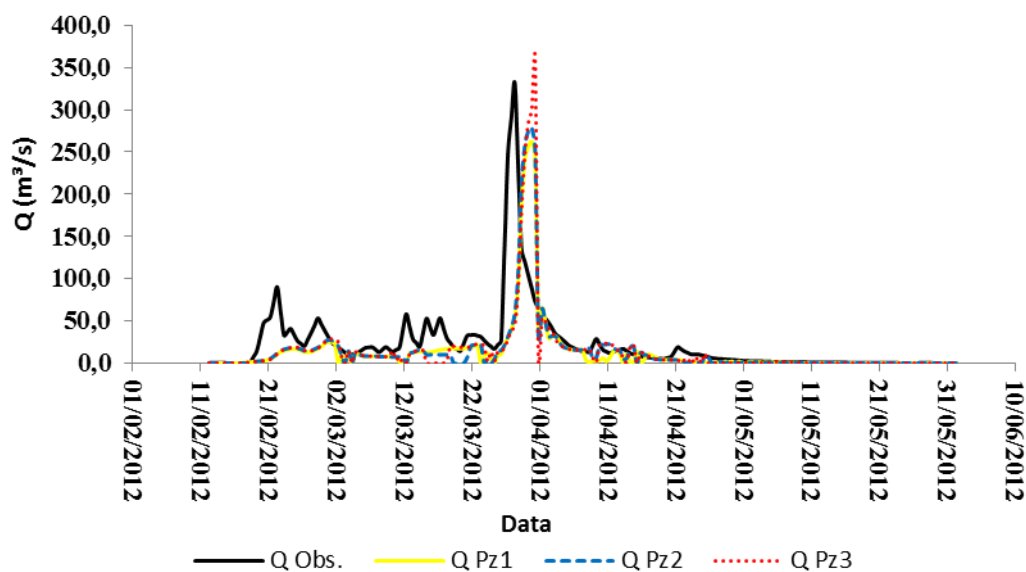
Figura 43. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 4 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

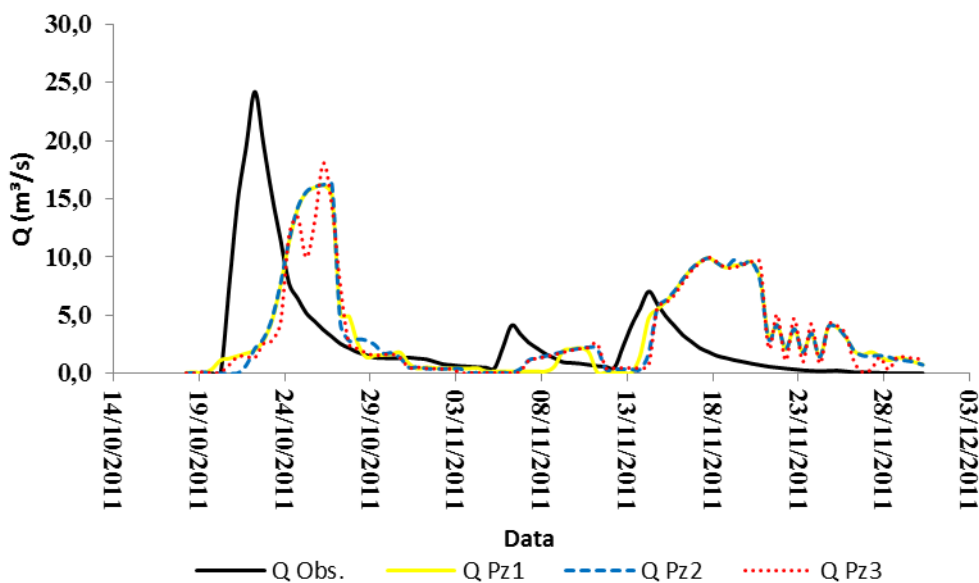
Figura 44. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 5 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

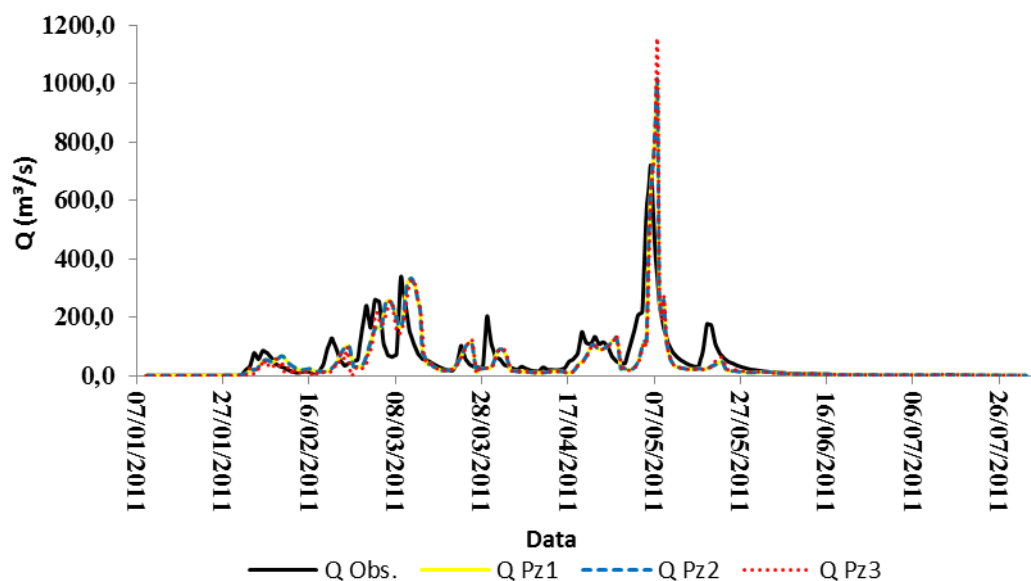
Figura 45. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 6 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

Figura 46. Propagação da onda de cheia observada e calculada do evento 7 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: Q Obs.: vazão observada; Q Pz1: vazão parametrização 1; Q Pz2: vazão parametrização 2; Q Pz3: vazão parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

Após as simulações, observa-se no hidrograma da propagação da onda de cheia do evento 1 (Figura 40) que as três modelagens superestimaram os valores, sendo a maior vazão encontrada considerando a parametrização Pz1, seguido pelas Pz2 e Pz3. Ressalta-se que o pico máximo dos hidrogramas calculados desenvolvem-se no mesmo tempo do observado, condição importante para utilização dos órgãos gestores de recursos hídricos na previsão de cheias.

No evento 2 (Figura 41) as ondas de cheia calculadas são superestimadas e o tempo do pico da onda de cheia dos eventos simulados apresentam um atraso em relação ao observado.

Nesses dois primeiros eventos as vazões foram superestimadas, com picos de vazões apresentando valores próximos aos eventos de entrada observados com respectivamente 7 e 14 m³/s. Esse comportamento de picos de vazões superestimadas foi observada por Costa (2012) apenas na situação em que o modelo era simulado sem interação rio-aquífero, ou seja com conservação de massa.

O evento 3 (Figura 42) foi utilizado na análise das cargas hidráulicas do aquífero, visto que, a propagação da onda de cheia ocorreu após um período seco, quando o nível freático do aquífero encontrava-se abaixo do leito do rio e toda a água em transito nesse trecho foi infiltrada, não sendo observado propagação da onda de

cheia no trecho monitorado a jusante. Assim, observa-se que nas três parametrizações utilizadas as vazões foram superestimadas.

No evento 4 (Figura 43) o modelo simulou um pequeno evento, que ocorreu após um período em que o trecho se encontrava úmido e as cargas hidráulicas do aquífero se encontravam conectadas ao rio. Observou-se que a propagação da onda de cheia foi subestimada em relação ao observado. Já o tempo de propagação dos picos das ondas de cheia apresentaram-se diferentes do observado, com os pequenos picos no início do hidrograma, diferentemente dos observados que ocorrem depois.

O evento 5 (Figura 44) apresenta as respostas para as três parametrizações, este evento apresenta um grande pico de cheia e o aquífero encontra-se conectado ao rio. Observa-se que a maior vazão foi identificada na Pz3, ficando acima do pico observado, já nas Pz1 e Pz2 elas ficaram abaixo. Em relação ao tempo dos picos de cheia, observa-se que todos apresentaram atrasados em relação ao observado. Este evento apresentou um volume de água observado na seção de entrada menor que o observado no trecho a jusante, isso é explicado pela conexão rio-aquífero com cargas hidráulicas do aquífero acima da base do leito do rio, indicando uma contribuição do aquífero para o rio. Essa condição de ganho em trânsito não foi observada na resposta da modelagem, que apresentou perdas.

O evento 6 (Figura 45) é caracterizado por uma propagação de onda de cheia observada com pico intermediário em relação aos outros eventos e carga do aquífero ligeiramente abaixo da base do leito do rio. Observa-se que os picos do evento simulado foram menores que os observados, apresentando um atraso. O pico do hidrograma da Pz3 oscilou durante a ascensão, caracterizando uma oscilação numérica do modelo.

O evento 7 (Figura 46) é caracterizado pela maior propagação de onda de cheia observado e por apresentar as cargas hidráulicas do aquífero abaixo da base do leito do rio. Esse evento também apresentou melhor resposta do COE para a propagação da onda de cheia nas simulações iniciais do modelo antes da calibração. Neste evento os picos máximos da propagação da onda de cheia calculados foram maiores que os observados. As melhoras do modelo para as parametrizações Pz1 e Pz2 foram pequenas em relação à resposta da Pz3, antes da calibração que apresentou fluxo nulo. As três modelagens apresentaram tempos de picos das cheias compatíveis com os observados.

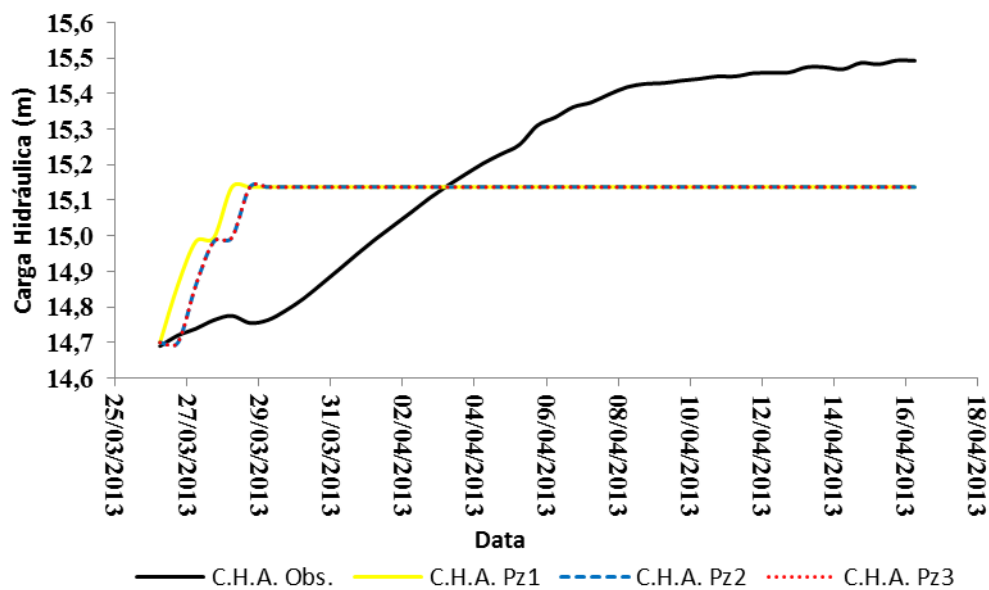
Nas propagações de onda de cheia calculadas observa-se que nas três modelagens utilizadas os hidrogramas seguem uma mesma tendência, o que pode ser atribuído aos parâmetros admitidos na calibração do modelo, em destaque para

condutividade hidráulica saturada, que foram admitidas em faixas de valores aproximados.

6.7.2 Carga hidráulica do aquífero

As cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas utilizadas nas parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3 encontram-se nas Figuras 47, 48, 49, 50, 51, 52 e 53.

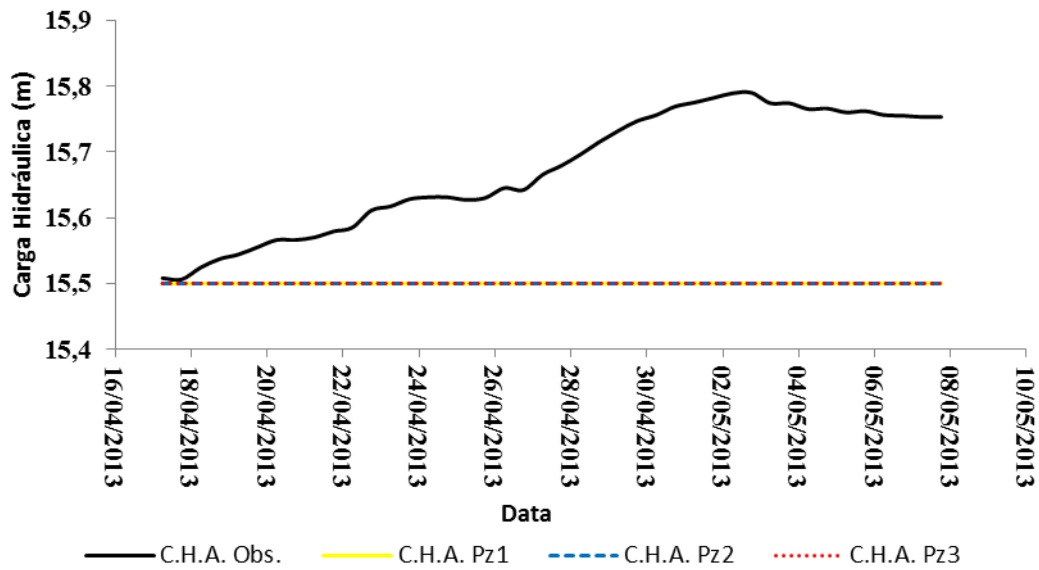
Figura 47. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 1 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

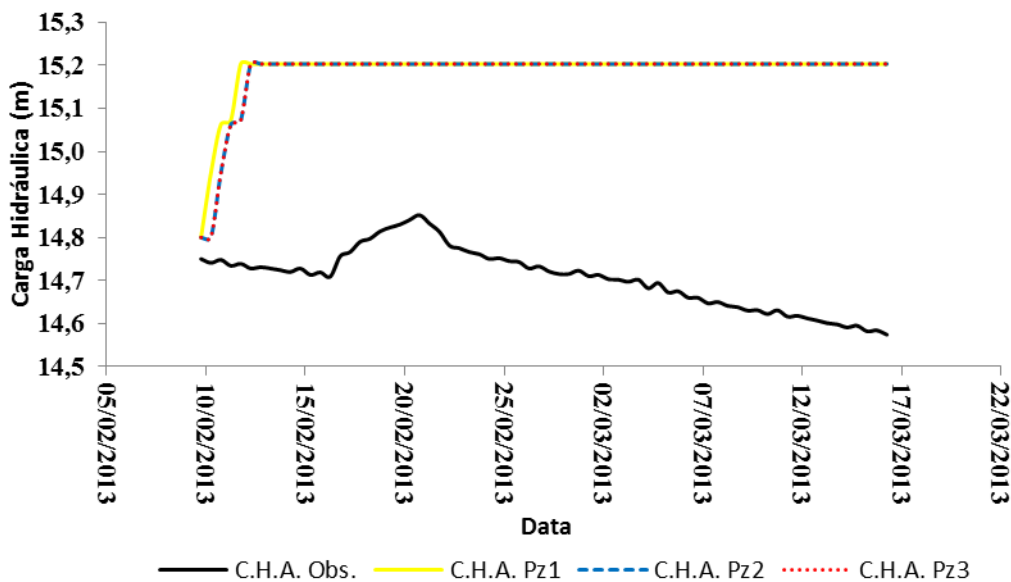
Figura 48. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 2 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

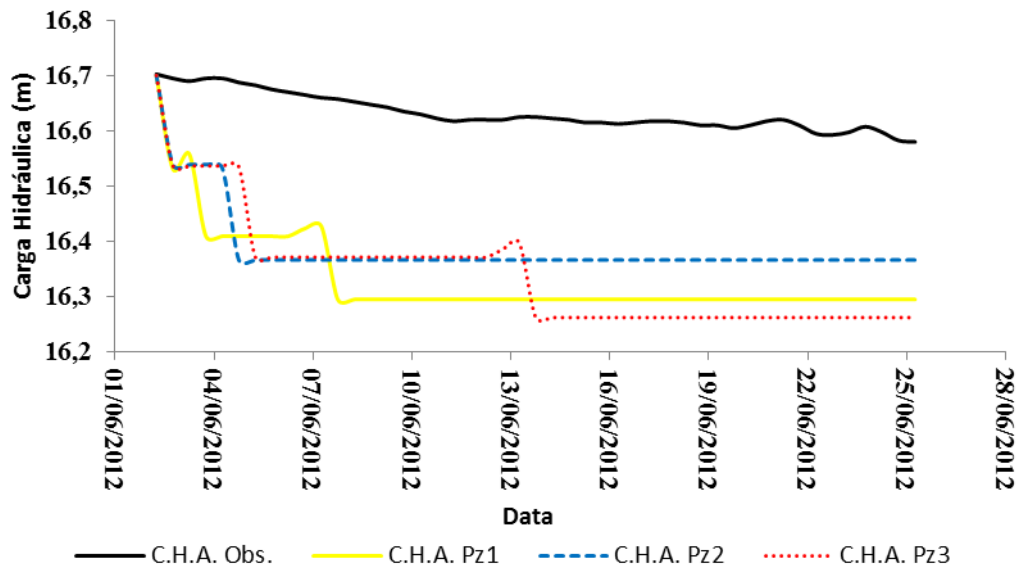
Figura 49. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 3 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

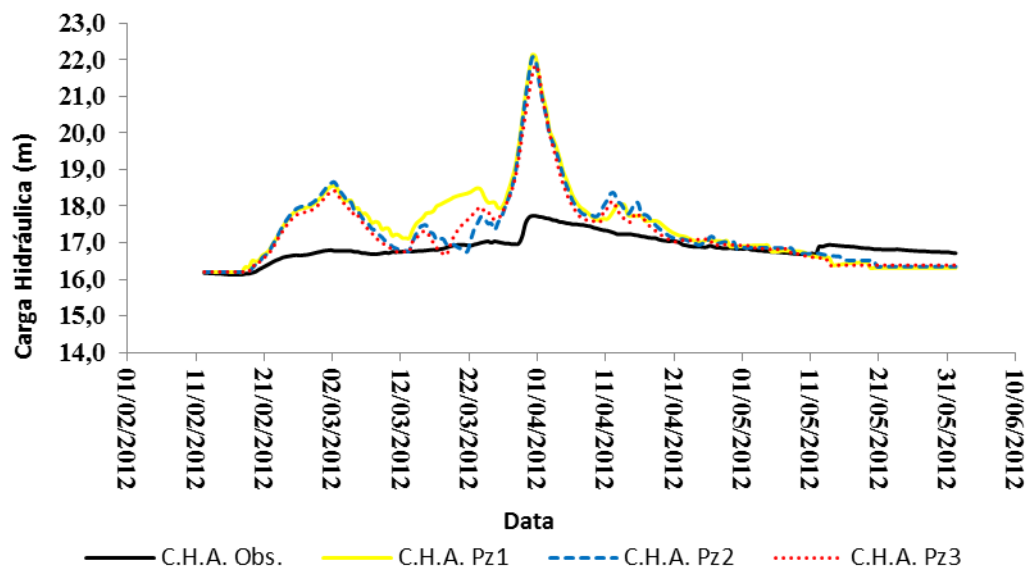
Figura 50. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 4 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

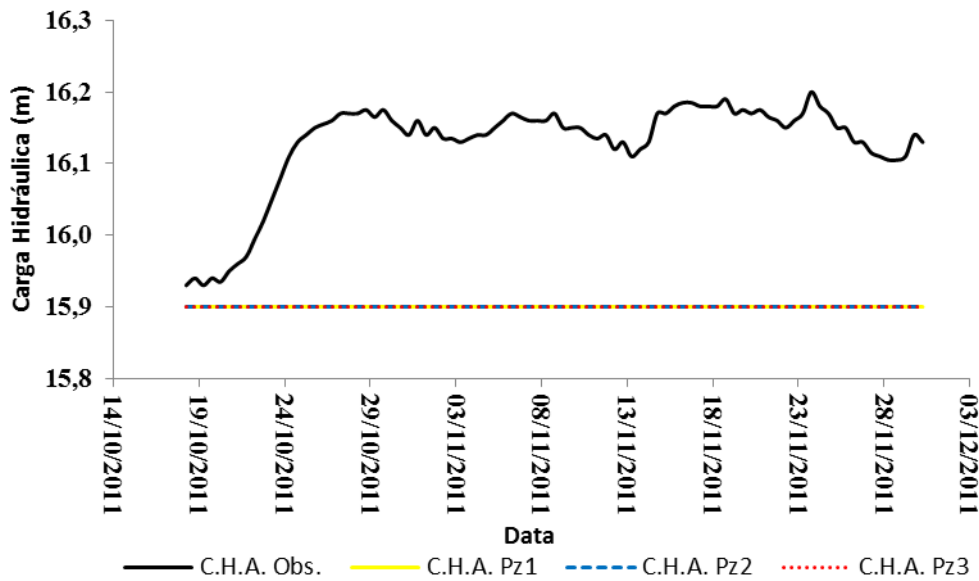
Figura 51. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 5 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

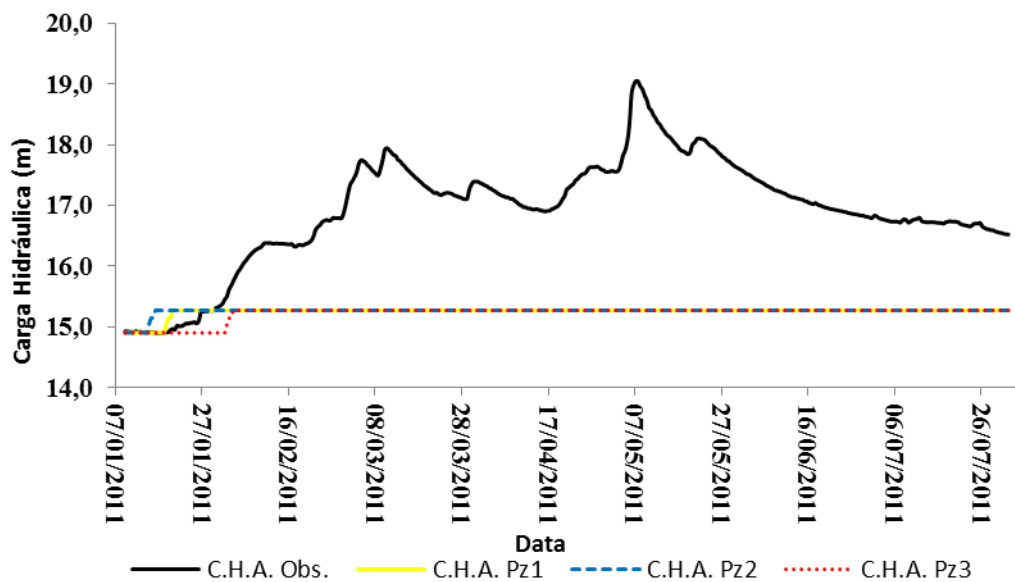
Figura 52. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 6 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

Figura 53. Cargas hidráulicas do aquífero observadas e calculadas do evento 7 considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3



Legenda: C.H.A. Obs.: carga hidráulica do aquífero observada; C.H.A. Pz1: carga hidráulica do aquífero parametrização 1; C.H.A. Pz2: carga hidráulica do aquífero parametrização 2; C.H.A. Pz3: carga hidráulica do aquífero parametrização 3.

Fonte: Próprio Autor

As cargas hidráulicas do aquífero calculadas e observadas do evento 1 (Figura 47) indica uma tendência da recarga do aquífero, diferindo apenas na ascensão inicial

das Pz2 e Pz3, que foram semelhantes a da Pz1. Essa diferença pode ter ocorrido devido às condições de topografia utilizadas nas Pz2 e Pz3, que não foi utilizada na Pz1. Outra observação feita no comportamento das cargas hidráulicas calculadas está na ascensão inicial, que ocorre bem antes da observada e na constância das mesmas após atingir uma carga hidráulica de aproximadamente 15,15 m, diferentemente do observado, que apresenta ascensão lenta e contínua. Esse comportamento, pode ocorrer pelo fato da sub-rotina da dinâmica lateral rio-aquífero definida por Costa (2012), que calcula as cargas hidráulicas do aquífero, utilizando uma média ponderada das colunas vizinhas, produzindo assim uma resposta imediata no meio.

No evento 2 (Figura 48) observa-se que as cargas hidráulicas do aquífero calculadas não indicam a existência de recarga, pois mantêm-se constantes durante todo o evento. Na propagação da onda de cheia do mesmo evento (Figura 48) o hidrograma calculado é superestimado em relação ao observado, indicado a não existência de perdas significativas, não contribuindo com recarga.

No evento 3 (Figura 49) a onda de cheia só ocorre no trecho inicial monitorado, não apresentando vazões a jusante. Nessa modelagem observa-se que as cargas hidráulicas calculadas apresentam uma rápida recarga inicial do aquífero, mantendo-se constante em seguida até o final do evento. No evento observado, verifica-se apenas uma recarga de aproximadamente cinco dias, com posterior redução das cargas hidráulicas. Nesse contexto observa-se que o modelo não reproduz esse comportamento.

No evento 4 (Figura 50) as vazões observadas são as menores e o aquífero está conectado ao rio, reduzindo as perdas em trânsito, produzindo uma suave redução da carga hidráulica do aquífero. Nesse contexto as cargas hidráulicas do aquífero calculadas apresentam rápidos decréscimos na forma de patamar, com menor redução na Pz2, seguido da Pz1 e da Pz3.

O evento 5 (Figura 51) é caracterizado por variações de cargas hidráulicas do aquífero relacionadas a uma propagação de onda de cheia com elevados picos de vazões. Nesse caso verifica-se elevações nas cargas hidráulicas do aquífero observadas associadas aos picos da onda de cheia no rio (Figura 44), caracterizando recargas. No resultado do modelo, tanto as elevações quanto as reduções das cargas hidráulicas do aquífero calculadas ocorrem rapidamente, esse comportamento pode ter ocorrido devido à sub-rotina da dinâmica lateral rio-aquífero, em que são calculadas as cargas hidráulicas do aquífero, através de uma média ponderada, produzindo assim uma

resposta instantânea no meio. Contudo, na parte final do hidrograma visualiza-se as cargas hidráulicas calculadas acompanhando as observadas.

No evento 6 (Figura 52) as cargas hidráulicas do aquífero calculadas se mantiveram constantes, diferentemente das observadas, que apresentaram variações a medida que passavam as ondas de cheia (Figura 45).

No evento 7 (Figura 53) o aquífero se encontrava desconectado do rio. Na simulação, as cargas hidráulicas do aquífero apresentaram uma ligeira elevação inicial da carga hidráulica do aquífero, com posterior manutenção da mesma até o final do evento. No entanto as cargas hidráulicas observadas apresentaram variações de acordo com os picos de cheia (Figura 46).

Após a análise dos hidrogramas calculados das propagações das ondas de cheia e das cargas hidráulicas do aquífero, considerando as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3, realizou-se uma análise dos parâmetros estatísticos COE e E, além da comparação entre os picos de vazões e os volumes de água calculados e observados produzidos em cada evento (Tabela 11).

Observa-se na Tabela 11 que os picos máximos de vazões foram subestimados: para o evento 4, em 50%, para as parametrizações Pz1, Pz2 e Pz3; para o evento 5, em 21 e 16%, para respectivamente Pz1 e Pz2; para o evento 6, em 33%, para Pz1 e Pz2 e em 26%, para Pz3. Os picos máximos de vazão foram superestimados: para o evento 1, em 92, 84 e 73%, para respectivamente Pz1, Pz2 e Pz3; para o evento 2, em 132% para Pz1 e Pz2 e em 136% para Pz3; para o evento 5, em 9%, apenas para a Pz3; para o evento 7, em 39%, para as Pz1 e Pz2 e em 58% para a Pz3.

Os volumes de água calculados foram subestimados: para o evento 4, em 93, 95 e 94%, para respectivamente Pz1, Pz2 e Pz3; para o evento 5, em 43, 38 e 36%; para o evento 7, em 11%, para Pz1 e Pz2 e em 14%, para Pz3. Dentre esses eventos, com exceção do evento 4, os demais apresentaram as maiores propagações de onda de cheia. Os volumes calculados foram superestimados: para o evento 1, em 218, 212 e 210%, para respectivamente Pz1, Pz2 e Pz3; para o evento 2, em 749, 737 e 748%, para respectivamente Pz1, Pz2 e Pz3, para o evento 6, em 26%, para Pz1 e Pz2 e em 19% para a Pz3. Este evento, em relação aos eventos 1 e 2, apresentou uma propagação de onda de cheia relativamente maior, com superestimativas bem menores. No evento 3 não foram observadas vazões no trecho monitorado a jusante (Figura 33 C), mas as modelagens considerando as três parametrizações forneceram vazões.

Tabela 11. Análise geral das parametrizações após calibração

EVENTOS	ESTATÍSTICA	Pz1	Pz2	Pz3	Pz1Original
01	Vazão Máx. Observado (m³/s)	3,7	3,7	3,7	3,7
	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	7,1	6,8	6,4	7,1
	Volume Obs. (m³)	1638576,0	1638576,0	1638576,0	1638576,0
	Volume Calc. (m³)	5206658,4	5117817,6	5072068,8	5206248,0
	Erro Vazões (%)	221,0%	215,6%	212,8%	221,0%
	Erro C.H.A. (%)	-0,5%	-0,6%	-0,6%	-0,5%
	COE Vazões (%)	-363,5%	-350,4%	-347,3%	-363,5%
02	COE C.H.A. (%)	11,7%	16,2%	16,2%	11,7%
	Vazão Máx. Observado (m³/s)	5,0	5,0	5,0	5,0
	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	11,6	11,6	11,8	11,6
	Volume Obs. (m³)	1118016,0	1118016,0	1118016,0	1118016,0
	Volume Calc. (m³)	9488750,4	9360079,2	9475531,2	9489096,0
	Erro Vazões (%)	763,3%	751,5%	761,9%	763,3%
	Erro C.H.A. (%)	-1,1%	-1,1%	-1,1%	-1,1%
03	COE Vazões (%)	-2258,8%	-2239,8%	-2329,1%	-2258,8%
	COE C.H.A. (%)	-353,2%	-353,2%	-353,2%	-353,2%
	Vazão Máx. Observado (m³/s)	0,0	0,0	0,0	0,0
	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	4,6	3,6	4,3	4,6
	Volume Obs. (m³)	0,0	0,0	0,0	0,0
	Volume Calc. (m³)	6251040,0	6076274,4	6101244,0	6251256,0
	Erro Vazões (%)				
04	Erro C.H.A. (%)	3,3%	3,2%	3,2%	3,3%
	COE Vazões (%)				
	COE C.H.A. (%)	-4876,3%	-4815,1%	-4815,1%	-4876,3%
	Vazão Máx. Observado (m³/s)	0,2	0,2	0,2	0,2
	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	0,1	0,1	0,1	0,1
	Volume Obs. (m³)	82080,0	82080,0	82080,0	82080,0
	Volume Calc. (m³)	5745,6	4428,0	4644,0	5745,6
05	Erro Vazões (%)	-92,8%	-94,0%	-94,1%	-92,8%
	Erro C.H.A. (%)	-1,8%	-1,5%	-1,8%	-1,8%
	COE Vazões (%)	-47,6%	-48,0%	-47,2%	-47,6%
	COE C.H.A. (%)	-8675,0%	-5820,0%	-8493,2%	-8675,0%
	Vazão Máx. Observado (m³/s)	331,6	331,6	331,6	331,6
	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	262,2	278,6	360,4	262,2
	Volume Obs. (m³)	213840216,0	213840216,0	213840216,0	213840216,0
06	Volume Calc. (m³)	122830300,8	132101193,6	135910440,0	122831424,0
	Erro Vazões (%)	-42,6%	-38,2%	-36,4%	-42,6%
	Erro C.H.A. (%)	3,4%	2,8%	2,4%	3,4%
	COE Vazões (%)	3,5%	-0,3%	-21,2%	3,5%
	COE C.H.A. (%)	-926,0%	-746,9%	-628,7%	-926,0%
	Vazão Máx. Observado (m³/s)	24,2	24,2	24,2	24,2
	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	16,2	16,2	18,0	16,2
07	Volume Obs. (m³)	10432800,0	10432800,0	10432800,0	10432800,0
	Volume Calc. (m³)	13185828,0	13120077,6	12372264,0	13183344,0
	Erro Vazões (%)	26,6%	25,9%	18,9%	26,6%
	Erro C.H.A. (%)	-1,4%	-1,4%	-1,4%	-1,4%
	COE Vazões (%)	-59,2%	-66,4%	-63,6%	-59,2%
	COE C.H.A. (%)	-1157,4%	-1157,4%	-1157,4%	-1157,4%
	Vazão Máx. Observado (m³/s)	720,0	720,0	720,0	720,0
08	Vazão Máx. Calculado (m³/s)	1001,2	1001,2	1140,8	1001,2
	Volume Obs. (m³)	905998953,6	905998953,6	905998953,6	905998953,6
	Volume Calc. (m³)	809406756,0	809576013,6	774854121,6	804091104,0
	Erro Vazões (%)	-10,7%	-10,6%	-16,9%	-11,2%
	Erro C.H.A. (%)	-9,9%	-9,8%	-11,1%	-10,0%
	COE Vazões (%)	35,6%	35,6%	27,0%	35,5%
	COE C.H.A. (%)	-345,7%	-346,1%	-346,3%	-346,4%

Fonte: Próprio autor

O E das vazões calculadas dos eventos comportaram-se de forma semelhante a dos volumes dos eventos calculados, com os mesmos eventos subestimados e superestimado.

O E das cargas hidráulicas do aquífero calculadas foram relativamente pequenos em relação aos erros obtidos nas propagações de onde de cheia. Os erros foram subestimados: para o evento 1, em 0,5, 0,6 e 0,5%, para respectivamente Pz1, Pz2 e Pz3; para o evento 2, em 1,1%, para todas as parametrizações; para o evento 4, em

1,8%, para Pz1 e Pz3 e em 1,5%, para Pz2; para o evento 6, em 1,4%, para todas as parametrizações. O evento 7 apresentou erros que variaram de -9,8 a 11,1%. Os erros foram superestimados: para o evento 3, em 3,2%; para o evento 5, em 3,4, 2,8 e 2,4%, para respectivamente Pz1, Pz2 e Pz3.

Os erros das cargas hidráulicas foram menores que os erros das vazões porque os desvios entre as cargas hidráulicas calculadas e observadas foram bem menores que os das vazões, que apresentam grandes picos de cheia e oscilações bruscas dos valores. Assim o fato das cargas hidráulicas apresentarem erros menores não indica necessariamente que o modelo responde bem. Desse modo, optou-se também pela análise do COE, tanto para as vazões quanto para as cargas hidráulicas do aquífero.

Após a calibração Pz1 o modelo apresentou uma discreta melhora para o evento 7, tanto para as vazões. Os demais eventos não apresentaram modificação significativa nas respostas do modelo em relação as simulações realizadas antes da calibração. Para a parametrização Pz2 o COE passou de 34% para 36%, ambos na faixa aceitável. Já para a carga hidráulica do aquífero o COE passou de -348% para -346%. Os demais eventos mantiveram os COE's iguais tanto para as vazões quanto para as cargas hidráulicas do aquífero. Já a modelagem para a Pz3 apresentou significativa melhora na propagação de onda de cheia após a calibração, passando de -35% para 27%. Para as cargas hidráulicas o COE passou de -519% para -346%.

Para os demais eventos de vazão não houve mudança no COE, já para as cargas hidráulicas do aquífero obteve-se uma melhora significativa para o evento 1, passando de -307% para 11,7%.

Analisando os COE's das modelagens após calibração do modelo, verificou-se poucas melhorias nas respostas do modelo *Dryrios*. No entanto, verificou-se que, no processo de calibração do modelo, o ajuste do parâmetro condutividade hidráulica saturada apresentou melhores resposta para valores próximos aos definidos por Costa (2012).

Essa análise indica que o modelo não simulou bem às trocas hídricas entre rio e aquífero, tendo apenas um único evento em que as vazões ficaram dentro de uma faixa aceitável do COE. Já para as cargas hidráulicas do aquífero, os COE's foram muito negativos, mostrando assim uma má representação do comportamento do aquífero.

7 CONCLUSÕES

A obtenção dos dados utilizados na parametrização do modelo *Dryrios* envolve levantamento de campo e medidas em laboratório de um grande número de parâmetros em uma densa área de pontos de coleta.

Contudo, a parametrização do modelo pode ser viabilizada através da estimativa de parâmetros, a partir de informações obtidas de perfis estratigráficos e análise granulométrica de solos da área, além de levantamentos topográficos e de imagens de satélite da área a ser modelada.

Alguns cuidados devem ser tomados ainda na parametrização do modelo, tal como a definição do tamanho dos trechos a ser modelado, para ter um intervalo de tempo compatível com os intervalos de monitoramento das variáveis hidrológicas. Esse procedimento está vinculado ao critério de estabilidade numérica do modelo, porque o tamanho do trecho modelado é diretamente proporcional ao passo de tempo da simulação.

O modelo *Dryrios* necessita de ajustes para definir o número de trechos que se pretende modelar, pois, o arquivo executável não pode ser usado em outros rios com um número maior ou menor que quatro trechos.

Dentre os parâmetros analisados nesse estudo, verificou-se uma maior sensibilidade para o parâmetro condutividade hidráulica saturada do horizonte de solo da base do leito do rio. O parâmetro condutividade hidráulica saturada para as parametrizações da Bacia Hidrográfica Patos/Cariús/Iguatu apresentou os melhores resultados do Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (COE) chegando a 36%, para valores de respectivamente 0,02 a 0,01585 m.s^{-1} valores esses altos referentes a condição de cascalho bem definido, condição pouco diferente das encontradas em perfis estratigráficos da área, que apresentavam terrenos muito arenoso com presença de cascalho apenas no quarto trecho simulado.

Na parametrização Pz3, que modificou todos os parâmetros do solo com base nos perfis estratigráficos da área, admitiu-se trechos com diferentes tipos de solos, sendo o quarto trecho admitido como areia, com uma condutividade hidráulica saturada de 0,0000654 m.s^{-1} , contudo, na calibração o melhor ajuste foi para 0,015 m.s^{-1} , valor corresponde a cascalho bem definido, sendo assim, compatível ao valor definido por Costa (2012).

O modelo *Dryrios* apresenta uma boa resposta para simulações de propagação de onda de cheia sem interação rio-aquífero segundo Costa (2012), contudo, ao se realizar a simulação do modelo com interação rio-aquífero em condições reais para as cargas hidráulicas do aquífero em cada trecho, o modelo não apresentou um bom COE.

Dos sete eventos simulados apenas um apresentou resultado das vazões do rio com COE de 36%, valor considerado aceitável. Para as cargas hidráulicas do aquífero todas as respostas do modelo, considerando todas as parametrizações, os COE's ficaram abaixo da faixa aceitável, com apenas 16%.

Novas avaliações do modelo *Dryrios* se fazem necessárias para verificar, por exemplo, o efeito de escala.

O modelo *Dryrios* apresenta-se como um modelo que possibilita um uso didático para a compreensão dos fenômenos hidrológicos que regem os processos de interação rio-aquífero. Contudo, a utilização do mesmo pela sociedade civil e instituições gestoras de recursos hídricos não representa bem a realidade, inviabilizando a tomada de decisões, especialmente em se tratando de água subterrânea.

REFERÊNCIAS

- ABDULLA, F.; AL-BADRANI, L. Application of rainfall-runoff model to three catchments in Iraq. **Journal des Sciences Hydrologiques**. v. 45, n. 1, 2000.
- ABDULRAZZAK, M. J.; MOREL-SEYTOUX, H. Recharge from an ephemeral stream following wetting front arrival to water table, **Water Resour. Res.**, 19 (1), 194–200, 1983.
- ALANSI, A. W.; AMIN, M. S. M.; ABDUL HALIM, G.; SHAFRI, H. Z. M. & AIMRUN, W. Validation of SWAT model for stream flow simulation and forecasting in Upper Bernam humid tropical river basin, Malaysia. **Hydrol. Earth System Sci. Discuss.**, 6:7581-7609, 2009.
- ALYAMANI, M. S.; SEN Z. Determination of hydraulic conductivity from complete grain-size distribution curves. **Ground Water**, 31:551-555, 1993.
- ARAÚJO, J. C. de; BRONSTERT, A.; GÜNTNER, A. Influence of reservoir sedimentation on water yield in the semiarid region of Brazil. In: VIIIth IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguaçu. **Sediment Budgets**, IAHS Publication 292. Wallingford: v. 2, 301-307. 2005.
- BALTOKOSKI, V.; TAVARES, M.H.F.; MACHADO, R. E.; OLIVEIRA, M. P. Calibração de modelo para a simulação de vazão e de fósforo total nas sub-bacias dos rios Conrado e Pinheiro – Pato Branco (PR). **Rev. Bras. Ci. Solo**, 34:253-261, 2010.
- BRACKEN, L.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes** 21, 1749-1763. 2007.
- BRANDÃO, V. S.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D. **Infiltração da água no solo**. 3. ed. Viçosa, MG: UFV, 102 p. 2006.
- BREDENKAMP, D. B.; BOTHA, L. J.; VAN TONDER, G. J.; VAN RENSBURG, H. J. Manual on quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity. Rep TT 73/95. **Water Research Commission**, Pretoria, 419 p. 1995.
- BRODIE, R.; SUNDARAM, B.; TOTTENHAM, R.; HOSTETLER, S.; RANSLEY, T. An overview of tools for assessing groundwater-surface water connectivity. **Bureau of Rural Sciences**, Canberra, Australia, 133 p. 2007.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, **Colorado State University**, Fort Collins, Colo, 1964.
- BRUNNER, P.; SIMMONS, C. T.; COOK, P. G.; THERRIEN, R. Modeling surface water groundwater interaction with MODFLOW: some considerations. **Ground Water**, 48, 174-180, 2010.
- BURTE, J. D. P. **Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semi-áridas: funcionamento e estratégias de gestão**. Estudo de caso no Nordeste brasileiro. Tese

(Doutorado em Engenharia Hidráulica e Ambiental) – Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE. 2008.

CAMPBELL, G. S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Sci.**, v. 117, 311-314, 1974.

CAMPOS, J. N. B. Água, sociedade e natureza – Desenvolvimento científico e gestão das águas. In: Hofmeister, W. (ed.) Água e desenvolvimento sustentável no semiárido, **Fundação Konrad Adenauer**, Série Debates nº 24. ISBN 85-7504-036-7. 2002.

CHEN, X. H. Streambed hydraulic conductivity for rivers in south-central Nebraska. **J. Am. Water Resour. Assoc.**, 40: 561-573. 2004.

CHEN, X. H.; Shu, L. Stream-aquifer interactions: evaluation of depletion volume and residual effects from ground water pumping. **Ground Water**, 40: 284-290. 2002.

CHEN, X. H. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy. **Environ. Geol.** 39: 1317-1324. 2000.

CHU, X.; MARIÑO, M. A. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall, **J. Hydrol.**, 313, 195–207. 2005.

CIBIN, R.; SUDHEER, K. P.; CHAUBEY, I. Sensitivity and indentifiability of stream flow parameters of the SWAT model Hydrol. **Wiley InterScience**. p.1133-1148, 2010. Disponível em: <www.interscience.wiley.com> Acesso em: 9 mar. 2014.

COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS. Modelagem matemática hidrogeológica do Aquífero Médio e do Aquífero Mauriti da região do Cariri, no Estado do Ceará. **Relatório final do projeto**. Fortaleza, 2011.

COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS. Implantação do sistema de monitoramento/gestão de uma área piloto do aquífero Missão Velha, na Bacia Sedimentar do Araripe. **Relatório final do projeto**. Fortaleza, 2005.

COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS. Planejamento Estadual de Recursos hídricos. Fortaleza, 1999.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 8, n. 3, p. 27-39, 2003.

COSTA, A. C.; FÖRSTER, S.; DE ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. Analysis of channel transmission losses in a dryland river reach in northeastern Brazil using streamflow series, groundwater level series and multi-temporal satellite data, **Hydrol. Process**. v. 27, n. 7, 1046-1060. 2012.

COSTA, A. C. **Analyzing and Modelling of Flow Transmission Processes in River Systems with a Focus on Semi-Arid Conditions**. 2012. Tese (Doutorado em Hidrologia e Climatologia) - Departamento de Hidrologia e climatologia, Universidade de Potsdam, Potsdam-Germany, 2012.

COSTA, A. C., BROSTERT, A.; ARAÚJO, J. C. Analysis of channel transmission losses model for different dryland rivers. **Hydrol. Earth Syst. Discuss.**, v. 8, 8903-8962, 2011.

CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará/Organiza do por Antônio Maurílio Vasconcelos e Francisco Edson Mendonça Gomes. – Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 1998.

DAHAN, O.; SHANI, Y.; ENZEL, Y.; YECHIELI, Y.; YAKIREVICH, A. Direct measurements of floodwater infiltration into shallow alluvial aquifers, **J. Hydrol.**, v. 344, n. 3-4, 157–170, 2007.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Projeto Avaliação Hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe. Recife. 101 p. 1996.

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

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D.; TAN, K. A. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. **Ground Water Monitoring & Remediation.** V. 9, 184-193. 1989.

ELSENBEER, H.; LACK, A. Hydrological Pathways and Water Chemistry in Amazonian Rain Forest. In: Anderson, M. G. & Brooks, S. M., eds. **Advances in hillslope processes.** Chichester, John Wiley & Sons, p. 939-958. 1996.

ELSENBEER, H.; NEWTON, B. E.; DUNNE, T.; MORAES, J. M. Hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondônia, Brazil. **Hydrol. Proc.**, v. 13, 1417-1422. 1999.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Manual de métodos de análise de solo.** 2. Ed. Rio de Janeiro: Rev. Atual, 1997. 212 p.

ENGELER, I.; HENDRICKS-FRANSSSEN, H. J.; MÜLLER, R.; STAUFFER, F. The importance of coupled modelling of variably saturated groundwater flow-heat transport for assessing river-aquifer interactions, **J. Hydrol.**, v. 397, 295–305, 2011.

FETTER, C. W. **Applied Hydrogeology.** 2. ed. New York: Macmillan Publishing. 1988, 592 p.

FONTENELE, S. de B. **Modelagem matemática da dinâmica de fluxo riacho-aquífero na microbacia hidrográfica do riacho São José, região do cariri cearense.** 2010. 99p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2010.

FRACETTO, F. J. C. **Estoque de carbon e nitrogênio e estrutura da comunidade de diazotróficas em solos de caatinga com plantio de mamona**. 2009. 78 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2009.

FREDLUND, D. G.; XING, A. Equations for the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 31, n.31, 521-532. 1994.

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

FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C.; SANTIAGO, M. M. F. Water resources of Piauí and Ceará. In: Gaiser; Krol; Frischkorn; Araújo. (Org.). *Global change and regional impacts*. 1 ed. Berlin: **Springer Verlag**, v. 1, p. 87-94. 2003.

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. (2006). *Zoneamento Geoambiental do Estado do Ceará – Parte II: Mesorregião do Sul Cearense*. Fortaleza: FUNCEME, 128 p. 2006.

GENUCHTEN, M. Th.; A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 44, 892-898 p, 1980.

GHAFFARI, G.; KEESSTRA, S.; GHODOUSI, J.; AHMADI, H. SWAT simulated hydrological impact of land-use change in the Zanzanrood Basin. **Northwest Iran. Hydrol. Proces.** v. 24, 892-903, 2009.

GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. Macro-scale hydrological modelling – a scandinavian experience. In: *International Symposium on: ‘Can Science and society save the water crisis in the 21st century – reports from the World’*, 2000, Tokyo. **Anais...** Tokyo: Japan Society of Hydrology and Water Resources, 2000. P.38-45.

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

GÜNTNER, A. **Large-scale hydrological modeling in the semi-arid North-East of Brazil**. 2002. Tese (Doutorado) - Instituto de Geoecologia, Universidade de Potsdam, Alemanha. 2002.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. California: Academic Press, San Diego, 1980. 413 p.

HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, v. 114, p.395-400, 1972.

HILDEBRAND, F. B. **Finite difference equations and simulations**. New York: Prentice-Hall, 1968.

HUGHES, D. A. 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, J. M. Time lag and soil permeability in ground – water observations. **Waterways Experiment Station Corps of Engineers**, U.S. ARMY, v. 36, 50 p. 1951.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Censo Demográfico 1991 Agregado por Setores censitários – Vol. 2 e 3 Região Nordeste**. Rio de Janeiro: IBGE, 2003. 1 CD-ROM.

IPECE - Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará. 2007. **Ceará em Mapas**. Disponível em: <http://www2.ipece.ce.gov.br/atlas/>. Acessado em: 05/03/2013.

IVKOVIC, K.M. A top-down approach to characterise aquifer-river interaction processes, **Journal of Hydrology**. v. 365, 145-155, 2009.

JACOMINE, P. K. T.; ALMEIDA, J. C.; MEDEIROS, L. A. R. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Ceará. Recife, 1973. 2v. 830p. (DPP, Boletim Técnico, 28. SUDENE, Série Pedolgia, 16). 1973.

JHA, M.; ARNOLD, J. G.; GASSMAN, P. W.; GIORGI, F.; GU, R. Climate change sensitivity assessment on Upper Mississippi River Basin streamflows using SWAT. **J. Am. Water Res. Assoc.** v. 42, 997-1016, 2006.

KIM, U.; KALUARACHCHI, J. J. Application of parameter estimation and regionalization methodologies to ungauged basins of Upper Blue Nile River Basin, Ethiopia. **Journal of Hydrology**. v. 362, p. 39-56, 2008.

Klein, V. A.; Reichert, J. M.; Reinert, D. J. Água disponível em um Latossolo Vermelho argiloso e murcha fisiológica de culturas. **R. Bras. Eng. Agric. Amb.** v. 10. 646-650, 2006.

KLEIN, V. A. **Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo**. 1998. 150 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 150p. 1998.

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

KRAUSE, S.; BRONSTERT, A. The impact of groundwater-surface water interactions on the water balance of a mesoscale lowland river catchment in northeastern Germany. **Hydrol. Process.** v. 21, 169–184. 2007.

KRAUSKOPF NETO, R.; GUETTER, A. K.; Mine, M. R. M. Modelo hidrológico com atualização de estado: modelagem hidrológica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 12, n. 3, p. 93-103, 2007. Parte I.

KUNDZEWICZ, Z. W.; MATA, L. J.; ARNELL, N. W.; DÖLL, P.; JUMENEZ, B., MILLER, K.; OKI, T.; SEN, Z.; SHIKLOMANOV, I. The implications of projected climate change for freshwater resources and their management. **Hydrol. Sci.** v. 53, n. 1, 3-10. 2008.

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L.; SANTIAGO, A. F.; LIMA, D. C.; ROCHA, E. O. Análise de sensibilidade e calibração do modelo SWAT aplicado em bacia hidrográfica da região Sudeste do Brasil. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 36, 623-634, 2012.

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

LERNE, D. N.; ISSAR A. S.; SIMMERS, I. **Groundwater recharge**. A guide to understanding and estimating natural recharge, IAH Int Contrib Hydrogeol 8. Heinz Heise, Hannover. 1990. 345 p.

LIMBRUNNER, J. F.; VOGEL, R. M.; CHAPRA, S. C. A parsimonious watershed model. Capítulo 22 In: Singh, V. P.; Frevert, D. F. (Ed.) **Watershed Models**. Colorado: ed. CRC Press, p. 549-567, 2005.

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

MACHADO, C. J. F.; SANTIAGO, M. F. S.; MENDONÇA, L. A. R.; FIRSCHRON, H.; MENDES FILHO, J. Hydrochemical and flow modeling of aquitard percolation in the Cariri Valley-Northeast Brazil. **Aquat Geochem.** v. 13, n.2, 187-196. 2007.

MALVEIRA, V. T. C.; ARAÚJO, J. C.; GUNTNER, A. Hydrological impact of a high density reservoir network in the semiarid north-eastern Brazil. **J. Hydrol. Eng.**, v. 17, n. 1. 109-117, 2011.

MENDONÇA, L. A. R.; FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M. F.; MENDES FILHO, J. 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, 1045-1053. 2005.

MENDONÇA, L. A. R. **Modelagem matemática, química e isotópica de uma bateria de poços na cidade de Juazeiro do Norte – Ceará**. 1996. 122 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Ambiental) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 1996.

MEYBOOM, P. Mass transfer studies to determine the groundwater regime of permanente lakes in hummocky moraine of western Canada. **J. Hydrol.** v. 5, n.2, 117-142. 1967.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA - MME; DNAEE. **Sistemática de Análise de Consistência de Dados Fluviométricos**. Brasília – 1982.

MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impacto of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**. v. 434-435, 55-68, 2012.

MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; GUANDIQUE, M. E. G.; MILDE, L. C.; GROppo, J. D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. Propriedades Físicas dos Solos a Parametrização de um Modelo Hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. Porto Alegre – RS, v. 8, n. 1, 61-70, 2003.

MORIN, E.; GRODEK, T.; DAHAN, O.; BENITO, G.; KULLS, C.; JACOBY, Y.; VAN LANGENHOVE, G.; SEELY, M.; ENZEL, Y. Flood routing and alluvial aquifer recharge along the ephemeral arid Kuiseb River, Namibia. **J. Hydrol.**, v. 368, 262–275, 2009.

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

PAIM, J. B.; MENEZES, J. T. Estimativa do balanço sedimentar da bacia do rio Tijucas (SC –Brasil) a partir da aplicação do modelo hidrológico SWAT. **R. Geogr. Acad.**, v. 3, 5-14, 2009.

PARISSOPOULOS, G. A.; WHEATER, H. S. Experimental and numerical infiltration studies in a wadistream bed, **Hydrolog. Sci. J.** v. 37, 27–37, 1992.

PAULETTO, E. A.; LIBARDI, P. L.; MANFRON, P. A.; MORAES, S. O. Determinação da condutividade hidráulica a partir da curva de retenção de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v.12, 189-195, 1988.

PORTO, R. M. **Hidráulica Básica**. 4 ed. São Carlos: EESC – USP, 2006.

RAGAB, R., PRUDHOMME, C. Climate change and water resources management in arid and semi-arid regions: prospective and challenges for the 21st century. **Biosyst. Eng.** v. 81, 3-34. 2002.

RAWLS, W.J.; D. L. BRAKENSIEK, A Procedure to Predict Green Ampt Infiltration Parameters. *Adv. Infiltration, Am. Soc. Agric. Eng.*, 102-112, 1983.

RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L. Prediction of Soil Water Properties for Hydrologic Modeling. **Watershed Manegement in the Eighties**. ASCE. 293-299, 1985.

RAWLS, W. J.; AHUJA, L. R.; BRAKENSIEK, D. L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement, in: **Handbook of Hydrology**, edited by: Maidment, D. R., McGraw-Hill inc., USA, 1993.

RAWLS, W. J.; GISH, T. J.; BRAKENSIEK, D. L. Estimating soil water retention from soil physical properties and Characteristics. **Adv. Soil Sci.** v. 16, 213-234, 1991.

RENARD, K. G.; NICHOLS, M. H.; WOOLHISER, D. A.; OSBORN, H. B. A brief background on the U.S. Department of Agriculture Agricultural Research Service Walnut Gulch Experimental Watershed. **Water Resour. Res.**, v. 44, n. 3. 2008.

RENARD, K.G.; The hydrology of semiarid rangeland watersheds, Rep. ARS-41-162, **Agric. Res. Serv.** US Dep. Of Agric., Washington, D.C. 1970.

RUSHTON, K. R.; TOMLINSON, L. M. Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers, **J. Hydrol.** v. 40, 49–65. 1979.

SANTANA, D. P. **Manejo integrado de bacias hidrográficas.** Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2003. 63 p.

SANTOS, M. R. P. **Transporte advectivo de poluentes do riacho dos macacos ao aquífero Rio da Batateira na cidade de Juazeiro do Norte.** 2004. 109 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências. Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza, 2004.

SEMMENS, D. J.; GOODRICH, D. C.; UNKRICH, C. L.; SMITH, R. E.; WOOLHISER, D. A.; MILLER, S. N. KINEROS2 and the AGWA modeling framework, in: Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas. Wheater, H., Sorooshian, S., and Sharma, K. D., **Cambridge Press**, New York, 2008.

SHANNON, J.; RICHARDSON, R.; THORNES, J. Modelling Event-based Fluxes in Ephemeral Streams. In: **Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels.** Org. por Bull, L. J. e Kirkby, M. J., John Wiley & Sons, Chichester, England. 2002.

SHARMA, M. L. **Groundwater recharge.** AA Balkema: Rotterdam, 1989. 323 p.

SIMMERS, I. (ed). **Estimation of natural groundwater recharge.** NATO ASI Ser C 222. Reidel, Dordrecht, 1988. 510 p.

SIMMERS, I. (ed). **Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas.** IAH Int. Contrib. Hydrogeol. 19, AA Balkema, Rotterdam, 1997. 277 p.

SMITH, R. E.; GOODRICH, D. C.; WOOLHISER, D. A.; UNKRICH, C. L. 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, M. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. **Hydrogeol. J.**, v. 10, 52–67. 2002.

SOUZA, A. B. **Análise climatológica pluviométrica da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe (CE).** 2013. 69 f. Monografia (Graduação em Agronomia) – Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Ceará, Crato, 2013.

TAVARES, P. R. L. **Modelagem computacional e calibração da condutividade hidráulica horizontal em aquífero da bacia sedimentar do Araripe utilizando o método iterativo do gradiente hidráulico.** 2010. 137 f. Tese (Doutorado em

Engenharia Civil/Recursos Hídricos) – Faculdade de Engenharia Civil. Universidade Federal do Ceará. 2010.

TÓTH, J. A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. **J. Hydrol.** v. 10. 164-176. 1970.

TRIVELATO, G. C. **Técnicas de modelagem e simulação de sistemas dinâmicos.** São José dos Campos: INPE, 2003. 20 p. (Nota Técnica).

TUCCI, C.E.M. **Modelos Hidrológicos.** 2 ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na Região Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG.** 2008. 133 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. **Hydrogeology Journal.** v. 10. 5 – 17, 2002.

WERNER, P. C.; GERSTENGARBE, F.-W. The Climate of Piauí and Ceará. *In:* Gaiser, T.; Krol, M.; Frischkorn, H.; Araújo, J. C. (eds.) **Global Change and Regional Impacts.** Springer Verlag, Berlin. 2003.

WINTER, T. C.; HARVEY, J. W.; FRANKE, O. L.; ALLEY, W. M. **Ground water and surface water a single resource.** US Geol Surv Circ 1139, 1998. 79 p.

XAVIER, T. M. B. S. **Tempo de Chuva: Estudos Climáticos e de Previsão para o Ceará e Nordeste Setentrional.** Fortaleza: ABC Editora, 2001. 476 p.

XIE, Z.; YUAN, X. Prediction of water table under stream-aquifer interactions over an arid region. **Hydrol. Process.** v. 24, 160–169. 2010.